Министерство общего и профессионального образования
Российской Федерации

Томский государственный университет

# АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Материалы
научной конференции

**Том 1**

1878 1998

## ОРГКОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Бабанский М.Д., первый проректор Томского госуниверситета, председатель
Татьянин Г.М., декан ГГФ, зам. председателя
Летувнинкас А.И., зав. кафедрой минералогии и геохимии, зам. председателя
Сазонтова Н.А., ст. преподаватель, секретарь оргкомитета

Зинченко В.И., проректор ТГУ по научной работе
Комаров А.В., председатель комитета природных ресурсов по Томской области
Конторович А.Э., директор Института геологии нефти и газа СО РАН
Майер Г.В., ректор Томского госуниверситета
Орлов В.П., министр природных ресурсов Российской Федерации
Паровинчак М.С., главный геолог АО «Томскгаз»
Ревушкин А.С., проректор ТГУ по учебной работе
Сурков В.С., директор СНИИГГИМС
Хохлов В.Е., начальник департамента Администрации Томской области

Задде Г.О., зав. кафедрой метеорологии и климатологии
Земцов В.А., зав. кафедрой гидрологии
Окишев П.А., зав. кафедрой краеведения и туризма
Парначев В.П., зав. кафедрой динамической геологии
Плеханов Г.Ф., зав. кафедрой охраны окружающей среды и рационального природопользования
Подобина В.М., зав. кафедрой палеонтологии и исторической геологии
Хромых В.С., и.о. зав. кафедрой географии
Чернышов А.И., зав. кафедрой петрографии

### РАБОЧАЯ ГРУППА ОРГКОМИТЕТА

Бетхер О.В, ассистент кафедры петрографии
Васильева О.В., аспирант кафедры охраны окружающей среды и рационального природопользования
Жилина Е.Н., инженер кафедры динамической геологии
Коот И.Э., лаборант кафедры минералогии и геохимии
Косова Л.С., доцент кафедры краеведения и туризма
Макаренко С.Н., с.н.с. кафедры палеонтологии и исторической геологии
Родыгин С.А., доцент кафедры палеонтологии и исторической геологии
Свешникова В.Л.,зав. минералогическим музеем
Севостьянова Л.М., доцент кафедры метеорологии и климатологии
Семина Т.А., аспирант кафедры минералогии и геохимии
Файнгерц А.В., аспирант кафедры палеонтологии и исторической геологии
Черняк Л.П., инженер кафедры гидрологии
Шпанский А.В., ассистент кафедры палеонтологии и исторической геологии

Министерство общего и профессионального образования
Российской Федерации

Томский государственный университет

# АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Материалы
научной конференции, посвященной
120-летию основания
ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
1 – 4 апреля 1998 года

## Том 1

Томск ✧ 1998

УДК 551+55(1/9) + 56(4/9)(571.1)+378.147(55+91)

**Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т.1**/ Общая и региональная геология. Стратиграфия. Палеонтология. Проблемы и задачи геологического образования. / Материалы научной конференции, посвященной 120-летию основания Томского государственного университета, 1 – 4 апреля 1998 г., г. Томск. – Томск: Том. гос. ун-т, 1998. 398 с.

Том состоит из трех частей. В первой из них помещены материалы, освещающие различные вопросы общей и региональной геологии. На основе исследований различных групп ископаемой фауны и флоры обсуждаются вопросы стратиграфии докембрия и фанерозоя. Отдельно рассматриваются проблемы и задачи геологического образования.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: И.А.Вылцан, (отв. редактор), В.П.Парначев, В.М.Подобина, С.А.Родыгин, Е.Н.Жилина, Н.А.Сазонтова, Т.А.Семина

**Actual problems of geology and geography in Siberia. Vol. 1.** General and regional geology. Stratigraphy. Paleontology.Problems and aims of geological education./ Proceedings of the scientific conference devoted to 120 anniversary of the foundation of Tomsk State University. 1-4 April 1998. Tomsk: Tomsk State University, 1998. 398 p.

The volume consists of two parts. Materials, elucidating different questions of general and regional geology for the extensive Siberian region, are inserted into the first of them. Problems of Late Precambrian and Phanerozoic stratigraphy of Siberia are discussed on the basis of the investigations of different fossil fauna and flora groups. Problems and aims of the geological education are considered separately.

**Editorial board:** I.A.Vilzan (editor-in-chief), V.P.Parnachev, V.M.Podobina, S.A. Rodygin, A.F.Bejhencenzev, E.N. Jilina, N.A.Sazontova, T.A.Semina.

© Томский государственный университет, 1998 г.

© Коллектив авторов

*Высшая школа совершает национальную работу первостепенной важности: в ней сосредоточивается и куется все будущее великого народа.*

*В.И.Вернадский*

*Томский государственный университет, основанный постановлением Государственного Совета Российской Империи 16 (29) мая 1878 г. положил начало развитию высшего образования и науки в Азиатской части России от Урала до Тихого океана. В истории создания девятого в России университета значительную роль сыграли министр народного просвещения Д.А.Толстой, профессор медицины, попечитель Западно-Сибирского учебного округа В.М.Флоринский, знаменитый ученый Д.И.Менделеев, ученый и исследователь Сибири, Монголии и Китая Г.Н.Потанин, Томский городской голова З.М.Цибульский, ученый и публицист Н.М.Ядринцев и другие выдающиеся деятели русской интеллигенции.*

*С момента открытия университетом было подготовлено более 80 тысяч специалистов, в его стенах учились или работали более 100 академиков АН СССР (РАН), РАМН и академий наук государств СНГ, 60 лауреатов Государственной премии, два лауреата Нобелевской премии (Н.Н.Семенов, И.П.Павлов), почетными членами университета были Д.И.Менделеев, Ж.А.Дюнан (Нобелевский лауреат, основатель «Красного креста»). На базе научных школ и подразделений Томского университета были организованы университеты Красноярска, Кемерова, Барнаула, Томска, несколько институтов Сибирского отделения РАН. Университет оказывает активную учебно-методическую помощь и осуществляет подготовку кадров высшей квалификации для созданных недавно Амурского, Хакасского, Бурятского, Сургутского, Горно-Алтайского, Чуйского (Кыргызстан) университетов, Ховдинского филиала Национального университета Монголии и других вузов.*

*Томский университет был создан и развивается как один из национальных центров фундаментального знания и высшего образования для подготовки научно-педагогической элиты и расширения научно-образовательного пространства Сибири. На протяжении 120 лет по основным принципам своей деятельности он функционирует как классический университет исследовательского типа с уникальной системой образования, сочетающей учебный процесс на базе фундаментальных научных исследований и удовлетворение духовных и творческих потребностей личности.*

*Сегодня Томский университет является крупным учебно-научно-воспитательным комплексом, занимающим третью позицию в рейтинге классических университетов Минобразования России. На 21 его факультете обучается свыше 11 тысяч студентов и слушателей по 56 специальностям широкого спектра точных, естественных и гуманитарных наук, 530 аспирантов по 72 специальностям и 32 докторанта по 19 специальностям. В университете работают около 200 докторов и более 800 кандидатов наук, функционируют 23 диссертационных совета (в том числе 12 докторских). За последние 5 лет сотрудниками университета защищено 73 докторских и 240 кандидатских диссертаций.*

*В составе университета 4 научно-исследовательских института академического плана (свыше 1000 научных сотрудников), крупнейшая за*

*Уралом вузовская Научная библиотека с книжным фондом в 4 млн. томов, не имеющий аналогов Сибирский ботанический сад с субтропическими оранжереями, заложенный в 1880-1900 гг. музейный комплекс с 10 музеями, Издательство, Центр культуры, Дом спорта и плавательный бассейн международного стандарта, базы практик и отдыха в Горном Алтае и Хакасии.*

*Основой университета являются научные школы мирового уровня в области физики, математики и механики, наук о Земле, биологии, ботаники, экологии, ряда гуманитарных наук. Несмотря на сложнейшие проблемы и финансовые трудности, университет не только сохраняет свои лучшие традиции, но и продолжает развиваться по основным приоритетным направлениям. Свидетельством тому является получение в 1996г. учеными ТГУ 10 грантов государственной поддержки ведущих научных школ России, 48 грантов Министерства общего и профессионального образования РФ, около 80 грантов Российского Фонда фундаментальных исследований и Российского гуманитарного научного фонда, 26 международных грантов, 32 государственных стипендий для выдающихся ученых России. В 1991-96 гг. 13 сотрудников университета стали лауреатами Государственной премии Российской Федерации.*

*Университет принимает активное участие в международных научных и образовательных программах. В 1996-97 гг. выполнено около 30 международных проектов на сумму 3 млн. долларов США, в том числе два крупных гранта по программе ТЕМПУС. Профессора университета приглашаются для чтения лекций в Стэнфорд и Кембридж, Сорбонну и Гейдельберг, возглавляют кафедры и исследовательские лаборатории в США, Франции, Испании, Канаде.*

*За последние годы университетом достигнуты значительные успехи в информационном обеспечении учебного процесса и научных исследований – созданы Американский и Германский культурные центры, достигнуто соглашение об открытии Центра Европейской документации. Являясь одним из федеральных центров информатизации, университет связан с международными сетями и банками данных, развивает дистанционное обучение в содружестве с городами России и зарубежными университетами, создает центр информационного сервиса для обслуживания города и региона.*

*Историко-архитектурный комплекс Томского университета, включающий ряд памятников федерального и местного значения, представляет общенациональное культурное и историческое достояние России. Гармония формы и содержания, гуманистических традиций российского высшего образования и динамизма современного развития общества создает атмосферу неповторимой привлекательности Томского университета как для особых ценителей душевного покоя – маститых ученых, так и для «юношей, обдумывающих жизнь» и ищущих надежную стартовую площадку к своим будущим успехам. Указом Президента Российской Федерации от 15 января 1998 года №30 Томский государственный университет внесен в Государственный Свод особо ценных объектов культурного наследия народов Российской Федерации.*

*Оргкомитет*

# *ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ К 120-ЛЕТИЮ ТОМСКОГО ГОСУНИВЕРСИТЕТА*

*Геолого-географический факультет создавался дважды: в 1933 и 1952 годах. Первоначально он был организован за счет слияния геологического, географического и почвенного отделений физико-математического факультета в геолого-почвенно-географический факультет. Впоследствии в 1939 году из него выделился самостоятельный географический факультет, а в 1948 году подготовка почвоведов была передана на биологический факультет. С первого сентября 1952 года были объединены геологический и географический факультеты в единый геолого-географический – ГГФ.*

*Сегодня в составе факультета девять выпускающих кафедр, семь научно-исследовательских и четыре учебных лаборатории, три учебных компьютерных класса, три музея (Минералогический им. проф. И.К.Баженова, Палеонтологический им. проф. В.А.Хахлова и Геологический на базе учебных практик), база учебных практик «Шира» в Республике Хакасия и географическая станция «Актру» в Горном Алтае.*

*Кафедры факультета организовывались в разные годы. В 1888 году в составе медицинского факультета образована кафедра минералогии и геологии (заведующий проф. А.М.Зайцев) и открыт Минералогический музей. В это же время образована кафедра физики, физической географии и метеорологии (заведующий проф. Н.А.Гезехус). Начиная с 1917 г. на физико-математическом факультете образованы кафедры географии (1922 г., заведующий С.И.Руденко), петрографии (1927 г., заведующий доцент Н.Н.Горностаев), исторической геологии (1929 г., заведующий проф. В.А.Хахлов). В 1931 г. на геологическом отделении организована кафедра палеонтологии (заведующий проф. В.А.Хахлов). Остальные кафедры организовывались в составе геолого-почвенно-географического, географического и геолого-географического факультетов: 1937 г. – динамической геологии (заведующий доцент А.А.Ларищев), 1939 г. – метеорологии (заведующий доцент М.В.Тронов), 1939 г. – гидрологии (заведующий доцент Н.И.Масленников), 1957 г. – гидрологии (открыта повторно, заведующий доцент А.И.Марусенко), 1974 г. – охраны природы (охраны окружающей среды и рационального использования природных ресурсов), (заведующий проф. И.П.Лаптев), 1997 г. – краеведения и туризма (заведующий проф. П.А.Окишев). На кафедрах успешно развивается ряд научных школ мирового уровня, большинство из которых сформировались еще в годы становления факультета под руководством известных ученых, профессоров И.К Баженова, А.Я.Булынникова, И.П.Лаптева, М.В.Тронова, В.А.Хахлова.*

*Начиная с 1933 г. деканами факультета были профессор В.А.Хахлов, доцент А.М.Кузьмин (и. о. декана в 1933-1934 гг.), профессор И.К.Баженов, доцент Д.А.Васильев, доцент Л.Н.Ивановский, доцент М.П.Кортусов, профессор А.Р.Ананьев, доцент В.В.Хахлов, профессор А.И.Родыгин, профессор И.А.Вылцан, доцент Ю.В.Индукаев, профессор А.И.Гончаренко. С 1990 г. факультет возглавляет доцент Г.М.Татьянин.*

*В настоящее время на геолого-географическом факультете работают 164 сотрудника, в том числе 14 профессоров (И.А.Вылцан, Б.Д.Белан, Д.А.Бураков, Г.О.Задде, А.А.Земцов, А.И.Летувнинкас, А.М.Малолетко, А.В.Мананков, П.А.Окишев, В.П.Парначев, Г.Ф.Плеханов, В.М.Подобина, А.И.Родыгин, В.И.Русанов) и 42 доцента. Шесть профессоров являются действительными членами Международных Академий.*

*В минувшее пятилетие научные достижения ученых ГГФ получили всероссийское признание. Высокого звания «Заслуженный деятель науки РФ» удостоены профессора И.А.Вылцан, Г.Ф.Плеханов, А.И.Родыгин, В.И.Русанов и «Заслуженный работник Высшей школы РФ» – профессор А.А.Земцов. Участие в научных исследованиях природных ресурсов Томской области отмечено присуждением семерым ученым факультета звания «Лауреат премии Томской области». Только за последние 5 лет сотрудниками факультета опубликовано 18 монографий, 21 учебное пособие и 22 сборника научных трудов, получен ряд грантов РФФИ и других учредителей.*

*Факультет активно сотрудничает с зарубежными коллегами. Совместно с учеными Ховдского университета (Монголия) проведены научные экспедиции в Монгольский Алтай, с учеными Англии, Швейцарии, Германии состоялись экспедиции в Горный Алтай; на Памире ведутся работы с учеными Рамонского научного центра университета Бен-Гуриам (Израиль).*

*Подготовка специалистов на ГГФ осуществляется по четырем направлениям: геология, гидрометеорология, география, экология и природопользование, включающим 7 специальностей – геология (011100), геохимия (011300), география (012500), метеорология (012600), гидрология (012700), охрана окружающей среды (320700), на заочном отделении – геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых (080100).*

*По направлению Геология в 1997 г. открыта магистратура по 8 научно-образовательным программам. Все кафедры ведут подготовку специалистов через аспирантуру. На 01.03.1998 г. на факультете обучается 755 студентов, 6 магистрантов и 45 аспирантов. Работают два диссертационных совета с правом приема к защите докторских и кандидатских диссертаций.*

*Среди выпускников факультета немало ученых, организаторов науки и производства, известных в России и за рубежом.*

*Это действительный член АН СССР, лауреат Государственной премии СССР Ю.А. Кузнецов (выпускник 1924 г.), действительный член РАН В.А. Коротеев (1959 г.), член-корреспондент РАН, лауреат Ленинской премии В.В. Ревердатто (1957 г.), Министр геологии Казахстана А.Г. Ситько (1944 г.), Министр природных ресурсов России, заслуженный геолог РСФСР В.П. Орлов (1968 г.), начальник Управления делами РАО ГАЗПРОМ Г.Г. Веселков (1961 г.), Генеральный директор ГГП «Новосибирскгеология», заслуженный геолог РФ В.Г. Свиридов (1959 г.), Генеральный директор ПГО «Красноярскгеология», заслуженный геолог РФ В.А. Неволин (1956 г.), лауреат Государственной премии СССР Л.К. Зятькова, начальник геологического управления Улан-Удэ, лауреат Государственной премии СССР Д.В. Ветров (1952 г.), проректор ТГУ профессор М.П. Кортусов (1944 г.), Заслуженный деятель науки РСФСР, лауреат Государственной премии СССР профессор М.В. Тронов (1926 г.) и многие другие.*

*Наша главная задача сегодня и на ближайшие годы – вовлечение в научный поиск молодых людей - пытливых и настойчивых, избравших трудный, но необычайно увлекательный маршрут в сложнейшем лабиринте проблем наук о Земле.*

*Г.М. Татьянин*
*Декан геолого-географического факультета ТГУ*

# ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ИЛИ ПРОБЛЕМЫ ЭКОНОМИКИ?

В.П. Орлов
Министерство природных ресурсов Российской Федерации

Оценка теоретических и практических проблем геологии Сибири, так или иначе, должна быть преломлена через призму экономики, состояние производительных сил и производственных отношений.

Не трудно убедиться, что традиционный подход к обозначению и обоснованию нерешенных вопросов в сфере геологии может лишь усложнить задачу выбора тех из них, которые с позиций современных экономических условий действительно могут быть поставлены и решены.

Геология уже переживала тот период, когда массово и, зачастую, неконкретно «столбились» идеи, прогнозы на открытия, а потом, так же массово, «квадратно-гнездовым» способом разбуривались или раскапывались горными выработками огромные территории. Под это создавались все новые и новые производственные и научные мощности, а проблемы геологии по объемам государственной поддержки после оборонного комплекса и мелиорации выходили в разряд чуть ли не главных государственных задач.

Тем хуже было переживать холодный душ обвального сокращения внимания и заказов со стороны непосредственных и главных потребителей результатов нашего труда – недропользователей – в новых экономических условиях, уже приближенных к рыночным отношениям.

Опыт последних лет российской геологической науки и практики показывает, что крупнейшие открытия можно делать буквально с первых поисковых выработок, если в основе задачи стоит открытие, а не обоснование объемов работ (новые уникальные алмазоносные трубки в Якутии и в Архангельской области, выявленные в 1994-1996 гг., открытие крупнейших залежей нефти в девоне Астраханского свода в 1997 г. и др.). Эмпирические закономерности размещения скоплений полезных ископаемых оказались значительно более эффективны, нежели чем проблематичные генетические и близкие им построения.

«Приземление» геологических проблем и увязка их с задачами практики, осуществляемая не через директивное распределение средств, а через механизм заказа потребителя, не только кратно сократили их общее число, но и выкристаллизовали из огромной аморфной массы именно ту часть, которая необходима и посильна. Конечно же, как всегда это было в России, маятник практического интереса из одного крайнего положения качнулся в другую крайность. Однако сейчас он уже уверенно возвращается в оптимальное состояние. Можно хотя бы спокойно разобраться и классифицировать проблемы геологии на глобальные, общероссийские, межрегиональные, региональные и локальные, на научные и научно-практические, на фундаментальные и прикладные, на объективные и субъективные и т.д. Наконец, что очень важно, - выделить отраслевые составляющие проблемного поля и ранжировать по экономической значимости и очередности решения.

Безусловно, классификация проблем должна быть выполнена и по степени участи государства в их реализации. В первом приближении совокупная регулирующая доля государства должна составлять не менее – 50%, а финансовая – не более 10%.

Таким образом, изменившиеся «бытие» (т.е. экономика, ее потребности – текущие и перспективные) должно определить и новое «сознание» в геологии (т.е. совокупность постановочных задач, строго привязанных к потребностям и возможностям). Поэтому прежде чем перечислять и обосновывать проблемы, складывающиеся из стихийных интересов и предложений специалистов, надо выполнить их полноценную классификацию по уровням и отраслевым срезам, концептуально обозначить подходы к решению, закрепить

уровням и отраслевым срезам, концептуально обозначить подходы к решению, закрепить в рамках программы, где в зависимости от важности и экономических реалий будут обозначены и сроки, и объемы, и заказчики.

Откровенно говоря, приглашение принять участие в традиционной научной конференции родного университета и у меня вызвало первое желание хотя бы перечислить проблемы геологии Сибири, которые мне как специалисту и сибиряку, профессионально ближе или виднее с высоты своего должностного положения. Тем не менее, затронутый выше аспект «приземления» показался более важным на современном этапе, тем более, что его реализация стоит в числе первоочередных задач геологической службы России.

## АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ В ИССЛЕДОВАНИЯХ СОТРУДНИКОВ КАФЕДРЫ ДИНАМИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ТОМСКОГО ГОСУНИВЕРСИТЕТА

В.П. Парначев, И.А.Вылцан, А.Ф.Беженцев, В.Н.Устинова, С.В.Парначев
Томский государственный университет, г. Томск

В течение всего времени существования кафедры динамической геологии, которая в 1998 году отмечает 60-летие своего образования, ее сотрудники постоянно занимались научно-исследовательской работой. Эта деятельность заметно активизировалась в последнее десятилетие, когда четко определилось несколько научных направлений. Часть из них объединена в рамках научной школы «Формационный анализ и геодинамика литосферы» (руководитель проф. В.П.Парначев и проф. И.А.Вылцан). В настоящее время на кафедре работает квалифицированный профессорско-преподавательский состав, среди которого три профессора (И.А.Вылцан, В.П.Парначев, А.В.Мананков), пять доцентов кандидатов геолого-минералогических наук (Н.А.Макаренко. В.И.Стреляев. В.С.Чувакин. А.Ф.Беженцев, В.Н.Устинова), два заведующих лабораториями (УТГЛ) – С.В.Парначев, (ЛГиГ) – Ю.М.Елистратов. Учебно-вспомогательный персонал представлен двумя инженерами (Е.Н.Жилина, Л.Н.Парначева) и двумя лаборантами (Г.П.Трофимова – ст.лаб., и А.В.Петров).

Научное направление «Геодинамические реконструкции обстановок проявления магматизма и осадконакопления в геологической истории Сибири и Урала» (руководитель проф. В.П.Парначев, исполнители – Н.А.Макаренко, В.И.Стреляев, А.Ф.Беженцев, В.С.Чувакин). Основным достижением за последние годы является обоснование проявления кембро-ордовикского континентального рифтогенеза в центральной части Алтае-Саянской складчатой области, сопровождавшегося формированием характерного набора осадочных и магматических формаций, в том числе нефелинсодержащих пород и карбонатитов. Разработана классификация индикаторных геоморфологических, геофизических и геологических критериев, способствующих выявлению континентальных палеорифтовых структур. Обоснована генетическая природа платформенных седиментационных бассейнов, как пострифтовых структурных образований, содержащих в осадочных толщах богатейшие залежи углеводородного сырья.

В рамках этого направления за последние годы проведены региональные совещания («Континентальный рифтогенез Сибири», «Геодинамика Южной Сибири», «Магматизм и геодинамика»), опубликовано 6 монографий и около 50 статей. Результаты исследований используются в практике геологических работ и в учебном процессе при чтении курсов лекций «Общая геология», «Основы геодинамического анализа», «Палеовулканология» и др.

Направление «Формационный анализ осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов стратисферы» (рук. И.А.Вылцан, исполнители – А.Ф.Беженцев, С.В.Парначев, Е.Н.Жилина) сложилось под влиянием идей академика М.А.Усова, родоначальника Сибирской школы геологов. В рамках направления разработана методология и новые нетрадиционные методы формационного анализа для познания закономерностей строения и вещественного состава геологических формаций юга Сибири в широком возрастном диапазоне. При этом наибольшее внимание уделялось системному, формационно-циклическому и палеотектоническому анализам. Впервые предложены модели структурно-иерархического строения формации, новая схема классификации перерывов, виды группирования слоевых ассоциаций в циклические единицы разных порядков и ранга, дано обоснование выделения флишоидных формаций как особой их разновидности, сформировано свое определение двух важных геологических понятий – «фация» и «формация», разработана схема их классификации. Эти и другие материалы легли в основу учебного пособия «Введение в учение о фациях и формациях» (1984, 1990), ряда кандидатских и докторских диссертаций.

По литологическому направлению проводится углубленное изучение типов литогенеза и седиментогенеза для различных геодинамических обстановок, а также свойственных им фаций и формаций, отражающих этапы эволюции различных тектонических структур. Осуществляется выяснение генетических условий формирования породно-слоевых элементов экзогенных тел и связанных с ними осадочных полезных ископаемых.

Основные результаты работ опубликованы в восьми монографиях и более чем в 300 статьях и тезисах докладов.

В соответствии с утвержденным на 1996-2000 годы заказ-нарядом госбюджетного финансирования научно-исследовательских работ лабораторией геофизики и геодинамики выполнялось две темы.

1. «Дилювиальный морфолитогенез» (руководитель В.П.Парначев, исполнитель С.В.Парначев). В результате проведения работ по теме в составе среднеплейстоцен-позднеплейстоценовой ининской толщи, слагающей высокие террасы речных долин Центрального Алтая, выделены отложения не менее семи катастрофических паводковых потоков, разделенные маломощными горизонтами субаэральных и озерно-подпрудных отложений. В разрезе вложенной позднеплейстоцен-голоценовой сальджарской толщи выявлено наличие не менее трех паводковых циклитов.

Выделен и охарактеризован обобщенный разрез паводкового циклита. В его составе выделяются селевая фация, фация пойменных отложений, фация самоотмостки, грядовая фация, фация подпрудных озер и фация покровных отложений. Определены диагностические признаки и вероятные механизмы и режимы седиментации всех фациальных типов паводковых образований. Различными (в том числе и оригинальными) способами реконструированы основные гидрогеологические параметры паводков. На основании гидрологических, литологических, сравнительно-геологических и терминологических данных показана целесообразность отнесения осадочных образований катастрофических гляцигенных паводков к аллювиальному генетическому типу. В геологической истории развития долин рек Чуя и Катунь выделен ледниковый или перигляциальный этап, характеризующийся многократными аномально высокими и внезапными паводками катастрофического характера и преобладающим инъективным (событийным) типом долинного седименто- и морфогенеза. Причинно и хронологически этот этап связан с оледенением и длился, как минимум, с середины среднего плейстоцена до раннего голоцена (213000 – 6000 л.н). Межзональный характер перигляциального этапа развития речных бассейнов подтверждается наличием паводковых отложений в долинах не только горных, но и полугорных и равнинных рек Сибири, Центральной России и северо-запада США.

Полученные данные послужили основой кандидатской диссертации С.В.Парначева, представляемой к защите.

2. «Стеклокристаллические многофункциональные материалы из промотходов и недефицитного сырья» (руководитель А.В.Мананков, исполнитель В.М.Яковлев). Научное направление включает разработку естественно-научных обоснований экологической геологии и современной интегративной экологии. Результаты экспериментального и теоретического моделирования используются в петрологии и теории рудогенеза для разных фаций глубинности, в материаловедении для производства стеклокристаллических материалов с заданными свойствами, и при комплексном использовании промышленных отходов. В свою очередь, получаемые новые научные знания послужили для развития теории экологической геологии и интегративной экологии.

В рамках выполняемой темы защищено 2 докторских и 5 кандидатских диссертаций. Опубликовано более 300 научных работ, из них 4 монографии, учебные пособия («Основы технической минералогии и петрографии», «Основы экологии»), 23 авторских свидетельства и патента.

По проекту «Экспертиза, мониторинг, прогноз качества воды и лечебных свойств уникального сибирского озера Шира», выполняемого по гранту ФЦП «Интеграция», подготовлен отчет по разделу «Геолого-минералогические исследования» (исполнитель В.П.Парначев). Установлено, что состав минеральной воды озера Шира контролируется климатическим (испарение) и геолого-минералогическим (наличие гипсоносных толщ) факторами.

По инициативной тематике В.П.Парначевым и д-м Д.Бэнксом (Шеффилдский университет, Англия) проведены исследования по теме «Гидрогеохимия аридных областей (на примере Минусинской котловины)». Проведены аналитические исследования подземных вод 33 источников и скважин Ширинского района Республики Хакасия. Материалы опубликованы в одной монографии и 3 статьях.

С 1996 года сотрудники кафедры и лаборатории геофизики и геодинамики участвуют в выполнении нескольких хоздоговорных работ.

С 1996 по 1998 годы по договору с Томским геолкомом проводились исследования по теме «Прогноз минерально-сырьевых ресурсов нефти и газа на юго-востоке Западно-Сибирской плиты в связи с рифтогенным структурообразованием на территории Томской области» (руководители В.П.Парначев и И.А.Вылцан, исполнитель – В.Н.Устинова). В результате этих работ проведены детальные литолого-фациальные реконструкции нефтегазопродуктивных комплексов с использованием сейсмолитофациального анализа временных сейсмических разрезов. Выделены наиболее перспективные песчаные пласты $Ю_{11}$, $Ю_{14}$, $Ю_{15}$ – континентального генезиса, существенно аллювиальные, $Ю_5$ и $Ю_6$ - коллювиальные, элювиальные и пролювиальные, $Ю_3$ – преимущественно эолового генезиса. К перспективным отнесены также склоновые участки структур разных порядков и прибортовые зоны пострифтовых впадин.

С 1996 года в рамках хозяйственных договоров на территории Республики Хакасия начались геоэкологические исследования (руководитель В.П.Парначев, исполнитель – Н.А.Макаренко). Совместно с сотрудниками ТомНИИКиФ (Н.К.Джабарова, Н.Г.Клопотова и др.) была дана бальнеологическая оценка ряда минеральных озер и прилегающих территорий Ширинского района, начаты работы по оценке состояния природных ресурсов и созданию Экологического атласа Республики Хакасия. Опубликована монография «Природный комплекс Ширинского района (Абакан, 1998).

С 1996 года совместно с геологами ГТП «Новосибирская геологопоисковая экспедиция» осуществляются работы по изучению магматизма и созданию модели геодинамического развития северо-западного Салаира в палеозойское время (руководитель В.П.Парначев, исполнитель И.Ф.Гертнер).

По договору с Хакасгеолкомом в 1997-98 г.г. ведутся работы по теме «Исследование рапы минеральных озер и солончаков Республики Хакасия с целью оценки особенностей распределения редких щелочей, галогенных и сопутствующих элементов» (руководи-

тель В.П.Парначев, исполнитель Н.А.Макаренко). Предварительные исследования показали повышенные содержания лития в минеральных озерах и солончаках.

По материалам проводившихся с 1984 по 1994 год хоздоговорных работ с Ленинградским университетом докторантом Л.Н.Поповым готовится к защите докторская диссертация на тему «Взаимосвязь электромагнитных параметров литосферы, атмосферы и ионосферы и ее использование в решении геологических и экономических задач».

В феврале 1998 года лаборатория геофизики и геодинамики в связи с некоторым изменением профиля научных исследований преобразована в лабораторию геодинамики и геоэкологии.

## КАФЕДРА ПАЛЕОНТОЛОГИИ И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

В.М.Подобина
Зав.кафедрой палеонтологии и исторической геологии.

Палеонтолого-стратиграфические исследования и подготовка палеонтологов в Томском университете началась на кафедре геологии геолого-географического отделения физико-математического факультета с приходом в 1923 году В.А.Хахлова. Среди первых выпускников этого отделения, просуществовавшего по 1930 год, известными палеонтологами стали кандидаты наук П.С.Краснопеева, Э.Д.Томашпольская и руководитель государственной палеонтологической службы Западно-Сибирского геологического управления Л.Н.Краевская.

В 1929 году организована кафедра исторической геологии, заведующим которой назначен, получивший в этом же году звание профессора, В.А.Хахлов. Позднее, в 1931 году в период отмены в университете факультетской системы на геологическом отделении В.А.Хахлов организовал кафедру палеонтологии. В дальнейшем (с 1933 г.) все геологические кафедры стали основой геолого-почвенно-географического факультета. В 1937 г. из первых 126 выпускников объединенного факультета 32 получили диплом по специальности "Палеонтология" и 15 выпускников - по специальности "Геология".

За первые 50 лет своего существования кафедра палеонтологии и исторической геологии неоднократно реорганизовалась. Последнее объединение кафедры произведено в конце 1978 года, когда ее заведующим стал профессор А.И.Родыгин. С 1990 года кафедру возглавила профессор В.М.Подобина. За годы существования кафедры здесь работали известные ученые А.Р.Ананьев, Т.Ф.Голова, Д.А.Васильев, Л.И.Быстрицкий, В.А.Ивания, А.Г.Лебедева, А.А.Ларищев, В.А.Монич, А.Г.Сивов, В.Ф.Сперанский, Л.А.рагозин, В.И.Саев и др. В настоящее время на кафедре работают 9 преподавателей: профессора В.М.Подобина и А.И.Родыгин, доценты Л.И.Быстрицкая, Г.М.Татьянин, С.А.Родыгин, Н.И.Савина, О.М.Гринев, ассистенты А.В.Шпанский, С.В.Максиков.

В составе кафедры находятся палеонтологический музей им. профессора В.А.Хахлова (научный руководитель профессор В.М.Подобина, зав.музеем Л.Г.Пороховниченко), лаборатория микропалеонтология (научный руководитель профессор В.М.Подобина, заведующий Г.М.Татьянин), организованная в 1968 г. В.М.Подобиной, а также лаборатория структурной геологии и тектоники, образованная в начале 1993 года (научный руководитель профессор А.И.Родыгин, заведующий О.М.Гринев).

Научно-исследовательская работа на кафедре осуществляется в двух направлениях: структурно-тектоническом и палеонтолого-стратиграфическом.

По первому направлению, включающему в основном стратиграфию, тектонику и метаморфизм древнейших отложений Алтае-Саянской складчатой области, работают профессор А.И.Родыгин и ассистент С.В.Максиков. Профессором А.И.Родыгином выполнены методические обобщения и подготовлены учебные пособия по анализу деформаций горных пород, микроструктурному анализу, методам реконструкции поля палеонапряжений. Проводятся структурно-тектонические исследования сложнодислоцированных комплексов и рудоносных вулкано-плутонических ассоциаций щелочных пород Сибири, разрабатываются теоретические проблемы геологии. Доцент О.М.Гринев занимается вопросами магматизма и тектоники Сибири, а также связанной с ними проблемой размещения полезных ископаемых.

В выполнении работ по второму направлению участвует большая часть сотрудников кафедры, палеонтологического музея и лаборатории микропалеонтологии.

Сотрудниками кафедры проводятся исследования по палеоботаническому направлению - изучению растительных остатков, соответствующих четырем этапам в их развитии. В основу исследований положен огромный фактический материал из Кузнецкого, Тунгусского, Минусинского, Норильского и других угленосных бассейнов, собранные профессорами В.А.Хахловым и А.Р.Ананьевым, старшим преподавателем Л.И.Быстрицким, доцентом Л.И.Быстрицкой и другими, хранящийся в экспозициях, запасниках, в монографическом отделе палеонтологического музея, а также систематически поступающий из этих регионов новый материал. Значительная часть юрской флоры собрана из глубоких скважин Западно-Сибирской плиты и обрабатывается Л.И.Быстрицкой. Планируются исследования по кайнозойской флоре - покрытосеменным растениям Западной Сибири, богатые коллекции которой собраны ранее из ряда местонахождений доцентом М.Г.Горбуновым.

Крупное направление, проводимое сотрудниками кафедры - изучение кишечнополостных. В музее и на кафедре имеются уникальные коллекции ругоз (одиночных кораллов) из девона Саяно-Алтайской складчатой области, монографически обработанные профессором В.А.Иванией. Изучение мшанок и других групп беспозвоночных возглавляет старший научный сотрудник кафедры А.М.Ярошинская. Стоматопораты изучаются старшим научным сотрудником С.Н.Макаренко.

Наряду с имеющимися коллекциями аммонитов доцентом Г.М.Татьяниным собраны новые из обнажений юры северного Урала и Поволжья, что послужит основой для планирующихся исследований по данной группе фауны.

Значительная коллекция брахиопод из разных местонахождений Сибири совместно со специальной литературой передана на кафедру Н.П.Кульковым.

При кафедре в 1993 году создана рабочая группа по исследованию четвертичных отложений и мамонтовой фауны (А.В.Шпанский и С.В.Лещинский). Силами этой группы с участием студентов старших и младших курсов успешно проводится изучение как ранее известных местонахождений (Красный Яр, Шестаково, Волчья Грива), так и новых: Большедорохово, Сергеево, Большой Исток. На базе полевого материала в палеонтологическом музее под руководством А.В.Шпанского впервые смонтированы скелеты бизона и мамонта. При разведочных работах в районе с.Шестаково были обнаружены два новых местонахождения раннемеловых позвоночных - "Шестаково-2 и 3". Найденный фоссилизованный материал послужил основанием для введения нового направления - изучение раннемеловых позвоночных, которым занимаются С.В.Лещинский (мнс лаборатории), А.В.Воронкевич (инженер палеонтологического музея) и А.В.Файнгерц (аспирант кафедры).

Коллектив лаборатории микропалеонтологии работает уже 30 лет (с 1968г.) над изучением стратиграфии нефтегазоносных районов Томской области. Хоздоговорные и госбюджетные темы выполняются в тесном сотрудничестве с "Томскнефтегазгеология", СНИИГГиМС и другими организациями. Изучаются важнейшие группы микрофоссилий: фораминиферы, радиолярии, остракоды, конодонты. С 1995 года в составе лаборатории

работает группа палинологов под руководством старшего научного сотрудника О.Н.Костеша. Сотрудники лаборатории участвуют в разработке стратиграфических схем фанерозоя Западно-Сибирской равнины, ведут исследования на смежных территориях, осуществляют международное сотрудничество.

В 1994 г. сотрудники кафедры организовали проведение научных чтений (30 марта -1 апреля, 1994), посвященных 100-летию со дня рождения профессора В.А.Хахлова. К началу чтений изданы программа, тезисы, а впоследствии труды на тему: "Вопросы геологии Сибири" (1994).

В 1995 г. сотрудники кафедры и лаборатории провели (29-31 марта, 1995) в Томском госуниверситете XII Всероссийское микропалеонтологическое совещание в честь 100-летия со дня рождения профессора Д.М.Раузер-Черноусовой на тему: "Расчленение и корреляция фанерозоя". К началу совещания были опубликованы программа и тезисы совещания. Крупным достижением коллектива кафедры и признанием томской школы палеонтологов стал выход в 1997 году научного сборника "Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии", посвященный 100-летию со дня рождения выдающегося ученого Д.М.Раузер-Черноусовой. Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-78113).

Несколько лет лаборатория микропалеонтологии участвует в выполнении важнейшей тематики по программе Минвуза России "Нефть и газ Западной Сибири". Сотрудники лаборатории представляют свои материалы в виде отчетов, диссертаций, монографий, статей и научных докладов. Материалы систематически внедряются в производство и публикуются.

Результаты новых исследований, связанных с поисками и разведкой месторождений нефти и газа, сотрудники лаборатории (В.М.Подобина, Г.М.Татьянин, С.Н.Макаренко, О.Н.Костеша, В.М.Кабанова и др.) представили на Международных конференциях в Мурманске, в г.Кракове (Польша), в г.Мендозе (Аргентина), в г.Хьюстоне (США), в г.Пекине (Китай), в г.Плимуте (Англия). Исследования по составу и микроструктуре стенки фораминифер и палеозоогеографическим реконструкциям были доложены В.М.Подобиной на Международных совещаниях в Германии, Польше и Аргентине. Планируются совместные исследования с учеными из США, Канады и Англии.

Лаборатория служит базой для учебных занятий по курсу "Микропалеонтология", а также для подготовки студентов по специализации "палеонтология".

Преподавателями, сотрудниками кафедры и лабораторий в разные годы опубликовано более 30 монографий, 60 учебных пособий, около 2000 научных статей. Некоторые из статей опубликованы в зарубежных трудах международных конференций.

Сотрудники кафедры на протяжении многих десятилетий осуществляют ряд фундаментальных дисциплин (палеонтология, историческая геология, геотектоника, региональная геология, структурная геология, основы геологии, стратиграфия, палеоэкология, геология и геоморфология, гидрогеология и др.), являющихся основой геологических, географических и биологических специальностей. Кроме того, ведутся специальные курсы лекций (более 20), лабораторные занятии по 15 дисциплинам. Учебные полевые практики проводятся со студентами I и II курсов ГГФ и со студентами I курса БПФ. Кроме того, осуществляется руководство студентами IV и V курсов в проведении производственных практик.

Учебно-методическая работа кафедры постоянно направлена на улучшение учебного процесса. В последние годы кафедрой разработаны новые планы и программы в связи с переходом на новую систему обучения, связанную с многоуровневой подготовкой геологов и палеонтологов. Разработаны новые программы (более десяти) по ряду курсов, планирующихся при обучении студентов в магистратуре.

Со своими новыми предложениями преподаватели кафедры не раз выступали на учебно-методических конференциях и в печати.

На кафедре систематически подготавливаются кандидаты и доктора наук.

В 1997 г. опубликованы новое учебное пособие А.И.Родыгина, монография Д.А.Васильева, сборник трудов конференции, посвященной 75-летию геологического образования в Томском госуниверситете и трудов научно-практической конференции "Перспективы нефтегазоносности слабоизученных комплексов отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты".

В 1997 г. подразделения кафедры подготовили и провели (24-29 ноября, 1997) I Международный симпозиум на тему: "Эволюция жизни на Земле", работавший по 10 секциям. Новые идеи по данной теме отражены в трудах симпозиума.

В настоящее время создаются новые и дополняются уже существующие учебные и научные коллекции. Формируется база данных палеонтологических объектов, планируются публикации каталогов материалов, хранящихся в палеонтологическом музее. Сотрудники кафедры разрабатывают новые курсы лекций и практических занятий.

## К 110-ЛЕТИЮ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ ИМ. ПРОФ. И.К. БАЖЕНОВА ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

В.Л. Свешникова
Томский государственный университет, г. Томск

Минералогический музей был основан в 1888 году профессором А.М. Зайцевым и является старейшим музеем Сибири и Дальнего Востока. В основу музея положена коллекция минералов, собранная А.М. Зайцевым в пределах Томской и Енисейской губерний. В последующем он приобретал неоднократно для музея коллекции минералов за рубежом. Созданию музея содействовали отдельные геологи, горные инженеры, общественные деятели, высшие учебные заведения. Богатую коллекцию руд сибирских месторождений подарил музею горный инженер П.П. Иванов. З.М. Цибульский (бывший Томский городской голова) пожертвовал университету коллекцию минералов, характеризующих месторождения Восточной Сибири. Фрайбергская горная академия прислала в дар музею богатую коллекцию минералов месторождений Саксонии, Тюрингии, Вестфалии и др. Хранителем минералогического кабинета приват-доцентом П.П. Пилипенко во время его экспедиций по Западному Алтаю была собрана коллекция минералов и горных пород, которая послужила ему основой для написания монографии "Минералогия Западного Алтая".

Огромный вклад в развитие музея, начиная с 30-х годов, внес профессор И.К. Баженов, имя которого было присвоено музею в 1991 году. Памяти талантливого ученого, одного из создателей сибирской школы геологов-геохимиков, прекрасного педагога и человека в музее открыта постоянная выставка.

За годы существования минералогический музей пополнился многими ценными коллекциями. Это коллекции минералов и руд полиметаллических месторождений Рудного Алтая, железорудных Алтае-Саянской области, редкометалльных пегматитов Монголии, Памира, Енисейского кряжа, оловорудных и полиметаллических месторождений Средней Азии и Дальнего Востока. На материалах этих коллекций сотрудниками кафедры минералогии и геохимии выполнены исследования, имеющие большое практическое и научное значение. Опубликованы учебные пособия Б.М. Тюлюпо, А.И. Летувнинкаса, В.Г. Родыгиной, монографии Ю.В. Индукаева "Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области", В.Г. Родыгиной "Минералогия Кия-Шалтырского месторождения".

Поскольку формирование музея началось еще в прошлом столетии, то многие его экспонаты и коллекции имеют особую ценность, так как представляют уже отработанные

месторождения или недоступные для непосредственного наблюдения природные объекты. В прошлые годы фонды музея пополнялись за счет сбора образцов минералов студентами и сотрудниками геолого-географического факультета во время летних экспедиционных работ, а также его выпускниками, присылающими в дар музею редкие и интересные образцы минералов. К числу наиболее активных энтузиастов пополнения экспозиций музея можно отнести С.И. Коноваленко, А.Д. Бабанского, А.И. Летувнинкаса, В.А. Баженова, Л.А. Зырянову, П.В. Осипова, А.В. Манаеву и многих, многих других. В последние годы из-за финансовых трудностей и развития в стране рынка коллекционных минералов новые поступления в музей резко сократились.

В настоящее время фонды музея насчитывают свыше 100 тыс. образцов минералов, не считая обменных коллекций. Минералогический музей является прекрасной базой для подготовки специалистов-геологов. В нем организуется самостоятельная работа студентов, специализирующихся по геохимической и геологической специальностям, путем выполнения курсовых и дипломных работ, а в последние годы из-за финансовых трудностей проходят учебные практики. Для вновь открытой на факультете специальности - геммологии минералогический музей с его уникальными коллекциями стал учебно-научной базой. В настоящее время в музее проводятся занятия и для студентов других факультетов и специальностей университета (культурологи, международники, биологи, студенты иностранного факультета, географы, археологи и др.).

Минералогический музей всегда оказывал и оказывает помощь вузам города в подготовке специалистов (ТГПУ, ТГАСУ, СГМУ, геолого-разведочному техникуму). На базе музея долгие годы работала школа "Юный геолог" и были созданы минералогические кружки во многих школах города Томска.

Основную часть музея занимают витрины, в которых выставлены минералы, отражающие разнообразие и богатство природных химических соединений. Они подобраны по современной классификации проф. Е.К. Лазаренко. Все минералы подразделены на следующие классы: самородные элементы, сульфиды, оксиды, силикаты различных структурных типов, бораты, фосфаты, карбонаты, вольфраматы, молибдаты, сульфаты, фториды, хлориды.

В музее постоянно действуют тематические выставки:

- выставка "Синтетические минералы" рассказывает о современных достижениях науки в этой области. Здесь демонстрируются синтетический кварц, рубин, опал, слюда и другие необходимые современной промышленности минералы.
- выставка "Физические свойства минералов" демонстрирует твердость, хрупкость, блеск, спайность природных химических соединений.
- выставка "Новые поступления " показывает наиболее интересные экспонаты, переданные в дар музею бывшими выпускниками факультета, сотрудниками, студентами и гостями.
- выставка " Первые поступления " демонстрирует образцы минералов, подаренные к открытию музея.
- на выставке "Драгоценные камни" экспонируются минералы, используемые в ювелирной промышленности: горный хрусталь, аметист, нежно-зеленый хризопраз, топаз, опалы и другие.
- выставка "Природные многогранники " демонстрирует кристаллы берилла, пирита, апатита, кварца, флюорита и другие естественные кристаллы.
- специальная витрина посвящена минеральным богатствам Томской области, в которой выставлены каменный уголь, нефть, торф, железные руды, разнообразные строительные материалы и др.

В музее ведется регистрация и составлен каталог на все имеющиеся образцы (каталог). Начата работа по переводу каталога на магнитный носитель, которая задерживается, к сожалению, из-за отсутствия компьютера.

Музей ведет обмен коллекциями с другими музеями и частными лицами. К юбилею города Стрежевого была подобрана коллекция минералов месторождений юга Сибири и передана в городской музей. К сожалению, в силу объективных обстоятельств некоторые образцы из коллекций минералогического музея были утрачены безвозвратно. В последние годы администрация университета уделяет больше внимания музею. С завершением капитального ремонта главного корпуса было выделено большее по площади помещение с установленной защитой.

Важной задачей минералогического музея является пропаганда и популяризация геологических знаний среди населения. Музей активно посещают учащиеся школ, студенты вузов, зарубежные гости и все, кто интересуется красотой и культурой камня. А он с самых древних времен привлекал внимание человека. Самоцветы украшают нашу жизнь, дают радость их созерцания, улучшают настроение, приносят спокойствие. Для увлеченного миром камня минералогический музей был и остается местом встречи с удивительными, прекрасными творениями природы.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МУЗЕЙ ТОМСКОГО ГОСУНИВЕРСИТЕТА НА НОВОМ ЭТАПЕ СВОЕГО РАЗВИТИЯ

В.М.Подобина, Л.И.Быстрицкая, С.Н.Макаренко, Л.Г.Пороховниченко, С.А.Родыгин, Н.И.Савина, Г.М.Татьянин, А.В.Шпанский, А.М.Ярошинская
Томский государственный университет, Россия

Палеонтологический музей Томского госуниверситета - единственный в Сибири вузовский музей, в котором, наряду с редкими демонстрационными экспонатами, находятся монографические коллекции.

Первые палеонтологические находки поступили в университет с начала его образования (1878 г.) и хранились в минералогическом кабинете. Это коллекции от профессора Московской Горной Академии Г.Траутшольда, от герцога М.Лейхтенбергского, горного инженера П.П.Иванова и многих других, представленные в основном окаменелостями из основных стратотипов Западной Европы и России. Основателем и первым научным руководителем музея, открытого в 1926 году, был профессор В.А. Хахлов, который возглавил впоследствии созданную им школу палеоботаников.

Большую часть музея занимает демонстрационный зал, где прямо у входа расположен скелет ископаемого бизона, реконструированный в 1994 году, костный материал которого собран у п.Красный Яр на р.Обь. С правой стороны музея высится недавно смонтированный (1997 г.) скелет мамонта. Слева освобождено место на реконструкцию частично уже подготовленного скелета шерстистого носорога, который завершит в музее основной комплекс плейстоценовой фауны Западной Сибири. В шести шкафах и на отдельных подставках размещены костные остатки мамонтовой фауны - шерстистого носорога, бизона, лошади, оленей, трогонтериевого слона и бивней мамонта. Очень интересны новые витрины с костями молочных мамонтят, патологиями мамонтов и остатками крупных четвертичных хищников. Есть две новые витрины по динозаврам, обитавшим на востоке Западной Сибири (пос. Шестаково, территория нынешней Кемеровской области) в раннем мелу, более 100 млн. лет назад.

В витринах и диарамах представлены остатки руководящих ископаемых растений и животных фанерозоя, а также их реконструкции. Очень информативны и зрительны четыре диарамы с реконструкциями основных периодов истории Земли, а также красочные витрины с отпечатками растений - этапы развития высших растений в фанерозое, собранных с разных регионов Сибири. Подготовлена новая витрина, на которой показана эволюция растений с распределением их по биогеографическим провинциям. Кроме каменного материала, витрина иллюстрирована схематическими реконструкциями растений. Сибирь

богата многочисленными палеонтологическими остатками, основные местонахождения которых представлены в отдельной витрине. Нижнедевонская флора в основном состоит из "псилофитов" и водорослей лагунных отложений Минусинских впадин. Прекрасные отпечатки рыб найдены в породах изыкчульского горизонта Хакасии. Брахиоподы, мшанки и криноидеи, выставленные в этой витрине, собраны из отложений опорного разреза нижнего карбона Лагерного сада г. Томска. Самыми древними экспонатами музея являются остатки жизнедеятельности древних водорослей, возраст которых исчисляется миллиардом лет.

Профессор В. А. Хахлов в свое время украсил музей тремя написанными им картинами, изображающими мезозойских диплодоков, игуанодона и плейстоценового мамонта. В 1978 г. художником А. Д. Елисеевым была изготовлена диорама "Основные этапы развития жизни на Земле" и серия из 5 больших картин, изображающих типичных представителей мамонтовой фауны.

Музей украсили 3 картины, изображающие ландшафты триасового, юрского и мелового периодов, написанные художником В.М.Мухамедшиным.

В собрании музея значительное место занимают коллекции фирмы "Кранц" (Германия), поступившие в прошлом веке из Горного института Санкт-Петербурга. Среди них следует отметить около 50 образцов с отпечатками рыб, водяного паука, долгохвостых раков, рака-мечехвоста, насекомых (стрекоза) и моллюсков. Эти уникальные коллекции из золенгофенских сланцев (близ г.Нюрнберга) представляют редкие экземпляры научной ценности. Кроме того, от этой же фирмы "Кранц" в музее находятся 4 барельефа: ихтиозавр, археоптерикс и кистеперые рыбы. В одной витрине сосредоточено 100 великолепно выполненных гипсовых моделей микрофауны: фораминиферы и радиолярии. В двух витринах - 15 представителей юрских и меловых рептилий и 13 неогеновых и четвертичных млекопитающих.

Указанные три витрины с алебастровыми и гипсовыми моделями микрофауны, рептилий и млекопитающих имеют большое значение как экспозиции для учебного процесса и как замечательные демонстрационные экспонаты.

К юбилею музея проведена большая работа по универсализации всех экспозиций: этикетки приведены к единому стандарту с уточнением местонахождения и геологического возраста палеонтологических остатков; экспонаты в витринах сопровождаются заголовками на русском и английском языках; увеличено зрительное восприятие экспозиций за счет новых картин по ландшафтным обстановкам, рисунков отдельных животных и растений, составленных к ним пояснительных текстов и схем.

Музей постоянно пополняет свои коллекции за счет целенаправленных экспедиционных работ по сбору нового палеонтологического материала. Так, за последние 7 лет объём коллекций по ископаемым млекопитающим увеличился более чем в 10 раз; появилась хорошая коллекция по раннемеловым динозаврам, впервые собранная сотрудниками кафедры палеонтологии и исторической геологии в Кемеровской области (п.Шестаково). В 1997 году на хранение в палеонтологический музей была передана Н. П. Кульковым уникальная коллекция брахиопод девона-карбона с территории Сибири и Монголии, сопровождаемая тематической литературой и картотекой брахиопод. За счет новых поступлений проводится пополнение демонстрационной и монографической частей музея. В настоящее время фонды музея по крупным палеонтологическим остаткам состоят из 7 учебных и около 80 научных коллекций, что составляет более 50 тыс. единиц хранения.

Музей подразделяется на 3 отдела: учебно-демонстрационный, монографический и микропалеонтологический. В 1997 году музей получил отдельное помещение под монографические коллекции, основу которых составляют: 1) палеоботанические коллекции к опубликованным работам В.А.Хахлова, собранные из продуктивных горизонтов карбона и перми Кузнецкого, Норильского, Горловского, Карагандинского, Минусинского, Тунгусского, Балахтинского, Канско-Ачинского и Иркутского (Черемховского) угленосных бассейнов; коллекции девонских растений А.Р.Ананьева и Л.И.Быстрицкого, являющиеся од-

ними из лучших в мире; коллекции юрских растений, обработанные Л.И.Быстрицкой, представляют основу для изучения ископаемых голосеменных Сибири; уникальная по сохранности коллекция листовой палеоген-неогеновой флоры М.Г.Горбунова включает, помимо многочисленных отпечатков листьев, ископаемые плоды и шишки; 2) палеозоологические коллекции кишечнополостных - девонские кораллы-ругозы В.А.Ивании, девонские мшанки А.М.Ярошинской и строматопораты С. Н. Макаренко; 3) коллекции брахиопод. Монографический отдел микропалеонтологических объектов, созданный в 1990 году, также имеет отдельное помещение. Пока его основу составляют коллекции фораминифер к опубликованным монографиям проф. В.М. Подобиной (около 5 тыс. единиц хранения). Большие рабочие коллекции по фораминиферам, остракодам, радиоляриям, конодонтам и спорово-пыльцевым комплексам находятся в лаборатории микропалеонтологии, созданной по инициативе и под руководством В.М.Подобиной 30 лет назад (1968 г.). В 1995 г. сюда вошла спорово-пыльцевая лаборатория из Томского отделения СНИИГГиМСа, что значительно расширило диапазон исследования микрообъектов. В двух отдельных помещениях проводится препарирование и обработка коллекций позвоночных, а также реконструкция и монтировка отдельных костей и фрагментов скелетов животных. Большой палеонтологический материал, собранный в основном из всех систем фанерозоя, явился основой для проведения в ноябре 1997 года в Томском госуниверситете I Международного симпозиума на тему "Эволюция жизни на Земле".

Ближайшие задачи музея - продолжить издание каталогов монографических коллекций; обработка и пополнение новыми коллекциями, собранными во время ежегодных полевых экспедиций; создание компьютерной базы данных по имеющимся коллекциям; оформление библиотеки музея, монтировка отдельных фрагментов скелетов и создание экспозиции по сибирским раннемеловым динозаврам; реконструкция и монтировка скелета шерстистого носорога.

## РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИХ НАУК НА АЛТАЕ

Г.Я. Барышников, Б.Н. Лузгин, О.В. Отто, Л.Г. Казанцева
Алтайский госуниверситет, г. Барнаул

Основанный 120 лет назад Томский государственный университет выпустил немало специалистов высокой квалификации в области геологии, геоморфологии, географии, почво-ведения и др. Многие из них стали в последствии крупными учеными и сами создавали научные школы, сохранив традиции заложенные в стенах родной "Alma mater". К одной из таких школ принадлежит и коллектив кафедры природопользования и геоэкологии Алтайского государ-ственного университета, состоящий из выпускников ТГУ разных лет выпуска.

Основанная около 10 лет назад кафедра природопользования и геоэкологии развивает одно из важнейших для современного общества направлений исследований, связанное с рацио-нальным использованием природных ресурсов и изучением экологического состояния окружающей среды. Результаты этих исследований содержатся в читаемых профессорами, доцентами и преподавателями курсах, находят свое отражение в издаваемых монографиях, статьях и докладах научно-практических конференций. Кроме этого, сотрудники кафедры сами активно участвуют в организации и проведении подобных конференций.

Так, в 1995 году на региональной научно-практической конференции "Золото Алтая: история и современность" [6] были обобщены результаты многолетних изысканий по поиску и разведке россыпных месторождений, приведены данные о находках золотых вещей в археологических памятниках Алтайского региона, собраны сведения о золоте в архивах, показано современное состояние золотодобычи и определены перспективы открытия новых месторождений.

Геологическое направление по использованию минеральных ресурсов успешно развивается одним из авторов данного сообщения, чей многолетний геологический труд завершился фундаментальным обобщением в виде двухтомной монографии по металлогении основных рудных районов Алтая [10,11]. Им же было издано учебное пособие "Экологические проблемы: Земля, Россия, Алтай" [8,9], подготовлено к изданию учебное пособие "Экономическая геология Алтая", в объеме 15 п.л.

В 1997 году по инициативе кафедры была организована и проведена международная научно-практическая конференция "Историческая и современная картография в развитии Алтайского региона" [7], на которой были обсуждены проблемы развития картографии на Алтае от первых путешественников и исследователей до наших дней. Опубликованные работы содержали сведения по исторической картографии и современным технологиям изготовления карт, экологическому картографированию и применению полученных карт на практике.

Кафедра является ведущей в подготовке и выпуске серийного сборника статей "География и природопользование Сибири" [4,5].

Одним из приоритетных направлений кафедры являются исследования в области геоморфологии, палеогеографии и палеоэкологии. Итогом многолетней работы в этом направлении явилось издание монографии "Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое" [1], в которой на примере Горного Алтая дана последовательность событий рельефообразования, определены перспективы обнаружения ряда полезных ископаемых, показано влияние хозяйственной деятельности человека на изменение геологической среды и рельефа долин рек.

Находится в печати монография "Рельеф переходных зон горных сооружений" [3], посвященная геоморфологическому анализу рельефа горных сооружений стран СНГ и мира. Подробно излагаются принципы выделения таких зон, рассматриваются этапы становления переходного рельефа гор Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока. Дана сравнительная характеристика переходных зон Карпат, Кавказа, Памира и Тянь-Шаня с горами Сибири и Дальнего Востока.

Прикладное значение результатов исследования в области палеоэкологии и палеогеографии определилось выходом в свет первой части монографии "Археологические памятники Алтая глазами геологов" [2], в которой излагаются материалы геолого-геоморфологического исследования ряда археологических памятников Алтая. Описаны условия залегания культурных слоев, рассмотрен их возраст и происхождение, сделаны попытки палеогеографических реконструкций среды обитания древних людей. К настоящему времени закончена работа над второй частью этой монографии и, мы надеемся, что книга будет издана в этом году.

На протяжении последних лет сотрудники кафедры занимаются оценкой природно-ресурсного потенциала наиболее перспективных территорий Алтайского края и разработкой структуры размещения производительных сил региона.

Предметом особого внимания ученых кафедры является оценка экологического состояния почвенного покрова Алтайского края. Научные разработки, полученные за последние годы, успешно внедряются в практику.

Все, что было перечислено выше, было бы совершенно немыслимо без того кропотливого труда и знаний, вложенных в нас нашими учителями и педагогами Томского государственного университета. Поэтому мы с большой признательностью и благодарностью вспоминаем профессоров И.К. Баженова, М.В. Тронова, В.А. Хахлова, А.Я. Булын-

никова, М.П. Кортусова, А.Р. Ананьева, А.И. Родыгина, И.А. Вылцана, В.М. Подобину, А.М. Малолетко, А.А. Земцова, П.А. Окишева, И.П. Лаптева, Л.Н. Ивановского, Т.П. Славнину, М.Г. Танзыбаева; доцентов М.Г. Горбунова, В.К. Иванова, Е.Н. Зыкова, Ю.В. Индукаева, В.Г. Родыгину, В.И. Стреляева, В.В. Хахлова, В.К. Чистякова, В.А. Врублевского, М.В. Петкевич, Л.Н. Окишеву, В.С. Хромых, Л.И. Герасько, М.И. Кахаткину и др. Низкий Вам всем поклон от Ваших учеников.

Литература

1. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ,1992. - 182 с.
2. Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Томск: Изд-во ТГУ. Ч.1. 1997. - 164 с.
3. Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных сооружений. Барнаул: Изд-во АГУ. 1998. - 194 с.
4. География и природопользование Сибири. Сборник статей. Барнаул: Изд-во АГУ. N 1. 1994. - 135 с.
5. География и природопользование Сибири. Сборник статей. Барнаул: Изд-во "Аккем". N 2. 1997. - 206 с.
6. Золото Алтая: история и современность. Матер. научн.-практ. конф. / Под ред. Г.Я.Барышникова. Барнаул: Изд-во АГУ. 1995. - 172 с.
7. Историческая и современная картография в развитии Алтайского региона. Тез. межд. научн.-практ. конф. / Под ред. Г.Я.Барышникова. Барнаул: Изд-во АГУ. 1997. - 166 с.
8. Лузгин Б.Н. Экологические проблемы: Земля, Россия, Алтай. Учебное пособие. Бийск: НИЦ БиГПИ. Ч.1. 1995. - 102 с..
9. Лузгин Б.Н. Экологические проблемы: Земля, Россия, Алтай. Учебное пособие. Бийск: НИЦ БиГПИ. Ч.2. 1995. - 76 с.
10. Лузгин Б.Н. Металлогения основных рудных районов Алтая. Барнаул: Изд-во АГУ. Ч.1. 1997. - 206 с.
11. Лузгин Б.Н. Металлогения основных рудных районов Алтая. Барнаул: Изд-во АГУ. Ч.2. 1997. - 218 с.

# Общая и региональная геология

# ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ЛЕДНИКОВЫХ ДОЛИНАХ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

А.Р. Агатова, А.А. Мистрюков
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

С процессами оледенения и дегляциации в долинах, расчленяющих горные хребты, связаны специфические типы отложений, значительно отличающиеся от отложений щитовых ледников по мощности, литологии и создаваемым формам рельефа. На основе анализа этих форм определяется генезис и возраст этих отложений - геоморфологический критерий определения возраста является в данном случае ведущим. При разрушении первоначальных форм генезис и возраст отложений устанавливаются геологическими методами.

В юго-восточной части Горного Алтая в межгорных впадинах распространены ледниковые отложения нескольких генераций, однако морфологически выражено лишь последнее позднеплейстоценовое оледенение. Хорошо сохранившиеся конечноморенные образования позволяют достоверно установить его границы и определить его характер как горно-долинный. О среднеплейстоценовом оледенении на основании фрагментов ледниковых и флювиогляциальных отложений, расположенных за пределами конечных морен позднего плейстоцена и на водоразделах ледниковых долин, а также данных абсолютного датирования [1] мы можем получить лишь качественную информацию - в пределах Юго-Восточного Алтая оно проявилось и было крупнее последнего оледенения. Ледниковые отложения раннего плейстоцена установлены в единственном разрезе Юго-Восточного Алтая [1], и их исключительность не позволяет использовать их в каких-либо палеореконструкциях.

В долинах высоких (до 4000 м) хребтов, ограничивающих впадины, развиты отложения только последнего оледенения. В отличие от неглубоких (300 - 500 м) и почти лишенных верхнеплейстоценовых отложений долин Северо-Восточного Алтая [2] долины юго-восточной его части достигают глубины 1100-1300 м, а моренные отложения на бортах, днище и в месте раскрытия долин в межгорные впадины свидетельствуют о более значительном по размерам последнем оледенении этой части Горного Алтая. В ее пределах распределение ледниковых отложений зависит от комплекса факторов: экспозиции макросклонов хребтов, интенсивности их первоначального (доледникового) эрозионного расчленения, различий в микроклимате, связанных с уменьшением количества осадков в юго-восточном направлении.

В настоящее время по характеру отложений долин Юго-Восточного Алтая в истории их развития можно выделить два этапа - позднеплейстоценовое оледенение и голоценовое постледниковье. О существовании оледенения свидетельствует комплекс боковых и стадиальных морен. С деградацией ледников условия седиментации в долинах значительно изменились. Если в период оледенения в их пределах преобладала экзарационная денудация и продукты разрушения выносились ледником и скапливались на выходе из долин во впадины, то в настоящее время они являются областью аккумуляции продуктов выветривания, о чем свидетельствуют рыхлые отложения днища и нижней части склонов. В современных долинах ледникового происхождения распространены отложения гравитационного и водного ряда. В привершинной части склонов развиты десерпционные отложения, в нижней, выработанной ледником, - ссыпные, обвальные, солифлюкционные и пролювиальные отложения, свидетельствующие об интенсивном преобразовании ледниковых поверхностей. Для долин Южно-Чуйского хребта характерны присклоновые каменные глетчеры, материалом для формирования которых служили, на наш взгляд, не только склоновые отложения, но и отложения боковых морен позднего плейстоцена.

Крупные тела обвалов приурочены к скальным выходам палеозойских пород в долинах, пересекающих зоны разломов - долина Тюте в Северо-Чуйском хребте, долина Куяхтанара в Курайском хребте, что не исключает их сейсмической природы. В низовьях долин южного макросклона Курайского хребта на бортах, сложенных рыхлыми кайнозойскими породами, развиты отложения оползней. Днища большинства долин покрыты чехлом основной морены позднего плейстоцена, мощность которого в различных долинах значительно варьирует, что может быть связано как с уклоном днища, так и с размерами ледников. Отложения водного генетического ряда - гляциальный аллювий, приледниковые зандры - формируются реками, получающими питание от современных ледников. Современная озерная седиментация связана, в основном, с небольшими приледниковыми озерами, подпрудой которым служат морены малой ледниковой эпохи. Часть озер занимает термокарстовые котловины в моренах как малой ледниковой эпохи, так и в отложениях позднего плейстоцена (водораздел нижнего течения рек Аккол и Елангаш, Южно-Чуйский хребет) или углубления в днище долин, выпаханные ледником. Более крупные озера образовывались в некоторых долинах в период деградации позднеплейстоценового оледенения, о чем свидетельствует мощная толща "ленточных глин", распространенная в долине реки Аккол (Южно-Чуйский хребет) выше перегораживающего русло тектоногенного выступа. Современные озера этой долины являются реликтами древнего озера.

Изучение четвертичных отложений в долинах Юго-Восточного Алтая показывает, что основным фактором изменения условий седиментации в плейстоцене было развитие и деградация ледников горно-долинного типа. В настоящее время из областей выноса долины превратились в области аккумуляции. Количество поступающего с разрушающихся склонов материала значительно превышает транспортирующую способность современных водотоков, что приводит к захоронению ледниковых отложений и форм рельефа под отложениями коллювиального ряда.

Литература

1. Фаустов С.С., Куликов В.А., Свиточ А.А. Новые данные изучения разреза Чаган (Горный Алтай) // В сб.: Проблемы синхронизации новейших отложений севера Евразии. Л.: Изд. Всес. Геогр. об-ва, - 1971. - С.117-124.

2. Высоцкий Е.М. Геоморфология и неотектоника прителецкого района Северовосточного Алтая: Автореф. Дис. ... канд.геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1997. - 16 с.

## ОБ ОДНОМ ИЗ ПУТЕЙ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В.П. Алексеев, В.В. Никоян
Уральская государственная горно-геологическая академия, г. Екатеринбург

Изучение горно-геологических условий - одно из важнейших направлений работ по оценке угольных месторождений на разных ее стадиях, от разведки до обеспечения эксплуатации. Этому вопросу посвящена обширная литература научно-методического и конкретно-практического характера. В предлагаемой публикации остановимся лишь на одной стороне затрагиваемой многогранной проблемы, а именно - какие типы пород должны изучаться при оценке физико-механических свойств массива.

Очередной раз приходится констатировать, что при изучении терригенных отложений в большинстве случаев (как в теории, так и на практике) осуществляется подмена основополагающих понятий, а именно: гранулометрические типы пород (песчаники различной зернистости, алевролиты и проч.) называются литологическими типами (литоти-

пами). Традиционным является определение физико-механических характеристик, например, для "среднезернистого песчаника", в лучшем случае - для обладающего либо косой, либо горизонтальной слоистостью. Это принципиально неверно. Истинные *литотипы* могут быть установлены только по *комплексу* признаков, характеризующих выделяемый слой. Наиболее принятый перечень данных признаков (применительно к угленосным отложениям) включает: средний размер слагающих породу частиц (собственно гранулометрический показатель); их соотношение (сортированность); текстуру (тип и характер слоистости); количество и характер органического (преимущественно растительного) материала; иные признаки индикативного характера. Большое значение имеет вещественный состав, но визуально он трудноопределим, за исключением степени карбонатности, приближенно определяемой прокалыванием раствором соляной кислоты. Более высокий уровень признаков - это соотношение слоев (характер контакта), их форма, положение в литоцикле и др..

В своих исследованиях мы постоянно обращаемся к широко применяемым методам математической статистики, позволяющим количественно охарактеризовать изменчивость двумерного массива исходных данных. Так, в частности, по одной из детально задокументированных скв. 175 Улугхемского каменноугольного бассейна (Респ. Тыва) выделено 603 слоя на 570 м изученного интервала. Каждый слой охарактеризован всеми перечисленными выше признаками; кроме того, установлен его генезис, в соответствии с известной методикой литолого-фациального анализа. Значения признаков переведены в количественную форму по 6-12-балльной шкале, в соответствии с последовательными изменениями того или иного параметра. Использованием многомерного анализа выделены новые переменные - *факторы*, характеризующие общую изменчивость совокупности исходных признаков. В результате установлено следующее.

1. Первый фактор формирования изменчивости системы признаков определяет около 1/2 общей дисперсии. Наибольший и примерно одинаковый вклад в него имеют два (!) признака - размерность частиц породы и ее текстура.

2. Значительная часть дисперсии принадлежит второму фактору, в основном определяемому сортированностью породы и удалением от области сноса (генетический параметр).

3. Другие показатели имеют второстепенное значение, играя роль "шума", и приобретают ведущую роль при формировании иных, существенно менее значимых факторов.

Такие же сведения получены по ряду других угольных бассейнов [1]. Перечисленное заставляет весьма критически относиться к использованию данных по гранулометрическому составу пород как главному показателю в любых геологических реконструкциях. Такое же "право" имеет и "текстурный анализ" (по Л.Н. Ботвинкиной). В целом же в роли синтетического показателя, характеризующего изменчивость пород, следует использовать характер условий формирования отложений (фацию), определяемую именно по комплексу признаков. Данное утверждение находится в полном соответствии с результатами многолетних исследований С.А. Топорца, сформулированными в одной из его последних работ [4]. Детально проанализировав, в том числе в историческом аспекте, данный вопрос, он, в частности, пришел к следующим выводам: "... а) фациальная принадлежность пород является основным генетическим фактором, ответственным за исходное формирование их физических свойств; б) фациальная изменчивость физических свойств пород угленосных отложений универсальна; в) опробование угленосных отложений при петрофизических исследованиях должно проводиться не механически ..., а путем охвата всех или определенных целями и задачами работ *патогенетических (фациальных)* (разрядка наша - В.А., В.Н.) типов пород разреза" [4].

Близкий по сути подход реализован при изучении южно-якутских угленосных отложений группой сотрудников НИИОГРа (г. Челябинск) [3], которыми на *равных* правах

проанализированы изменения физико-механических свойств отложений по комплексу следующих факторов и процессов:

- условия осадконакопления; гранулометрический состав; цикличность осадконакопления и стратиграфическая глубина залегания; постседиментационные процессы; выветривание.

Анализ этих параметров по отдельности, конечно, затрудняет их комплексную оценку. Тем более, равноправно характеризуются весьма различные показатели, относящиеся к разным уровням организации геологических тел. Однако, в целом, отчетливо видна тенденция рассматривать гранулометрический показатель лишь как один - значащий, но не определяющий параметр.

В свое время нами установлены изменения физико-механических свойств угленосных отложений Южно-Якутского бассейна на базе их литолого-фациального изучения - т.е. для отдельных *фаций* [2]. В последующем такие, значительно более детальные работы выполнены для Улугхемского каменноугольного бассейна. В результате мы пришли к однозначному выводу, что опробовать на изучение физико-механических свойств следует литогенетические типы, выделяемые в соответствии с известной методикой литолого-фациального анализа. Это позволит, как минимум, избежать больших погрешностей, которые будут введены в последующие рассуждения при исследовании только гранулометрических разностей пород.

Литература

1. Алексеев В.П., Кривихин С.В., Максимов В.А. К оценке взаимоотношений и роли признаков, характеризующих осадочные породы (на примере угленосных отложений) // Седиментогенез и литогенез осадочных образований. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996. - С.21-23.
2. Князев В.А., Алексеев В.П., Сычева Э.А. К вопросу о прогнозировании прочностных свойств боковых пород угольных пластов по данным литолого-фациального анализа на примере Нерюнгринского месторождения // Третья Дальневосточная конф. углеразведчиков. - Артем, 1978. - С.67-70.
3. Лабунский Л.В., Зайцев А.А., Кабаков А.М., Поляков Н.П. Литологический состав, строение и физико-механические свойства отложений Эльгинского месторождения Южно-Якутского бассейна // Геология угольных месторождений.- Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997.- Вып.7. - С.239-253.
4. Топорец С.А. Фациальный контроль петрофизической изменчивости пород угленосных формаций // Геология угольных месторождений.- Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1996.- Вып.6. - С.91-99.

## ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЯ В ЗОНЕ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА (РАЙОН ЗЫРКУЗУНСКОЙ ПЕТЛИ Р.ИРКУТ) ПО СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

С.Г. Аржанников, А.С. Гладков, А.В. Аржанникова, О.В. Лупима, А.В. Черемных
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Главный Саянский разлом является одной из основных дизъюнктивных структур Алтае-Саянской горной области. Заложившись в докембрии, он активно влиял на тектоническую обстановку пограничной зоны Сибирской платформы и подвижного пояса, развиваясь на разных этапах как сдвиг, надвиг и сброс [11].

Для позднекайнозойского времени В.В.Ламакин [3] пришел к выводу, что разлом на этом этапе развивался как левосторонний сдвиг с амплитудой до 15 км. Другие исследователи [11] трактуют движения позднего кайнозоя как сбросо-сдвиг. В ходе палеосейсмогеологических работ [10] в зоне Главного Саянского разлома были выделены сейсмотектонические деформации протяженностью 45 км (Восточно-Саянская палеосейсмодислокация). Анализ внутренней структуры показал, что основным типом движений поздне-

го кайнозоя является левый взбросо-сдвиг.

В позднекайнозойское время территория Алтае-Саянской горной области формировалась в поле субгоризонтального сжатия, где основной вектор ориентирован в север-северо-восточном направлении [4]. В новейшей структуре Главный Саянский разлом контролирует пограничную зону Сибирской платформы и Саяно-Тувинского геоблока [2]. Внутри геоблока существует система кулисообразных разломов. Они начинаются на западе торцовым сочленением с Шапашальским разломом и заканчиваются на востоке торцовым сочленением с Главным Саянским. Основным типом движений для данной системы разломов являются взбросо-сдвиги и сдвиги. Левосторонние перемещения по северо-восточным и субширотным разломам внутри геоблока приводят к возникновению сжимающих усилий в В-СВ направлении. Ориентация плоскостей Главного Саянского разлома в пространстве, составляющая азимут падения ($Аз_{пад}$) плоскости 190 - 210° и угол падения ( $\angle$ ) 45-70° [8], предопределяет реализацию этих напряжений в виде левосторонних взбросо-сдвигов.

Главный Саянский разлом в районе Зыркузунской петли представлен зоной дробления шириной несколько сот метров [7], интенсивно эродируемой водами р.Иркут - каньонообразной спрямленной долиной длиной 11 км. Основные сейсмотектонические деформации на этом отрезке расположены в пределах мыса Куличий. Сейсмогенные разрывы расположены по простиранию Главного Саянского разлома в тыловой части мыса Куличий, в месте перегиба основного склона. Сейсмотектонические разрывы рассекают склоны различной крутизны, водораздельные мысы, разновысотные террасы. Дислокации выражены как в рыхлых отложениях, так и в коренных породах, оканчиваясь на одном берегу Иркута, прослеживаются на противоположном. Основными типами деформаций являются кулисообразные микрограбены длиной до 7 м и взбросовые уступы с азимутом падения на северо-восток. По простиранию дислокации происходит поочередное замещение одного типа деформаций другим. При падении плоскости разлома на юго-запад данный комплекс деформаций мог образоваться при взбросо-сдвиговой подвижке в поле сжимающих усилий субширотного направления [10]. Это не соответствует мегарегиональному полю напряжений, имеющему простирание 0-30° [4], что объясняется перераспределением напряжений на более локальных уровнях за счет движения Саяно-Тувинского блока по разноориентированным его границам.

Наряду с исследованием сейсмогенных структур было проведено изучение тектонической трещиноватости и зон разрывных нарушений в коренных породах, обнажающихся на берегах р.Иркут. Всего на изучаемом отрезке берега было создано три точки наблюдения, в каждой из которых задокументированы литологические характеристики и характер залегания пород, разломные зоны, складки, будины и прочие структуры. Особое внимание уделялось детальному изучению тектонической трещиноватости: во всех точках проведены массовые замеры трещин и даны их характеристики. Полученная информация послужила основой для восстановления главных нормальных осей палеонапряжений с использованием известных методик [1,5,6].

В двух точках наблюдения, расположенных на ЮВ окончании Куличьего мыса, зафиксированы зоны интенсивного дробления, рассланцевания и милонитизации мощностью до нескольких метров - саянского ($Аз_{пад}$220 $\angle$85°) и поперечного к нему направлений ($Аз_{пад}$320$\angle$70°). К ним приурочены узкие ложбины, уходящие вверх по склону на 50-100 м. Сами зоны очень отчетливо "читаются" в обнажении благодаря светлой окраске милонитов и характерным щелеобразным выемкам, у подножия которых наблюдаются мелкие конуса щебня тектонитов. Кроме этого, существенную роль в строении характеризуемых выходов играют тектонические нарушения субмеридионального ($Аз_{пад}$350 $\angle$25°) и субширотного ($Аз_{пад}$190 $\angle$60°) направлений. Это зоны дробления и рассланцевания мощностью в десятки сантиметров. По трещинам первого направления отмечены штрихи по падению, для второго - по простиранию (субгоризонтальные).

Анализ полей тектонических напряжений в данных точках показал следующие результаты. По анализу диаграмм трещиноватости [5] получено два решения, отвечающие сдвиговому ($\sigma_1$ - 270 ∠12°, $\sigma_2$ - 90 ∠78°, $\sigma_3$ - 180 ∠0°) и надвиговому ($\sigma_1$ - 250 ∠64°, $\sigma_2$ - 149 ∠5°, $\sigma_3$ - 57 ∠25°) полям напряжений. Решение, полученное по анализу штрихов [6], почти аналогично последнему ($\sigma_1$ - 178 ∠85°, $\sigma_2$ - 335 ∠25°, $\sigma_3$ - 65 ∠2°) с той лишь разницей, что в ряде случаев оси $\sigma_1$ и $\sigma_2$ меняются местами. Для точки наблюдения на СЗ окончании Куличьего мыса преобладают зоны разрывных нарушений и трещиноватость системы с $Аз_{пад}$170 ∠80-85°. К одному из таких разломов приурочена крупная расщелина простиранием 110° и шириной до 6-8 м, уходящая на террасу. Система разрывов саянского направления ($Аз_{пад}$40 ∠50°) характеризуется подчиненным распространением. Анализ трещиноватости также дает два решения: сдвиговое ($\sigma_1$ -300∠32°, $\sigma_2$ - 295∠55°, $\sigma_3$ - 202∠12°) и надвиговое ($\sigma_1$- 73∠76°, $\sigma_2$ - 188∠6°, $\sigma_3$ - 279∠3°).

Таким образом, в изученных точках уверенно фиксируется два типа поля: сдвиговое (ось сжатия - С-СВ, растяжения - З-СЗ) и надвиговое (ось сжатия - В-СВ). Для их разделения во времени геолого-структурных данных недостаточно, однако, принимая во внимание положение сейсмотектонических структур можно предположить более молодой возраст поля сжатия в В-СВ направлении.

Выполненные сейсмогеологические и тектонофизические исследования подтвердили выводы [10] о взбросо-сдвиговом характере движений в зоне Главного Саянского разлома (район Зыркузунской петли р. Иркут) в позднекайнозойское время.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты 97-05-96357, 97-05-96359.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. - 536 с.
2. Гоникберг В.Е. Морфоструктурная интерпретация космических снимков и некоторые аспекты новейшей геодинамики пояса возрожденных гор Южной Сибири // Геология и разведка. - 1988 - № 2. - С.35-44.
3. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. - М.: Наука, 1968. -157 с.
4. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов.- М.: Наука, 1988. – 365 с.
5. Николаев П.А. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. Вузов. Геология и разведка. - 1977. - № 12. - С.103-116.
6. Парфенов В.Д., Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР, 1980, Т. 251, № 4, - С.238-241.
7. Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М.: Наука, 1967.
8. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Отв. ред. С. Ф. Павлов. Новосибирск: Наука, 1979. – 124 с.
9. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Отв. ред. Н. А. Логачев. Новосибирск: Наука
10. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Белоусов О.В. и др. Взбросо-сдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // Докл. АН, 1994, т.338, № 5, - С.672-674.
11. Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. - Новосибирск: Наука, 1973. - 135 с.

## ГЕОЛОГИЯ РОССЫПЕЙ Р. ИЗЕКИЮЛ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)

А.Я. Березовский
Администрация Ширинского района, Республика Хакасия

Река Изекиюл является правым притоком р.Черный Июс. В среднем и верхнем течении она имеет горный характер, в нижнем – равнинный. Истоки реки находятся в высокогорном поясе Кузнецкого Алатау, где максимальные отметки водоразделов достигают 1400-1500 м над уровнем моря. В приустьевой части река дренирует отчетливо выражен-

ные пролювиальные конусы выноса. Ширина долины изменчива – от 60-80 м в районе ключей Каменного и Медвежьего, до относительно широкой (300 м) при подходе к устьям ключей Никольского и Могильного, с дальнейшим сужением выше по течению до 100-150 м. В равнинной части долина широкая (более 1 км). Поперечный профиль меняется от корытообразного (равнинная зона) до щелевидно-килевого и V-образного (горная зона) с более пологим правым бортом, продольный профиль - ступенчато-волнистый.

Субмеридионально ориентированная долина реки Изекиюл пересекает разновозрастные породы – метавулканиты белоиюсской свиты нижнего (?) рифея, метапесчаники и конгломераты сыннигской свиты среднего рифея, доломиты таржульской свиты венда, граниты и диориты мелких интрузивных тел. В приустьевой части отмечены поля развития осадочно-вулканогенных толщ быскарской серии нижнего девона. В структурном отношении данная территория приурочена к белоиюсскому антиклинорию и находится внутри крупного тектонического блока, ограниченного Шипилинским и Сыйским региональными разломами. Простирание долины практически совпадает с направлением крупного неотектонического нарушения раннеплиоценового возраста, выделенного С.С.Гудымовичем в 1991 году и осложненного более мелкими поперечными дизъюнктивами. Дно долины представлено низкой и высокой поймами и первой надпойменной террасой. Более высокие террасы (вплоть до шестой и, предположительно, седьмой) встречаются в виде отдельных увалов по правому борту на отрезках между устьями кл.Евдокимовского и Кузнецовского и выше - между кл.Кузнецовским (правым) и Базановским.

Пойменный аллювий характеризуется высокой степенью окатанности (0.56-0.66) и относительно хорошей сортировкой материала. Мощность аллювиальных отложений разная: от 5-8 м в долинах, до 13-15 м на террасах и в зонах развития «побочных» конусов выноса боковых притоков. В отдельных случаях (урочище «Рогожина яма») она достигает 30-40 м в связи с углублением ложа в районе сопряжения неотектонических разломов. Разрез рыхлых отложений однообразен – преобладает крупно-, средне- и мелкогалечный материал (70-80 %) с примесью песка и гравия (10-15 %) и глины (менее 10 %). Количество грубого (валунного) материала колеблется в довольно широких пределах (5-25 %).

Россыпи р.Изекиюл эксплуатировались еще в дореволюционный период, отработками затронуты пойма и первая терраса, местами – вторая и третья. В настоящее время природное (естественное) строение золотоносных россыпей нарушено полностью или частично и они приобрели вторичный, техногенный характер. Суммарная протяженность техногенных россыпей вдоль р.Изекиюл (от бывшего пос.Шипилинск до вершины реки) составляет почти 10 км. Выделяются россыпи двух типов – пойменно-русловые и террасоувалистые. Многие боковые притоки также золотоносны – по левому борту кл.Кузнецовский (левый), Никольский, Веселый; по правому – Тургаюл и Кузнецовский (правый), причем левые притоки более продуктивны. Золото в долине присутствует в тех или иных количествах повсеместно, но практический интерес представляют лишь остаточные запасы, разведанные в 1991-93 годах, и объединенные в контурах шести разобщенных в плане участков, имеющих разную протяженность – от первых сотен метров до 2.7 км. Содержание золота в различных участках колеблется от 317 до 542 мг/м$^3$. Лишь в одном случае (участок Верхний Изекиюл-2) средняя концентрация золота достигает 1137 мг/м$^3$.

Основное количество золота концентрируется в самой нижней, приплотиковой части аллювиальных отложений. Часто по трещинкам золото проникает в коренные породы на глубину в 0.2-0.5 м, в редких случаях – до 1.5 м.

Мощности золотоносных песков в разных участках колеблются в пределах от 1.6 до 2.2 м, иногда понижаются до 0.5 м. Продуктивные слои погребены под рыхлыми отложениями с изменчивой мощностью (1.6-10 м).

Гранулометрический состав золота различен – от пылевидных (0.02-0.04 мм) до крупных (5-10 м) золотин разной степени окатанности. Иногда встречены единичные самородки весом до 100 г, пробность золота высокая - 960.

Приведенные данные позволяют ставить вопрос о необходимости проведения дополнительных работ с целью выявления возможных коренных источников золота, питающих охарактеризованные россыпи.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ РЕЮВЕНАНТНЫХ ГРАНИТОИДОВ НА ПРИМЕРЕ ТУРОЧАКСКОГО МАССИВА

А.Л. Будников
Общественная организация «Антракт», г. Бийск

Изучением Турочакского массива занималось не одно поколение геологов, среди которых необходимо отметить таких профессионалов своего дела как А.В. Кривчиков, Ю.Н. Земцов и др.. По данным последней геологической съемки (Данилов, 1993 г.), массив представлен одним силурийским комплексом и имеет двухфазное строение. Первая фаза сложена преимущественно биотитовыми гранитами, во вторую образовались аплитовидные граниты, аплиты, пегматиты.

На основании анализа фактического материала и изучения геологической обстановки массива, автор предлагает иную трактовку становления Турочакского массива.

Становление массива началось в позднеордовикско-силурийское время, что подтверждается многочисленными определениями абсолютного возраста и взаимоотношениями с породами рамы. Граниты имеют магматический контакт с терригенно-вулканогенными отложениями нижнего ордовика. В фазу становления породы массива характеризуются сравнительно большой пестротой. Преобладают плагиограниты и трондьемиты, постепенно переходящие в более основные породы - кварцевые диориты и диориты. Плагиограниты и трондьемиты встречаются в слабо измененном виде в юго-западной и северной частях эндоконтактовой зоны массива в виде пятен и неправильной формы тел размером 8–10 км.

В петрографическом плане плагиограниты - это средне-крупнозернистые породы светло-серого, серого цвета с буроватым оттенком. Структура пород - гипидиоморфнозернистая, гранитовая, широко развита структура катаклаза. Текстура - массивная, иногда гнейсовидная. Для пород характерен идиоморфизм плагиоклаза относительно других минералов, а также неравномерное распределение темноцветных минералов и резкое различие в степени сохранности породообразующих минералов, в то время как плагиоклаз и биотит практически нацело изменены.

Плагиоклазы обычно зональные, составляют в породе 45-50 % и имеют состав от № 20-26 до № 36. Биотит отмечается в незначительном количестве, практически полностью замещен хлоритом, эпидотом с выделением по трещинам спайности гематита и тонких иголок рутила-сагенита. В интерстициях плагиоклаза располагаются ксеноморфные зерна кварца и калиевого полевого шпата, которыми разъедаются грани плагиоклаза. Кварц всегда обладает волнистым погасанием, что указывает на повсеместный катаклаз. Акцессорные минералы редки и представлены цирконом, апатитом, реже сфеном.

Таким образом, мы познакомились с первичным составом пород Турочакского массива. Далее, на рубеже средне-верхнего девона, в период тектонической активизации началось возрождение (реювенация) гранитоидов массива. В корневых частях батолита, не вскрытых эрозией, начался процесс палингенеза с предшествовавшими ему в простран-

стве и во времени явлениями метасоматической калишпатизации, вплоть до интрудирования небольших по объему масс гранитного состава.

Метасоматическая калишпатизация затронула практически весь массив, что подтверждается многочисленными фактами. Так, в правобережье руч. Шилов (лев. приток р. Тибезя), наблюдались постепенные переходы от неизмененных плагиогранитов в калишпатизированные плагиограниты. Причем, при увеличении степени калишпатизации изменялся цвет породы от серого до розовато-красного с буроватым оттенком, также увеличивалась радиоактивность пород от 18 мкр/час до 30 мкр/час, иногда до 43 мкр/час. Макроскопически такие граниты резко отличаются свежим обликом.

Структура калишпатизированных плагиогранитов неравномернозернистая, выделяются средне-крупно-мелкозернистые разновидности, иногда порфировидные, порфиробластовые. Структура породы иногда меняется в пределах одного шлифа от гетеробластовой, гранобластовой до гипидиоморфнозернистой. Широко развита коррозионная структура, а также структуры замещения калиевым полевым шпатом и кварцем плагиоклаза и биотита. Таким образом, характерной особенностью для метасоматических гранитов является их структурная и текстурная неоднородность.

В отличие от неизменных плагиогранитов, в метасоматических гранитах преобладает калиевый полевой шпат (50-60 %), в зернах которого, совершенно свежих по сравнению с плагиоклазом, изредка заметна едва различимая двойниковая решетка микроклина. Сравнительно крупные зерна калиевого полевого шпата включают более или менее разъеденные кристаллы плагиоклаза вплоть до появления скелетных остатков, иногда отмечались случаи полного замещения зонального плагиоклаза калиевым полевым шпатом с сохранением таблитчатой формы псевдоморфоз и с просвечивающей в калиевом полевом шпате зональной структуры замещенного плагиоклаза. Эти взаимоотношения свидетельствуют о метасоматическом образовании калиевого полевого шпата.

Порода содержит мало биотита, причем нередко наблюдаются две разновидности минерала. Первый - первично-магматический, полностью замещен вторичными минералами, второй - бурого цвета с резким плеохроизмом до буровато-желтого, кристаллы идиоморфны, располагаются как в интерстициях зерен калиевого полевого шпата, так и в виде тонких чешуек вдоль спайности плагиоклаза. Кварц, в основном, катаклазирован, но нередко обнаруживаются мелкозернистые агрегаты без волнистого погасания, замещающие биотит и даже сфен.

Интенсивность калишпатизации в массиве проявлена неравномерно, в связи с чем наблюдаются разновидности измененных пород от слабо калишпатизированных плагиогранитов, метасоматических гранитов до кварц-полевошпатовых метасоматитов.

Совместно с метасоматической калишпатизацией массива, как было отмечено выше, происходило интрудирование небольших по объему масс расплавленной кислой магмы. Такие тела наблюдались как в эндоконтактовой, так и в экзоконтактовой зонах массива. Примером этому служит магматическое тело гранитов, расположенное в нижнем течении р.Балыкса. Это тело резко выделяется в рельефе и хорошо дешифрируется на АФС. Контакт с вмещающими гранитоидами резкий извилистый без уменьшения структуры породы. На контакте с терригенными породами девона в гранитах отмечается уменьшение структуры до мелкозернистой, порфировой. Также отмечаются процессы контактового метаморфизма.

Под микроскопом - породы типично магматического облика, структура гипидиоморфнозернистая, порфировидная, пегматоидная. Текстура массивная, пятнистая. Минеральный состав представлен кварцем (20-25 %), плагиоклазом № 15-20 (10-15 %), калиевым полевым шпатом (20-25 %), с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Катаклаз проявлен незначительно. Граниты обладают повышенной радиоактивностью до 45-50 мкр/час.

Таким образом, применяемая ранее трактовка становления Турочакского массива несколько упрощена и противоречит выше перечисленным фактам. Учитывая форму и размеры массива, его внутреннее строение и состав, тектоническое положение, характер контактового воздействия на вмещающие породы, метасоматические изменения внутри батолита, видно, что это долгоживущий массив, имеющий сложное геологическое строение, в котором широко развиты процессы калиевого метасоматоза и палингенеза, т.е. - это возрожденные (реювинантные) гранитоиды.

Подобных массивов, которые затронуты процессами калиевого метасоматоза, на территории Северо-Восточного Алтая, немало, например, Садринский, Сарококшинский и др. Поэтому при изучении и картировании необходимо обращать большее внимание на петрографические, геохимические особенности массивов и на их геологические взаимоотношения. Новые данные о метасоматической проработке изучаемых массивов, помогут с большей вероятностью прогнозировать их потенциальную рудоносность.

## ВЕНД И РАННИЙ ПАЛЕОЗОЙ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (СЕВЕРНАЯ ПОЛОВИНА)

В.В. Булдыгеров
Иркутский госуниверситет, г. Иркутск

Стратифицированные вендские образования уверенно выделяются в пределах Сибирской платформы. На границе ее с Байкальской складчатой областью (БСО) в основании вендского разреза залегают гравелиты и песчаники. Вверх по разрезу они сменяются, через переслаивание и смешивание, алевролитами, затем глинистыми сланцами и, наконец, карбонатами со скелетной фауной раннего кембрия. Источник терригенного материала находился в пределах БСО. Следовательно, БСО в венде представляла собой поднятие.

В центральной части БСО фрагментарно наблюдаются терригенно-карбонатные породы со сходной последовательностью разреза. В карбонатной его части найдена фауна среднего и верхов раннего кембрия [8]. По аналогии с Сибирской платформой существенно терригенная нижняя часть разреза была отнесена к венду. Эти отложения залегают с размывом на метаморфизованных осадочно-вулканогенных и интрузивных, в том числе палингенных, образованиях (традиционно объединяемых, соответственно, в муйскую серию и в муйский комплекс [6]), сформировавшихся в байкальский тектономагматический цикл. В течение этого цикла возник Байкало-Муйский рифтогенный прогиб с ассоциациями пород, по петрогеохимическим данным сходными с офиолитовой и островодужной. Как показали определения изотопного возраста [3. 4. 5. 7 и др.], метаморфические преобразования в них и формирование палингенных гранитоидов происходило во второй половине венда (согласно рекомендации Уфимского межведомственного совещания 1990 г. граница венда и кембрия принимается 530-540 млн. лет), вплоть до начала кембрия. Следовательно, в венде в БСО существовал коллизионный режим, а залегающие выше с размывом терригенно-карбонатные отложения стали накапливаться не ранее начала кембрия.

Мощность нижней терригенной части кембрийского разреза (мамаканская серия) не превышает первые сотни метров, состав обломочной части существенно кварцевый. Выше они через глинисто-мергелистые отложения быстро сменяются карбонатами (янгудская серия), мощность которых достигает первых км. Режим в период их накопления определяется как мелководный субплатформенный, которому предшествовала стадия значительной денудации образований завершенного байкальского тектономагматического

цикла. Возможно, эти отложения покрывали всю территорию БСО, сливаясь с карбонатным чехлом Сибирской платформы.

В постсреднекембрийское время БСО подверглась интенсивным блоковым движениям. На большей части БСО породы кембрия были денудированы и сохранились лишь в приразломных относительно опущенных блоках.

Как установлено нами в последнее время, на субплатформенных образованиях с размывом залегает толща терригенно-вулканогенных отложений мощностью первые км. На одних участках в ее составе преобладают вулканиты контрастного базальт-риолитового состава (падринская серия, ранее относимая к докембрию). Терригенная часть серии представлена пролювиально-аллювиальными и озерными фациями. Возраст ее изотопными методами устанавливается как раннеордовикский [1].

На других участках преобладают терригенные породы в тех же фациях, а вулканиты, также контрастного базальт-риолитового состава, наблюдаются в подчиненном объеме, в основном, в виде пирокластической примеси. Ранее они относились либо к рифею (шумнинская свита), либо к мамаканской серии в составе падраканской свиты. В бассейне р.Мамакан в ней нами установлены обломки карбонатных пород кембрия. Этот факт, а также фациальный состав отложений, близкий падринской серии и резко отличный от мамаканской серии, позволяет считать их также раннеордовикскими.

Существовавший в раннем ордовике режим отвечает рифтогенному внутриплитному. На фоне общего высокого стояния региона формировались грабеноподобные впадины и вулканотектонические прогибы, осложненные вулканотектоническими депрессиями. Они унаследовали опущенные блоки предшествующего этапа, где во многих случаях сохранились породы кембрия. В отдельные этапы растяжение сменялось сжатием, сопровождаемым надвигами в краевых частях отрицательных структур и накоплением олистостромовых конгломерато-брекчиевых отложений. Разрушавшиеся надвиговые пластины сложены обычно породами байкальского времени. В редких случаях, как, например, в бассейне Правого Мамакана, в надвиговые движения вовлекались и породы кембрия.

Во второй половине ордовика и силуре [2] широко проявился в регионе гранитоидный магматизм с гомодромным изменением состава магмы. Эти гранитоиды объединяются, чаще всего, на севере в тельмамский комплекс, на юге в баргузинский. Геодинамическая обстановка в этот период соответствовала внутриплитной коллизии.

Литература.

1. Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А., Исаков Ю.А. О раннепалеозойском вулканизме центральной части Байкальской горной области. // Геология и геофизика,1995. - № 1, - С.31-38.

2. Магматические формации юга Восточной Сибири и северной части МНР (Объяснительная записка к карте магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР масштаба 1:1 500 000). Составители: Г.Я. Абрамович и др. Иркутск, ВостСибНИИГГиМС, 1989. - 120 с.

3. Макрыгина В.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в шорундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // Доклады РАН, 1993, Т.332, № 4, - С.486-490.

4. Рыцк Е.Ю. Факторы контроля стратиформных свинцово-цинковых месторождений Олокитской зоны (Северное Прибайкалье). Автореферат кандидатской диссертации. Л., 1991.- 26 с.

5. Рыцк Е.Ю. и др. О проблеме корообразования в рифее (Байкальская складчатая область). // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 1. - Иркутск, 1995. - С.97-98.

6. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра. Т. 1, 1964. 515с.Т.2, 1967.- 699 с.

7. Срывцев Н.А. и др. Геохронология гранитоидов Байкало-Муйского пояса. // Геология и геофизика.- 1992.- №9. - С.72-78.

8. Язмир М.М., Долматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. М.: Недра, 1975. - 184 с.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСЧЛЕНЕНИИ ГОРНОАЛТАЙСКОЙ СЕРИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.А Бутенко
ГП "Запсибгеолсъемка", с. Елань

Венд-раннеордовикские отложения пользуются широким распространением на территории Алтае-Саянской СО. Последние геолого-съемочные работы масштаба 1:200 000 на листе М-45-XV позволяют внести некоторые уточнения в схему расчленения этих образований в центральной части Горного Алтая.

Вулканогенно-осадочная (меланжированная) толща (V-$Є_1$vo) выделена в обрамлении Терехтинского блока в составе чарышско-терехтинского тектонического комплекса, где установлены линзы и блоки мраморизованных известняков, кварцитов, метасланцев, которые отнесены к венд-раннекембрийской вулканогенно-осадочной толще. Их размер достигает 300 м – 700 м. Здесь отмечены - реликтовая слоистость; переслаивание известняков, кварцитов, метасланцев; присутствие согласных тел диабазов, диабазовых порфиритов. Линзы и глыбы погружены в бластомилонитовый матрикс. В известняках установлены крустификаты (Stromatis sp.) с возрастным диапазоном от докембрия до палеозоя, а также отмечены обрывки фитодериват (Spongiostroma sp.) с возрастной датировкой позднего докембрия.

Аккемская свита ($Є_1$ak) примыкает с юго-запада к зоне чарышско-терехтинского тектонического комплекса. Песчаники аккемской свиты встречаются также в линзах в зоне меланжа. Свита представлена своей верхней частью и сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми известковистыми песчаниками, алевролитами, песчанистыми известняками. Мощность прослоев песчаников составляют 0.05 - 1.5 м. Верхняя граница аккемской свиты с кучерлинской согласная и проводится по появлению в разрезе лиловых алевролитов, либо кремнистых сланцев. Нижняя граница свиты не вскрыта и с более древними образованиями имеет тектонические контакты. Учитывая сложный характер кливажной складчатости, мощность вскрытой части свиты составляет 150-200 м. В известковистых алевролитах определены микрофитофоссилии: Ostiana mikrocystis Herm., Leiosphaeridia sp., Lynotolypa Eisena с возрастом венд, венд-ранний кембрий. Возраст свиты условно принимается раннекембрийским.

Кучерлинская свита ($Є_{1-2}$kc). Обширные площади кучерлинская свита занимает южнее Южно-Терехтинского разлома (сугашско-каирский ареал); широко распространена в районе Чике-Таманского и Кадринского массивов (ильгуменьско-айлагушский ареал). Отдельные блоки встречаются в зоне чарышско-терехтинского тектонического комплекса. Она представлена зеленовато-серыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, лиловато-серыми алевролитами, лиловыми кремнистыми сланцами и яшмами. Отмечаются маломощные тела базальтовых порфиритов и их туфов. Нижняя граница свиты хорошо прослеживается и с ней связана смена карбонатно-терригенного осадкообразования на кремнисто-терригенное, сопровождаемое базальтоидным вулканизмом. Верхняя граница с катунской свитой устанавливается по кровле последнего горизонта лиловых алевролитов, лиловых кремнистых сланцев или яшм. В пределах сугашско-каирского ареала распространения свита вскрыта на полную мощность и имеет сложное внутреннее строение, определяемое ее близостью с центральными частями Южно-Терехтинского кливажного шва. Здесь снизу вверх выделяются три пачки: первая - песчаники зеленовато-серые мелкозернистые и разнозернистые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, лиловато-серыми алевролитами. Вторую пачку слагают пестроцветные алевролиты; зеленовато-серые среднезернистые песчаники; пестроцветные кремнистые сланцы; афировые базальтовые порфириты и их туфы. Третья пачка сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, пере-

слаивающимися с зеленовато-серыми алевролитами. Завершают разрез лиловато-серые алевролиты, переслаивающиеся с пестрыми, зеленовато-серыми алевролитами. Учитывая сложный характер кливажной складчатости, можно оценить фактическую мощность свиты в 1200-1300 м. В ильгуменьско-айлагушском ареале нижняя граница свиты не установлена и ее разрезы начинаются первой пачкой. Во второй пачке кремнистые сланцы и яшмы встречаются значительно реже. Покровные тела афировых базальтовых порфиритов встречаются здесь редко, а туфовые прослои не установлены. Из алевролитов и алевропесчаников был выделен комплекс микрофоссилий: Ostiana microcystis Herm., Leiominuscula tugosa (Namn.), Leiosphaeridia bitununosa (Tim.), Leiosphacridia holtedahlu (Tim.), Leiosphaeridia sp., Leiosphaeridia lamulatita (Tim.), Symplassosphaeridium sp., Leiosphaeridia jacutica (Tim.), Spumosina rubirinosa (Andteeva, 1966), Lynotolypa Eisenack, Synsphaeridium sorediforme Tim., Leiosphaeridia obsuleta (Naum.). Все перечисленное выше позволяет датировать кучерлинскую свиту ранним-средним кембрием.

Катунская свита ($Є_{2-3}$kt). На изученной территории катунская свита также образует два ареала: угашско-каирский и ильгуменьско-айлагушский. В состав свиты включены зеленовато-серые, зеленые песчаники, монотонно переслаивающиеся с аналогично окрашенными алевролитами. Следует также отметить преобладающий тип градационной слоистости типичных турбидидов в осадках катунской свиты. За нижнюю границу катунской свиты принята кровля последнего лилового пласта кремнистого алевролита, либо лилового песчаника кучерлинской свиты. Верхняя граница свиты также условна и проводится по подошве первого грубозернистого горизонта песчаников либо конгломератов, которые отнесены к вышележащей сайлюгемской свите. Мощность свиты можно оценить в 700-800 м. Возрастное датирование свиты основывается на ее структурном положении в разрезе кембрийских отложений. Нами принят средне-позднекембрийский возраст катунской свиты.

Сайлюгемская свита ($Є_3$-$O_1$sl). На изученной территории сайлюгемская свита распространена широко, также образуя два упоминаемых выше ареала. Свита сложена песчаниками зеленовато-лиловато-серыми, мелко- и крупнозернистыми; алевролитами зеленовато-лиловато-серыми; гравелитами и конгломератами. Разнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты тяготеют к нижней части разреза. Признаки градационной слоистости, характерные для верхов кучерлинской и катунской свиты отсутствуют. Степень дислоцированности сопоставима с дислоцированностью кучерлинской и катунской свит.

Нижняя граница свиты проводится по подошве первого грубозернистого горизонта. Верхняя граница в сугашско-каирском ареале не установлена, а в ильгуменьско-айлагушском наблюдалась в правобережье р. Чуя, против лога Апшияхта, и в ур.Сольджар, где вскрываются низы воскресенской свиты. Несмотря на значительную степень дислоцированности устанавливается несогласный характер границы и наличие стратиграфического перерыва между ними. Мощность сайлюгемской свиты следует оценить в 800 м. Из песчаников выделен комплекс микрофоссилий: Brochopsophosphaera parva Kuzn. (msc), Leioncunuscula rugosa Naum., Baltisphaeridium argutica Kuzn.(msc). На основании структурного положения и этих определений принят позднекембрийско - раннеордовикский возраст сайлюгемской свиты.

# ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ШИРИНСКОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

Д. Бэнкс[1], Н.А. Макаренко[2], И.В. Букатин[3], А.Я. Березовский[3]
[1]Шеффилдский университет (Англия)
[2]Томский государственный университет, г. Томск
[3]Администрация Ширинского района, Республика Хакасия

Исследованы подземные воды Ширинского района, Республика Хакасия, которые структурно относятся к южной части Чебаково-Балахтинского артезианского бассейна и северной окраины Батеневского гидрогеологического массива. Сотрудниками Красноярского геологического управления в разные годы разведано несколько месторождений подземных питьевых вод, из которых в настоящее время эксплуатируется лишь одно – Туимское. Для снабжения отдельных поселков и сельскохозяйственных угодий широко используются небольшие по запасам проявления подземных вод, извлекаемых из недр единичными скважинами. Кроме того, на территории района известен ряд источников с чистой родниковой водой. Как правило, подземные воды пресные с минерализацией до 1 г/л, гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные сложного катионного состава. Дебиты скважин изменчивы и колеблются от 0.1 до 10 л/сек и более. В тех случаях, когда скважины расположены среди красноцветных отложений девонской системы, степень минерализации воды возрастает до 10-15 г/л.

В августе 1996 года В.П.Парначевым (Томский госуниверситет) и Д.Бэнксом (Шеффилдский университет, Великобритания) было отобрано 33 образца подземных вод из родников (10 проб) и скважин (23 пробы) (рис.). Щелочность и температура воды измерялись непосредственно в точке взятия пробы, а химический состав вод определялся в лабораториях Норвегии и Германии. По значению pH воды всех источников соответствуют стандартным нормативам для питьевой воды (ПДК pH по ГОСТу 2874-82 составляет 6.5÷8.5; измеренные значения pH изменяются в пределах 6.66÷8.16). Температура вод источников от +3.6 до +8.7 °С.

Из 33 обследованных источников 3 являются в различной степени минерализованными (родник № 30, скважины № 8, 32); содержание хлоридов в водах достигает 2968 мг/л при высокой концентрации сульфат-иона (до 6248 мг/л), брома (до 14.3 мг/л) и фтора (до 17.6 мг/л). Вода остальных источников используется населением в качестве питьевой. Содержание в водах $PO_4^{3+}$ и $NO_2$ заметно ниже нормативов ПДК (ГОСТ 2874-82) для питьевых вод. Общей геохимической особенностью является несколько повышенное содержание брома в водах скважин и родников, расположенных в пределах рифтогенно-депрессионного комплекса, представленного образованиями девона и карбона (скважины №№ 4, 5, 6, 7, 9, 12, 13, 14, 31; родники №№ 1, 3, 4, 28, 33). Содержание брома в водах указанных источников колеблется от 0.258 до 1.490 мг/л, составляя в среднем 0.5 мг/л (значение ПДК для питьевой воды - 0.2 мг/л). Воды остальных 16 источников, расположенных в додевонском кристаллическом фундаменте или в эффузивных породах нижнего девона пресные и содержат незначительные концентрации брома (менее 0.1 мг/л).

Таким образом, устанавливается отчетливая бромовая специализация пресных подземных вод, парагенетически связанная с эвапоритовым характером седиментогенеза субтропических эпиконтинентальных осадочных бассейнов среднего и верхнего палеозоя.

Обращает на себя внимание повышенная концентрация нитратов в водах семи источников (скважины №№ 5, 6, 9, 18, 20, 23, 31), значения которой изменяются от 56.7 до 189.0 мг/л (среднее - 94.14 мг/л) при значении ПДК для питьевых вод 45 мг/л.

Предполагается, что повышенные содержания $NO_3$ в водах связаны с органическими загрязнителями, проникающими с поверхности в слабозащищенные водоносные горизонты.

Содержания сульфатов в водах четырех пресных источников (родник № 1; скважины №№ 6, 7, 9) превысило предельно допустимые нормы (значение ПДК 500 мг/л); концентрация $SO_4$ составила 632÷982 мг/л при среднем значении 804 мг/л. Таким образом, из тридцати обследованных источников пресной воды лишь для семи можно предполагать антропогенный характер загрязнения, выраженный в загрязнении вод нитратами. Повышенные содержания сульфатов (в четырех случаях) и брома (в четырнадцати случаях) имеют естественный (природный) характер и связаны, вероятно, с особыми условиями среднепалеозойского седиментогенеза.

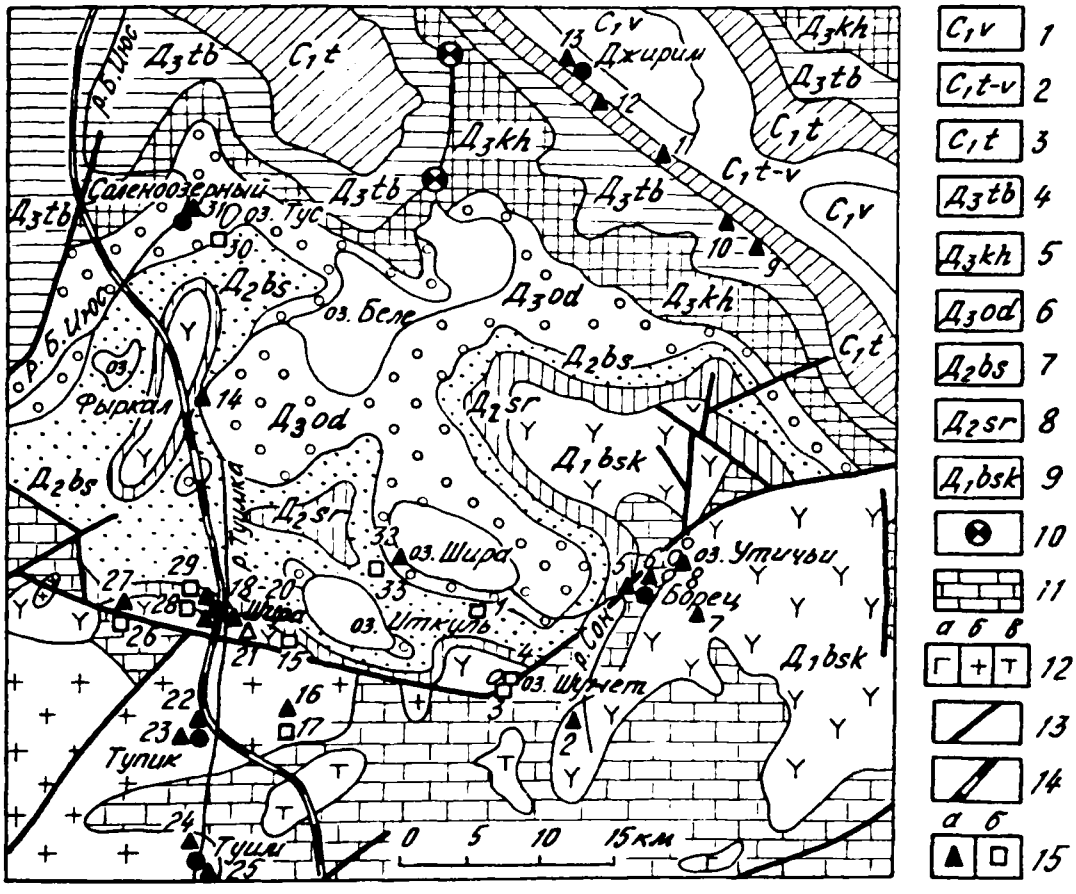



Рис. Схема геологического строения и опробования водных источников (скважин и родников) Ширинского района.

Условные обозначения: нижний карбон (1-3): 1 - визейский ярус (сероцветные песчаники и алевролиты), 2 - турнейский-визейский ярус нерасчлененные (пестроцветные туфы, песчаники, известняки), 3 - турнейский ярус (желтовато-серые туфы, песчаники, алевролиты); верхний девон (4-6): 4 - тубинская свита (красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты), 5 - кохайская свита (сероцветные алевролиты, аргиллиты), 6 - ойдановская свита (красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты); средний девон (7-8): 7 - бейская свита (сероцветные известняки, мергели, редко доломиты), 8 - сарагашская свита (желтовато-серые алевролиты, песчаники, мергели); нижний девон: 9 - быскарская серия (пестроцветные обломочные осадочные и туфогенные породы, потоки и покровы трахибазальтов, трахиандезитов и трахириодацитов; 10 - неоген-палеогеновые трубки взрыва (эксплозивные и эруптивные брекчии базальтоидного состава; 11 - додевонские вулканогенно-осадочные породы; 12 - додевонские габброиды (а), гранитоиды (б) и сиенитоиды (в); 13 - разрывные нарушения; 14 - железная дорога Абакан-Ачинск; 15 - опробованные скважины и родники и их номера.

В подземных водах степной зоны Ширинского района определено 42 элемента. Концентрация некоторых из них (Li, Mn, Sr) в ряде случаев превышает существующие нормативы для питьевых вод. Количество лития максимально в минерализованных (непитьевых) водах до 1.8 мг/л (скв. № 8, в районе оз. Утичье-2). В пресных водах повышенные и высокие содержания лития обнаружены в 10 случаях (родник №№ 1, 4, 33; скв. №№ 5-7, 12, 13, 20, 31), при значительных разбросах крайних значений (0.04-0.41 мг/л), что составляет 1.3-13.8 ПДК. Максимальное количество лития обнаружено в скв. № 13 в районе пос. Джирим (0.406 мг/л), где водоносные горизонты связаны с песчаниками нижнего карбона. Высокие концентрации марганца содержатся в минерализованных водах скв. № 8 (1.98 мг/л), а также в двух пресных источниках (скв.№ № 6, 7), где максимальное значение достигает 1.5 мг/ л (15 ПДК). Что касается стронция, то этот элемент в несколько повышенных количествах (до 2 ПДК) обнаружен в родниках №№ 1 и 33, а также в скв. № № 7-9, 12.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод об относительно благополучном состоянии эксплуатируемых природных вод степной зоны Ширинского района, так как негативные антропогенные изменения (повышенные содержания нитратов до 4 ПДК) выявлены лишь в единичных случаях. Накопление в подземных водах таких компонентов, как сульфаты, бром, литий, марганец и стронций носит естественный (природный) характер. Водоносные горизонты, обогащенные этими элементами, тяготеют к осадочным бассейнам, для которых предполагается парагенетическая связь с процессами континентального среднепалеозойского рифтогенеза.

## О РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РЫБИНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Т.А. Водянова
Томский государственный университет, г.Томск

Полученные за последние годы данные о строении и составе рифейских осадочно-метаморфических образований Рыбинской зоны Енисейского кряжа свидетельствуют о направленном преобразовании континентальной коры с формированием рифтогенных структур континентального типа. Клавишно-блоковые движения обусловили развитие палеогорстовых и палеограбеновых структур, в пределах которых наблюдаются отличные друг от друга осадочные формации, типы складчатости, обстановки локализации эндо- и экзоминерализации [1,4].

Вулканогенно-осадочные отложения Рыбинской площади представляют зону смятия или зону тектонического шва с примыкающими к ней приразломными прогибами (Ишимбинская зона разломов) [2]. Последняя контролирует размещение различных структурно-вещественных комплексов, отличающихся друг от друга по соотношению кислых и основных субвулканических тел, горизонтов с углеродистым веществом, элементов-индикаторов морской седиментации и др.

Рифейские отложения Рыбинской зоны, представлены сухопитской серией - алевритo-глинистыми, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами; характерно присутствие карбонатного и углеродистого материала в сланцах и известняках. Базальные слои (кординская свита) содержат линзовидные прослои кварцевых песчаников, гравелитов и горизонты вулканогенных пород, в значительной степени измененных и сульфидизированных. Продукты вулканической деятельности представлены рядом от базальтов до коматиитов пироксенитового и перидотитового состава и их туфов (Попутнинский комплекс). Абсолют-

ный возраст пород 1600-1650 млн.лет, что соответствует нижнему рифею [1,2]. В приразломных прогибах Ишимбинской зоны разломов в обстановке континентального рифта формировались тонко-слоистые осадочные карбонатно-глинистые (мергели, доломиты, алевролиты, глинистые сланцы) синрифтовые отложения. Они в значительной степени обогащены углеродом и относятся к черносланцевой формации. В этих толщах локализуются цветные и благородные металлы, формирующие промышленные залежи. Высокоуглеродистые толщи несут черты формирования в условиях застойных, а порой эвапоритоподобных палеобассейнов, что подчеркивается повышенным содержанием в глинистых и мергелистых сланцах B, Cl, Ba [3].

Обстановки растяжения и рифтогенеза доминировали на ранних (деструктивных) стадиях рифейского цикла. Они сопровождались локальными палеоподнятиями и палеовпадинами, формированием различных типов рудных и нерудных скоплений, местами имеющих промышленное значение. Рудные зоны обогащены железом, марганцем, золотом, редкими и рассеяными элементами. Они приурочены к горизонтам палеовулканитов и формируют рудные залежи: золото-кварцевой, золото-сульфидной минерализации (Партизанское, Раздолинское, Боголюбовское месторождения); сульфидные медно-никелевые и титано-магнетитовые (Сохатиное); редкометальные (вольфрамит, касситерит, молибденит) проявления (Гольцовское, Ильинское, Ольгинское). Перераспределение рудных компонентов за счет поствулканических процессов формируют в рифтогенных зонах залежи полиметаллов, золота, сидерита, барита и др. преимущественно стратиформного типа (Попутнинское, Удорongское месторождения и др.).

Литература

1. Ножкин А.Д. Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов Юга Сибири. // Диссертация в форме научного доклада на соискание ученой степени доктора геол.-минер. наук.- Новосибирск, 1997. - 98 с.
2. Постельников Е.С. О структурах распада континентальной коры, особенностях седиментации и магматизма при формировании западной окраины Сибирского палеоконтинента в позднем протерозое. // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии: Сб.науч.трудов. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. - С.230-235.
3. Парначев В.П., Стреляев В.И., Низоленко Т.А. Геодинамические обстановки формирования позднедокембрийских вулканогенно-осадочных комплексов Южного Урала и Енисейского кряжа и их металлогеническая специализация. // Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - Вып.3. - С.27-36.
4. СтреляевВ.И., Водянова Т.А., Водянов С.Н., Сатаев Ф.Р. Об общих чертах генезиса рудных месторождений Енисейского кряжа с позиций континентального рифтогенного развития Земли. // Проблемы геологии Сибири. Тезисы докладов научных чтений, посвященных 100-летию со дня рождения профессора В.А.Хахлова. Томск: Изд-во ТГУ, 1994.- Т.1. - С.206-207.

## РОЛЬ СОВРЕМЕННЫХ АБРАЗИОННЫХ И ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ ОСТРОВА ОЛЬХОН В ФОРМИРОВАНИИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРОЛИВА МАЛОЕ МОРЕ (СЕВЕРНЫЙ БАЙКАЛ)

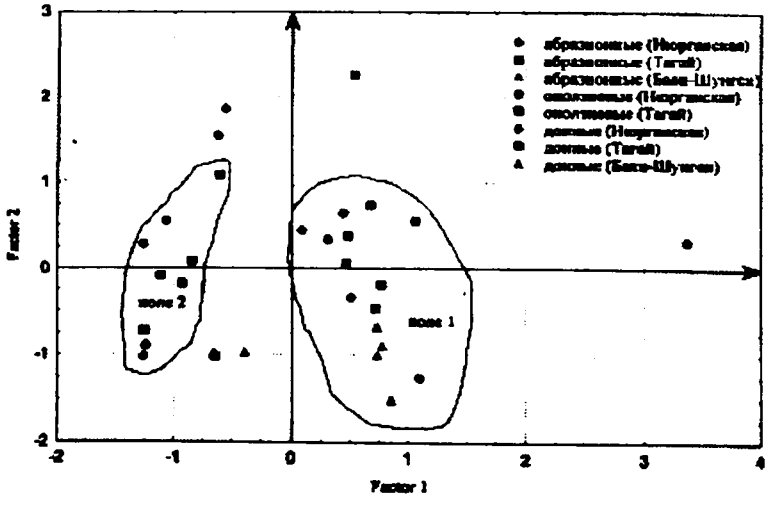
Е.Г. Вологина, А.В. Аржанникова, Б.С. Данилов
Лимнологический институт СО РАН, Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск

Малое Море - сравнительно узкий (до 15 км) пролив Байкала, отделенный от последнего островом Ольхон. Сухость климата острова, а также отсутствие постоянных поверхностных водотоков привело к тому, что поступление материала в Байкал происходит, главным образом, за счет абразии берегов и разрушения оползневых массивов, находящихся в непосредственной близости и спускающихся к пляжевой зоне озера. Источником материала служат, отчасти, кристаллические породы фундамента, а в основном, рыхлые кайнозойские отложения, которые широко распространены на Ольхоне. Среди последних

выделяются: палеогеновые коры выветривания и глины миоценового (тагайская толща), верхнемиоцен-нижнеплиоценового (сасинская толща) возраста и четвертичные пески (нюрганская свита) [2]. В предлагаемой работе была сделана попытка установить роль материала, поставляемого в озеро современными абразионными и оползневыми процессами на западном берегу о. Ольхон в формировании верхней части донных осадков Малого Моря. Для этого были опробованы абразионные уступы (бухты Тагай, Нюрганская, залив Баян-Шунген), оползневые массивы (Сасинский оползень, оползень в бухте Тагай), а также донные отложения, отобранные в районах указанных мест. В абразионном уступе бухты Тагай обнажена тагайская толща, а в оползнях - сасинская, В бухте Баян-Шунген не получен представительный материал, поскольку опробованы лишь палеогеновые образования, имеющие здесь подчиненное значение.

Основная часть поверхности дна Малого Моря сложена мелкозернистыми песками, в центральных областях распространены алевриты и диатомовые илы [3]. С глубины 20-50 м отобраны четыре колонки донных отложений, длиной 5.5 - 9.0 см. Сделано первичное литологическое описание разрезов, просмотрено 16 смерслайдов. Отложения представлены песками с примесью алеврита и пелита, небольшой примесью створок диатомовых.

Всего было отобрано 33 пробы (из них 8 - донных), в которых определен минеральный состав фракции 0.06-0.25 мм. Легкая фракция представлена кварцем, плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами, биотитом, канафитом; тяжелая магнетитом, ильменитом, гранатом, цирконом, турмалином, сфеном, рутилом, лейкоксеном, амфиболами, пироксенами, эпидотом, хлоритоидом, биотитом, апатитом, гематитом. Результаты анализа тяжелой фракции были обработаны методом многомерной статистики - факторным анализом. Поскольку небольшой объем выборки (33 анализа) не позволил использовать в качестве переменных все выделенные в анализах минералы, мы взяли для этой цели только минералы тяжелой фракции. На факторной диаграмме (рис.) отчетливо выделяются два поля, в которых объединены анализы, сходные по процентному содержанию определенных минералов. Первое поле лежит в положительной области первого фактора. В него вошли пробы, сложенные миоценовыми и нижнечетвертичными отложениями, отобранными из абразионных уступов и донные пробы в бухтах Нюрганской и Тагай, которые в целом характеризуются повышенным содержанием амфиболов, пироксенов, эпидота, сфена. Обособленное положение на факторной диаграмме заняли пробы, отобранные с абразионного уступа в заливе Баян-Шунген. Они характеризуются очень низким выходом




тяжелой фракции, в которой, практически, отсутствуют минералы групп пироксена и амфибола.

Рис. Факторная диаграмма составов миоценово - четвертичных отложений исследуемых площадей.

Второе поле анализов приходится на отрицательную область первого фактора. Ее составили пробы, отобранные из верхнемиоцен-нижнеплиоценовых глин Сасинского и Тагайского оползней. Данная группа отличается от первой пониженным содержанием псаммитовой составляющей, наличием гётита и гематита в пробах.

На основании интерпретации факторного анализа можно сделать следующие выводы:

1. Совмещение в одной группе анализов проб донных осадков и береговых отложений, обработанных абразией, очевидно, указывает на активное участие последних в осадконакоплении Малого моря. Несоответствие на факторной диаграмме проб, отобранных из абразионного уступа в заливе Баян-Шунген, их донным аналогам можно объяснить тем, что эти пробы принадлежат палеогеновым образованиям, которые здесь занимают локальное положение и, таким образом, не являются основными поставщиками материала при накоплении верхнего слоя донных отложений Малого моря. Кроме того, в отличие от других генетических групп, в донных осадках отмечается хлоритоид. Наличие этого минерала в кайнозойских отложениях о. Ольхой связано с эоловым переносом [4].

2. Обособленное положение на факторной диаграмме анализов проб оползневых массивов может быть связано с малым содержанием псаммитовой составляющей, что снижает ее роль в составе донных отложений.

Приведенные выводы носят предварительный характер, что связано с малым объемом исследованного материала.

Работа выполнена при поддержке "РФФИ+Байкальский регион" (грант 97-05-96426)

Литература

1. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. - М.: Наука, 1964. - 192 с.
2. Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М. Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала. Новосибирск: Наука, - Сиб. отд-ние, 1982.
3. Патрикеева Г.И. Донные отложения Малого моря // Тр. Байкальской лимнологической станции. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959.
4. Попова С. М., Мац В. Д., Черняева Г. П. и др. Палеолимнологические реконструкции (Байкальская рифтовая зона).- Новосибирск: Наука, 1989.-111 с.

## ИЕРАРХИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ПОДРАЗДЕЛЕНИЯМИ РИТМОСТРАТИГРАФИИ

И.А. Вылцан, А.Ф. Беженцев
Томский госуниверситет, г. Томск

Вероятно, не менее 400 лет прошло с тех пор, как в геологическом лексиконе появился термин “stratum”, означающий “слой” [2], а от этого термина само понятие “стратиграфия”, “стратиграфическая последовательность” [10].

Несмотря на столь почтенный возраст предмета стратиграфии, споры и дискуссии вокруг понятийной базы этой дисциплины не прекращаются и по сей день. Такое парадоксальное положение в развитии данной области сложилось, с одной стороны, из-за сильных еще пут “традиционного” консервативного мышления, с другой - из-за слабости, несовершенства методологической основы и новых подходов, которые нередко “грешат” отсутствием системности при решении кардинальных для стратиграфии вопросов. В первую очередь это касается вопроса, что следует рассматривать в качестве эталонов экзогенных тел, начиная с элементарного слоевого тела или просто слоя [9]. Чтобы разобраться в этом достаточно внушительном разнообразии форм проявления экзогенных слоевых тел, необ-

ходима их качественно-количественная градуировка и систематизация, которая бы отвечала требованиям однозначности. Кроме того, необходимо выяснить всю палитру соотношения и соподчинения данных тел, опираясь на системный подход, который привнес в геологию (и стратиграфию, прежде всего) не только представление об иерархии тел, но и о системных уровнях структурной организации вещества (УрСОВ).

В настоящее время многие единодушны в том, что среди геологических форм мобилизации вещества, подкрепленных теоретическими и эмпирическими данными, выделяется пять УрСОВ - это минеральный, породный, надпородный, формационный и субоболочечный (стратисферный) [5,7].

Все экзогенные геологические тела, входящие в состав стратифицированных подразделений, могут быть по форме и внутренней структуре разделены на ряд групп (типов):

1. Элементарные - однослоевые весьма простые тела (низшая таксономическая единица слоистой структуры или текстуры) в разрезах. Они характерны для строения и состава тел породного Ур СОВ. Это единичные элементы породно-слоевых ассоциаций (ПСА), их кодированная запись: a,b,c.

Одним из общих свойств данного ряда тел породного УрСОВ является присущее им уменьшение крупности зерна или других петрогенных компонентов от подошвы к кровле. Это сближает и выражает их сходство с элементами мелкой цикличности, которую следует рассматривать как наноцикличность [1], так как она реализуется в составе однослоевых тел.

Следующая группа более сложных по структуре экзогенных тел характерна для надпородного УрСОВ и представляет различные ПСА, включающие от 2 до 11 и более элементарных тел, обладающие к тому же свойствами циклитов с разной степенью симметрии.

2. Простые бислоевые тела (аналоги гипоциклитов) асимметричные, неполные. Их состав в кодированной записи (снизу вверх): 1) ab; 2) ac; 3) bc.

3. Среднесложные, трехслоевые тела, асимметричные, неполные типа: 1) abc; 2) bcd; 3) bdf.

4. Сложные тетра-пентаслоевые, симметричные, миниполные тела, иллюстрацией которых могут служить примеры (снизу вверх): 1) abcb′; 2) abcb′a′; 3) bcdc′b′.

5. Весьма сложные полислоевые тела симметричные, максиполные (типа циклотем), один из примеров, взятый из угленосной формации паралического типа, имеет вид (снизу вверх): a b c b′ us u b″ f d′ b‴ a″ [6].

Рассмотренная группа экзогенных тел, исключая последний пример, является вариететами тел I-го порядка ПСА, для которых Н.Б. Вассоевич предложил термин "многослой" [3], а в ритмостратиграфической схеме они фигурируют как гипоциклиты, отмечая первую ступеньку в телах такого ранга как надпородный УрСОВ.

Всего экзотел носителей надпородного УрСОВ выделяется шесть порядков, иерархия которых по мере возрастания повторов и комбинаций ПСА выстраивается в следующий ряд тел: многослой, пакет, надпакет, подпачка, пачка и надпачка (последняя - аналог подсвиты). Практически первые пять экзотел выпадают из местных стратиграфических подразделений, даже вспомогательных, где согласно "Стратиграфическому кодексу СССР" (1977) применительно к данному уровню тел отмечены "пласт", "пачка". Вместе с тем в Кодексе в статье II.6 (с.19) предусмотрено выделение в "шкалах любых категорий" дополнительных подразделений (единиц), которые обозначаются ранговыми терминами основных подразделений с приставками под- и над- [10]. Иерархическому ряду экзотел надпородного уровня соответствует ряд ритмостратиграфических эквивалентов, в частности, аналогом пакета является гемициклит, надпакета - эле(олиго)циклит, подпачки - мезоциклит, пачки - макроциклит, надпачки (подсвиты) - мегациклит.

Принцип выделения экзогенных тел надпородного УрСОВ, начиная с тел II-го порядка - пакетов, III-го - надпакетов и кончая телами V-го и VI-го порядков - пачками и

надпачками (подсвиты), один - иерархический. Он означает, что каждое экзогенное тело более низкого порядка входит как одно из экзогенных тел в состав тела более высокого порядка со всеми присущими им признаками. Здесь необходимо обратить внимание на механизм, способствующий обособлению данных тел. В целом, критерии этого механизма (обоснования) совпадают с положениями Кодекса (статьи II.3 и II.5), за исключением неточности, на наш взгляд, утверждения, что "могут быть любые выбранные отличительные признаки, которые позволяют выделить данное подразделение в разрезе и на площади". Напротив, речь должна идти не о любых, а о вполне определенных отличительных признаках, прежде всего с реализацией циклического (ритмического) хода процесса осадкообразования. Именно поэтому экзотелам II, III, IV, V, VI порядков литостариграфических единиц соответствуют ритмостратиграфические эквиваленты: II-го порядка - гемициклиты, III-го - эле(олиго)циклиты, IV-го - мезоциклиты и т.д. [4,8].

Рассматривая систему тел надпородного УрСОВ, невольно приходишь к выводу о том, что существенным пробелом в стратиграфии и ее Кодексе является недооценка той роли, которую играют эти так называемые местные литостратиграфические подразделения (экзотела), имеющие свои вполне определенные ритмостратиграфические эквиваленты, опираясь на которые уже сегодня возможно получить *естественную* (объективную) *иерархию* всей совокупности общих стратиграфических подразделений для опорных разрезов ряда регионов.

Следующий ранг (категория) экзогенных тел, масштабы которых выходят за пределы визуально охватываемых объектов и чаще принадлежат к составным телам, это формационный УрСОВ.

Экзогенные тела формационного УрСОВ обнаруживают во многом сходство с подразделениями общей стратиграфической шкалы. Так, по субординации свита (субциклокомплекс) является эквивалентом яруса, серия, подсерия (надциклокомплекс, циклокомплекс) аналог отдела, а стратиграфическое подразделение - комплекс (суперциклокомплекс) - эквивалент системы. Порядковая однозначность такого рода тел подкрепляется жесткой номенклатурой общих стратиграфических единиц, а также их циклостратиграфическим содержанием.

Нам представляется, что пришло время, когда традиционные приемы и методы выделения и обособления стратиграфических подразделений любых категорий должны учитывать и подкреплять номенклатуру выделения подразделений данными не только био- и литостратиграфии, но и ритмостратиграфии, опирающейся на выводы по системному анализу геологических разрезов.

Литература

1. Афанасьев С.П. Пульсы и циклы верхнемеловых отложений Большого Кавказа // Цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов. М.: Наука, 1977. – С.177-190.
2. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. – С.18-29.
3. Вассоевич Н.Б. Флиш и методика его изучения. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1948. – 216 с.
4. Вылцан И.А. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентов в осадочных формациях. Геол. и геофиз. № 11, 1967. – С.38-47.
5. Вылцан И.А. Цикличность и геоформации // Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск: ТГУ, 1979. – С.11-16.
6. Вылцан И.А. Учение о фациях и формациях.. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1990. - Ч. II. – С.57-77.
7. Вылцан И.А., Беженцев А.Ф. Методические аспекты изучения цикличности // Теоретические и методоло-гические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. Новосибирск: Наука, 1988. – С. 45-56.
8. Карогодин Ю.Н. Система понятий и терминов седиментационнойцикличности // Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С 7-52.
9. Леонов Г.П. Проблемы цикличности в региональной стратиграфии // Основные теоретические вопросы седиментогенеза. М.: Наука, 1977. – С.155-167.
10. Стратиграфический Кодекс СССР. – Л.: ВСЕГЕИ, 1977. – 80 с.

# РАЗВИТИЕ ПРИТЕЛЕЦКОГО РАЙОНА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Е.М. Высоцкий, И.С.Новиков
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Прителецкий район занимает зону сочленения разновозрастных и разноориентированных структур Горного Алтая, Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, и, в силу своего положения, при изучении как палеозойской, так и позднекайнозойской геологии и тектоники район всегда рассматривается как ключевой для этой части Алтая.

Анализ морфологии рельефа обрамления Телецкого озера проведен на основе крупномасштабного геоморфологического картографирования. При составлении геоморфологической карты использован аналитический подход, предусматривающий выделение "граней" рельефа с последующей интерпретацией их генезиса и относительного возраста. Всего выделено 16 основных типов элементарных поверхностей, которые образуют элементы рельефа района. В различных частях района элементы рельефа образуют характерные группы, которые можно называть парагенезами элементов рельефа, поскольку они формируются в определенных схожих условиях. Выделены три яруса рельефа в диапазонах высот 435-2100, 600-1900 и 1900- 2500 м, каждый из которых характеризуется определенным набором (парагенезом) элементарных поверхностей.

К нижнему ярусу рельефа отнесены тектоногенные склоны котловины Телецкого озера и примыкающих к ней ящикообразных долин Камги, Колдора, Кыги и Чулышмана, а также каньонообразные приустьевые части долин их притоков. Тектоногенные склоны имеют хорошо выраженное ступенчатое строение, при этом на пологих верхних площадках крупных ступеней накапливаются отложения, сносимые с вышерасположенных крутых склонов. На отдельных наиболее крупных пониженных блоках сохранились аллювиальные, озерные и другие осадки мощностью до первых десятков метров: это широко известные "террасы" Яйлю, Ежей и Бело, а также несколько небольших площадок. Для склонов котловины Телецкого озера и ящикообразных долин характерно почти полное отсутствие треугольных фасет, что говорит об очень недавнем снижении базиса эрозии - уровня Телецкого водоема.

В гребневых частях водоразделов среднего яруса распространены аркообразные в плане пологосклонные долины с пологими днищами, в которых линии тальвегов часто выражены слабо. В прибортовых частях долин местами сохранились формы микрорельефа соответствующие моренным полям древнего оледенения, о котором свидетельствует также морфология и породный состав обломков, вскрытых в отвалах деревьев и руслах мелких водотоков. Такие формы рельефа, наиболее распространены в диапазоне высот 1400-1900 м, но их реликты обнаружены и в участках, где абсолютные отметки не превышают 850-1000 м. Нами они интерпретированы как сильно измененные ледниковые долины среднего плейстоцена. Широкое развитие признаков древнего оледенения на флангах Телецкого озера предполагает наличие мощной толщи гляциальных или флювиогляциальных отложений во впадине озера; кроме того, наличие древнеледниковых отложений на низких высотах предполагает их участие в формировании подпруды Телецкого озера.

Верхний ярус рельефа выделен в гольцовой зоне возвышенных водоразделов, гребневая часть которых расчленена типичными ледниковыми долинами. В настоящее время в долинах нет ледников и фирновых полей, но малая измененность ледниковых форм указывает, что они активно развивались в ходе позднеплейстоценового оледенения Горного Алтая. Основными ледниковыми формами рельефа в пределах территории являются кары, ширина которых составляет 1-2 км, длина 2-5 км, глубина 300-500 м при абсолютных отметках днища, как правило, 1700-1900 м.

На основе анализа морфологии ледниковых долин, закономерностей их пространственного расположения и характера отношений с соседними элементами рельефа выделены ледниковые формы двух типов, которые мы относим к двум стадиям оледенения верхнего плейстоцена. Размеры и границы распространения ледниковых долин первой стадии оледенения превышают размеры и границы распространения каров второй стадии.

Судя по морфологии мелких ледниковых долин, в ходе позднеплейстоценового оледенения их ледники не спускались ниже отметок 1200-1400 м, поскольку ниже в долинах начинается нормальный V-образный эрозионный врез, и не достигали котловины Телецкого озера. Единственным исключением являются два небольших кара на юго-западном борту озера, приустьевые части которых срезаны береговым склоном.

На основе анализа пространственного расположения реликтов поверхности выравнивания, тектонических уступов, признаков нарушения геоморфологической структуры, а также по материалам дешифрирования космических и аэрофотоснимков, выявлены элементы позднекайнозойской структуры, установлена блоковая структура района. Вертикальные амплитуды смещений максимальны по бортам впадины Телецкого озера и примыкающих к ней ящикообразных долин, где они достигают 700- 1200 м и более, на юго-западном борту озера - не менее 2700 м. За пределами впадины озера вертикальные амплитуды наибольших смещений между отдельными блоками не превышают ЮО-ЗОО, редко до 500 м. Для выделяемых крупных блоков характерна интенсивная раздробленность более мелкими нарушениями.

Проведенный геоморфологической анализ Прителецкого района позволяет предположить, что основа блоковой структуры района была сформирована к началу среднего плейстоцена, вероятно, в ходе тектонической активизации верхнего плиоцена - раннего плейстоцена. Интенсивное эрозионное расчленение района, связанное с многоактным резким снижением базиса эрозии (днища Телецкой впадины) не позволяет выделять геоморфологические элементы, которые можно достоверно интерпретировать как досреднеплейстоценовые (кроме реликтов поверхности выравнивания), поэтому говорить о более ранних этапах развития района не представляется возможным. Формирование Телецкой впадины и сопряженных с ней ящикообразных долин Камги, Колдора, Чулышмана и Кыги в их современном виде произошло на рубеже среднего и верхнего плейстоцена в результате активизации Саянской и Шапшальской зон разломов. Морфологические признаки наиболее интенсивных тектонических движений верхнего плейстоцена-голоцена сконцентрированы в непосредственной близости от грабена Телецкого озера и сопряженных ящикообразных долин.

## ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИИ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ АНГАРЫ

А.С.Гладков, А.В.Черемных, О.В.Лунина
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

***Введение.*** Настоящая работа посвящена одному из дискуссионных вопросов тектонического строения юго-восточной окраины Иркутского амфитеатра - проблеме надвигав в чехле юрских отложений. Концепция покровно-чешуйчатого строения данного региона, разработанная М.М.Тетяевым в 20-30-е годы [7], предполагала развитие крупных надвигов вдоль южной окраины Сибирской платформы. Отдельные чешуи картировались им и в поле юрских отложений (экзотическая дабатская фация и толща байкальских конгломератов). После работ В.Н.Даниловича (40-60-е годы) [2,3] надолго утвердились представления о гораздо более скромных масштабах надвигообразования, охватывающего лишь

при контактовую часть мезозойских пород и докембрия, а также о слабой дислоцированности юрских отложений. Тем не менее, в 80-90-е годы, были получены новые данные, подтверждающие наличие надвиговых чешуй и пологих сместителей в пределах отдельных участков в поле юры [4, 5], отсюда возникает необходимость более детальных исследований тектонических деформаций в чехле платформы. С этой целью нами был изучен разрез коренных выходов мезозойских осадочных отложений, вскрытых абразионными процессами в результате наполнения и функционирования Иркутского водохранилища (с 1957 г).

***Методы исследования.*** На всем протяжении левого берега Иркутского водохранилища в коренных выходах юрских пород была создана сеть точек наблюдения через 0.5-1 км. В каждой из них документировались: разломные зоны (зоны дробления, рассланцевания и милонитизации), характер трещиноватости (размеры, ориентировка, взаимоотношения и плотность трещин), а также другие тектонические структуры (смещения, псевдобудины, складки). Проведенные исследования позволили откартировать основные разломные зоны. Особое внимание было уделено изучению хрупкой и пластической составляющих деформации.

Оценка пластической составляющей деформации проводилась на основе анализа будиноподобных тел юрских песчаников, которые фиксировались практически в каждой точке наблюдения. Особенности формирования подобных образований неясны. По нашему мнению, они имеют первично осадочное происхождение, о котором свидетельствует скорлуповидная структура псевдобудин. В дальнейшем, в процессе тектонической деформации, изначально шарообразные отдельности были закатаны между пологими зонами послойных срывов и приобрели эллипсовидную форму. В этом случае их длинные оси показывают ориентировку минимального сжатия и перпендикулярны к направлению транспорта вещества [1]. Однородность материала псевдобудин и вмещающих их пород позволяет (приняв предположение о неизменности объема тел в процессе деформации) рассчитать показатель относительного удлинения вдоль длин ной оси эллипса по формуле Лукьянова А.В. [6]. Для этого был собран представительный статистический материал, содержащий замеры трех осей псевдобудин, и расчитаны средние значения удлинения в точках наблюдения (рис.1-I).

Величина хрупкой деформации коррелирует с плотностью трещиноватости (N), которая была получена непосредственным измерением в обнажении количества трещин на 1 м$^2$. Результаты измерений отражены на рис.1-II.

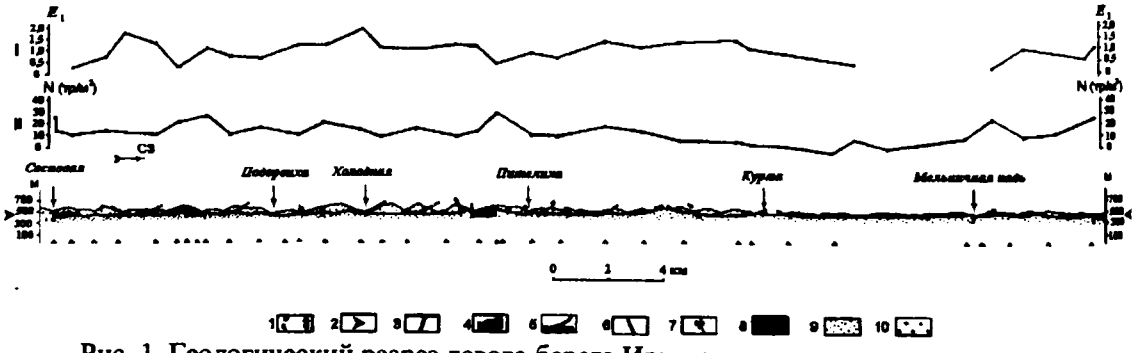


Рис. 1. Геологический разрез левого берега Иркутского водохранилища.

1 - график изменения относительного удлинения длинных осей псевдобудин (E1). II - график изменения параметра плотности трещиноватости (N, тр/м$^2$).

*Условные обозначения:* 1: а - точки замеров плотности трещин и псевдобудин, 6 - точки структурных наблюдений: 2 - уровень р.Ангары.3 - тектонический контакт докембрия и юры (Ангарский надвиг). 4 - зоны крупных разломов: 5 - послойные срывы и тектонические чешуи; 6 - крутопадающие тектонические нарушения: 7 - крупные трещины со смещениями. 8 - четвертичные отложения. 9 - юрские осадочные толщи: 10 - породы докембрия.

***Полученные результаты и их обсуждение.*** Отправной точкой наших наблюдений послужил выход тектонического контакта докембрийских метаморфических пород и юрских образований (Ангарский подвиг) в устье пади Сосновая. Отсюда до Курминского залива и после залива Мельничная падь протягиваются практически непрерывные коренные выходы осадочных пород юрского возраста, представленных переслаивающимися песчаниками, конгломератами, алевролитами и углями. Почти на всем своем протяжении эти породы имеют пологое, близгоризонтальное, слабоволнистое залегание с падением преимущественно в южных румбах под углами 5-10° (реже до 20-25°). Тектонические деформации песчаников и конгломератов в зоне Ангарского надвига подробно охарактеризованы в работах различных авторов [2, 3, 4, 7 и др.], поэтому мы сразу перейдем к рассмотрению разрывных и пластических структур, зафиксированных нами в поле мезозойских отложений.

Подтверждается сделанное ранее предположение [5], что определяющую роль в строении юрских толщ играют субгоризонтальные зоны послойных срывов мощностью в первые метры, обеспечивающих межслоевое скольжение и внутрислойное течение вещества (рис.1). Для них установлено сложное внутреннее строение, определяемое своеобразным сочетанием разрывных (рассланцевание, дробление и милонитизация) и пластических (мелкие складки и псевдобудины) деформаций. Последние развиваются, как правило, между двумя-тремя сближенными зонами тонкого рассланцевания и милонитизации и практически всегда приводят к формированию специфических эллипсовидных будиноподобных образований, которые выполняют роль своеобразных катков. Роза-диаграмма простираний длинных осей псевдобудин характеризуется одним ярко выраженным близширотным максимумом. Это свидетельствует о субмеридиональном направлении тектонического транспорта по зонам пологих срывов на момент формирования псевдобудин.

Полученные данные позволили проследить крупную зону пологого срыва на протяжении 25 км от пади Сосновая до залива Курма. По разрезу отмечается ответвление от нее ряда частных сместителей с образованием тектонических чешуй. Зафиксированная геометрическая картина сместителей (рис.1) отвечает структуре чешуйчатого веера (по классификации Бойера и Эллиотта) [9], которую мы предлагаем называть Ангарской надвиговой системой (АНС). Внутреннее строение чешуйчатого веера осложняется серией локальных продольных разрывов, по которым установлены сбросовые и взбросовые смещения. На СЗ окончании разреза в районе Мельничной пади также наблюдался выход зоны пологого срыва, взаимоотношения которого с АНС требуют дополнительного изучения.

Другой особенностью изученного разреза является наличие крупных крутопадающих дизъюнктивов, представляющих собой зоны повышенной трещиноватости и дробления мощностью 600-700 м (аз. пад. 350∠80-85°). По нашему мнению, их возникновение связано с активизацией разломов фундамента, кинематические характеристики которых пока не ясны. Отметим, что эти крутопадающие зоны существенно изменяют характер залегания и деформаций сместителей АНС (рис. 1).

Изучение количественных параметров деформации показало, что пластическая ее составляющая (рис.1-I) достигает максимальных значений в местах сочленения сместителей АНС и отмечает резкими минимумами зоны крутопадающих нарушений. Для хрупкой составляющей (рис.1-II) характерна диаметрально противоположная картина, когда максимумы приходятся на субвертикальные разломы. Полученные данные свидетельствуют о преобладающей роли пластической компоненты деформации в формировании сместителей АНС, что отвечает общим закономерностям, установленным для зон сжатия земной коры [8]. Общая тенденция снижения величин деформации с ЮВ на СЗ, характерная для обоих графиков, дает основания отнести АНС к типу тылового чешуйчатого веера, когда максимальные амплитуды смещения и деформации приходятся на тыловую часть системы.

***Заключение.*** Выполненный комплекс исследований позволил изучить особенности тектонического строения мезозойских отложений осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы и сделать следующие выводы:

1. В толще юрских осадочных образований откартированы зоны пологих срывов и тектонические чешуи. Часть из них образует Ангарскую надвиговую систему. Геометрия сместителей и данные количественного анализа деформаций позволяют отнести ее к типу тылового чешуйчатого веера;

2. При формировании зон пологих срывов в осадочном чехле значительную роль играет пластическая компонента деформации;

3. Послойный характер сместителей зачастую не нарушает литологическую последовательность отложений, однако, необходимо учитывать возможные осложнения разреза юрских толщ в местах тектонических чешуй при геокартировании и инженерных изысканиях. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 97-05-96357.

Литература

1. Гладков В. Г. Линейно ориентированные структурные элементы надвигов // Вопросы геологии и изучения вещественного состава руд. М.: Недра, 1966. - С.12-29.
2. Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Иркутск: Ирк. обл. изд-во. 1941. - 81 с.
3. Данилович В.Н. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири // Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехтопиздат, 1961. - С.174-189.
4. Замараев С.М., Сизых В.И., Мешалкин С.М., Новокшенов Ю.А. Особенности строения Ангарского подвига // Геол. и геофиз. - 1983. – №5. - С.126-129.
5. Семинский К.Ж., Гладков А.С. Особенности деформаций земной коры на периферии Байкальской зоны деструкции // Геология и геофизика. - 1997, № 9.
6. Тектоническая расслоенность литосферы. Труды ГНИ, вып. 343. М.: Наука, 1980. - 215 с.
7. Тетяев М.М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Труды ЦНИГРИ, 1934. - Вып.2.
8. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск, ВО "Наука".- 1994.- 264 с.
9. Boyer S.E. & Elliott D. Thrust systems // Antler. Assoc. Petrol. Geol. Bull.- 1982. - V.66, - №9. - P.1196-1230.

## ОСОБЕННОСТИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ.

Д. Ю. Голованов
Томский госуниверситет, г. Томск.

В раннекаменноугольное время в тыловой зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги вследствие косонаправленной субдукции возникли процессы локального растяжения, которые привели к новой вспышке магматизма, отличного от типично островодужного.

Установлено, что в раннекаменноугольный этап формировались две, последовательно сменяющиеся во времени, вулканические формации: базальт-риолитовая, где базальты близки к умеренно-высококалиевым толеитам, и трахибазальт-трахиандезибазальт-трахидацит-риолитовая K-Na субщелочная [1, 2]. Подобный вулканизм характерен для зон растяжения, возникающих на коре переходного типа вблизи зоны субдукции (Провинция Бассейнов и Хребтов, Мексиканский вулканический пояс, о. Северный Новой Зеландии, Камчатка и др.).

В пределах восточной части Магнитогорского синклинория отложения раннего карбона распространены практически во всех его структурных зонах, но основной объем вулканитов находится в пределах Магнитогорской и Полоцко-Аркаимской подзон.

Вулканизм Магнитогорской подзоны детально описан Д.Н. Салиховым. На основании изучения ряда разрезов показана миграция вулканизма в пределах зоны с юга на север и выделены три последовательных вулканических комплекса: риолит-трахибазальтовый позднего турне, риолит-базальтовый раннего - среднего визе и трахириолит-базальтовый позднего визе [1].

Раннекаменноугольные вулканиты Полоцко-Аркаимской подзоны слагают серию кли-важированных пластин и чешуй на стыке Магнитогорского синклинория с Восточно-Ураль-ской зоной. Их возраст соответствует раннему – среднему визе [1].

В статье будут кратко рассмотрены особенности геологического строения и петрохимического состава нижнекаменноугольных вулканитов Полоцко-Аркаимской подзоны на примере Аркаимской вулканической структуры.

Аркаимская структура представляет собой фрагмент палеовулканической постройки центрального типа. Она является наиболее крупной и стратиграфически более полной структурой в этой подзоне.

В основании разреза находятся известняки и известково-углистые ритмиты свиты г. Магнитной ($D_3$fm-$C_1$t), согласно залегающие на островодужных образованиях $D_3$ fm. Их перекрывают вулканиты березовской свиты, первая пачка которой ($C_1v_1$ks) здесь сложена афировыми и микропорфировыми субщелочными базальтами, их туфами, туффитами, туфопесчанниками, туфоалевролитами изредка с прослоями известняков. Общая мощность 900-
1000 м. На ней согласно залегает вторая пачка, датируемая временем Либровичского надгоризонта. Она представлена пачкой риолитов, риодацитов, их туфами, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчанниками с прослоями известняков. Мощность пачки 500-550 м.

Выше по разрезу находятся образования греховской свиты, представленной двумя пачками: нижней (жуковского времени) – субщелочных базальтов, мощностью 450-500 м; и верхней (каменск-уральского времени) – трахириолитов и трахидацитов, мощностью 250-300 м.

Химические составы пород Аркаимской вулканической постройки, приведенные Шалагиновым Э.В., показывают их принадлежность к трахибазальт-трахиандезибазальт-трахи-дацит-риолитовой формации, включающей два комплекса: бимодальный трахибазальт-рио-литовый ($C_1$ $v_1$ks - $v_2$z березовская свита) и непрерывный трахибазальт-трахиандезибазальт-трахидацитовый ($C_1$ $v_2$z – $v_2$ku греховская свита) [2, 3].

Наиболее характерными особенностями химизма магматитов являются: повышенная щелочность K-Na-типа, отношения $K_2O/Na_2O$ (0.28-0.33)., низкая магниевость (< 7,5%), высокая железистость и высокие содержания титана (1.8-3,2%), и обогащенность литофильными элементами (Ba, Rb, Sr). По сумме щелочей и отношениям Ti/Zr, Y/Nb они относятся к ряду субщелочных базальтов. В базальтах березовской свиты Аркаимской структуры установлены аномальные содержания РЗЭ ($\Sigma = 1024^{г}/_{т}$), при этом легкие лантаноиды заметно преобладают над тяжелыми [2]. Кроме того, в пределах Аркаимской структуры выявлена отрицательная корреляция $TiO_2/Na_2O+K_2O$ при постоянном возрастании титанистости вверх по разрезу (с 2,2 до 3,5%).

Отложения, развитые в южной части Аркаимской структуры, очень напоминают разрезы северной части Магнитогорской подзоны, отличаясь лишь отсутствием третьей пачки греховской свиты и несколько более древним возрастом [1].

Толеитовые вулканиты в пределах Аркаимской структуры отсутствуют, однако, среди интрузивных комплексов раннекаменноугольного возраста присутствуют и породы нормальной щелочности (Черкасинский комплекс) и субщелочные (Малочекинский комплекс).

Видимо, можно говорить о миграции раннекаменноугольного вулканизма как с юга на север, так и с запада на восток (в современных координатах), в тыловой зоне островной дуги в узких зонах растяжения мантийного заложения.

Указанные особенности позволяют предположить, что формирование исходного магматического расплава раннекаменноугольных вулканитов происходило при частичном плавлении метасоматически измененного мантийного субстрата деплетированного сидерофильными элементами, причем очаги магмогенерации не опускались ниже зоны натриевого метасоматоза в мантийном клине над зоной субдукции [2]. Проявление калиево-натриевого субщелочного магматизма после шошонитового является свидетельством так называемого "нестандартного" типа магматической эволюции островных дуг, что вполне возможно при коллизионных ситуациях [3,4]. В целом, приведенные данные указывают на вероятность начала в раннем карбоне коллизии развитой Магнитогорской островной дуги и Восточно-Уральского микроконтинента.

Литература

1. Салихов Д.Н, Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. БНЦ УрО РАН. Уфа, 1992. - 138 с.
2. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Петрологическая специфика толеитовых и K-Na субщелочных магматитов при коллизии дуга-континент (на примере варисцид Урала). // Петрология, 1996. - № 7.
3. Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. – 309 с.
4. Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. – 248 с.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРФОТЕКТОНИКИ РИФТОГЕННЫХ СИСТЕМ ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

О.М. Гринев
Томский госуниверситет, г. Томск

По континентальным рифтам в последние 10-20 лет опубликована весьма обширная литература. Вместе с тем, состояние основ наших знаний по данной проблеме нельзя признать удовлетворительным. Это становится очевидным при сравнении их с известными представлениями по характеру проявления геосинклинального, платформенного или рифтогенного океанического геодинамических режимов, для которых существует устоявшаяся терминология, выявлены масштабы развития, временные рамки проявления, соподчиненность структурных элементов, состав формаций, особенности глубинного строения и другие важнейшие характеристики. Для континентальных рифтов окончательный выбор классификационных основ и структуризация разрозненных обширных данных, несмотря на наличие ряда крупных обобщающих работ по этой теме, еще только предстоит.

С целью посильного восполнения имеющегося пробела автор предпринял сравнительное изучение морфотектоники Тувинско-Минусинско-Западно-Сибирской ($D_1$), Хатангско-Западно-Сибирской ($T_1$) и Хэнтейско-Забайкальско-Алданской ($J_1$, $K_1$) рифтогенно-континентальных систем (РКС), обрамляющих Сибирскую платформу с севера, запада и юга [2].

Особенности палеотектонической позиции исследованных систем во многом определялись латеральным профилем типа континент-океан. Так, к западу от структур раннедевонской системы, на расстоянии примерно в 400-600 км, в то время существовал океанический бассейн с фрагментами океанической коры и глубоководными отложениями [4, 6, 8]. Похожее по типу положение занимала и юрско-меловая система. Она заложилась по

южному краю Сибирской платформы и по обрамляющим его байкальским, каледонским и раннегерцинским структурам Забайкалья и северо-восточной Монголии, которые граничили с окраинными морями альпийский сооружений, замыкающейся Монголо-Охотской геосинклинально-складчатой области [3, 5, 6].

Палеотектоническая позиция раннетриасовой РКС отличается от двух предыдущих и может быть охарактеризована как субсогласно наложенная на герцинские сложноскладчатые сооружения фундамента Западно-Сибирской плиты, претерпевшие среднюю степень эрозии и включающие в свою структуру срединные массивы байкалид и каледонид [1].

В процессе изучения РКС установлено, что главными элементами их строения, нашедшими отражение в рельефе, являются совокупность сопряженных продольных и поперечных разломов, приуроченные к ним депрессионные зоны и разделяющие эти зоны обрамляющие поднятия. Депрессионные зоны состоят из изолированных или слившихся в единые отрицательные структуры прогибов, впадин, грабенов и мульд, выполненных вулканогенно-осадочными толщами, тогда как к поднятиям, в основном, приурочены многочисленные ареалы интрузивных пород. Широко распространены морфоструктуры центрального типа, тяготеющие, главным образом, к плечам рифтов и зачастую контролирующие размещение плутоно-субвулканических комплексов.

Полный морфоструктурный облик изученных систем устанавливается лишь при анализе всех перечисленных элементов строения рифтов, включая и их погребенные части. Как следует уже из названия систем, они имеют трансрегиональный характер и наложены на гетерогенное и разновозрастное дорифтовое основание. При этом, морфология и ориентировка в пространстве отдельных отрицательных структур депрессионных зон сильно зависит от древности и, соответственно, геологического строения дорифтового основания, а также от совпадения или несовпадения простираний деструктурируемых региональных структур и наложенных на них РКС. В случае резкого несовпадения этих простираний отрицательные структуры наследуют региональный структурный план, но в целом их расположение контролируется ориентировкой в пространстве депрессионных зон и всей структуры РКС.

Площадь развития РКС весьма значительна. По простиранию они протягиваются на 2,0-2,5 тыс.км, а по ширине варьируют от 0,5-0,7 до 1,0-1,5 тыс.км. В составе каждой из систем в контурах этих площадей выделено по три депрессионные зоны, конфигурация и взаиморасположение которых наиболее отчетливо определяют общий структурный рисунок изученных рифтов.

При сравнении этих структурных рисунков, масштабов развития и глубины вреза депрессионных зон, степени захоронения их под осадочным пострифтовым чехлом и ряду других важнейших параметров РКС выстраиваются в совершенно иной, нежели возрастной, ряд, в котором на первом месте стоит раннетриасовая, на втором - раннедевонская, а на третьем - юрско-меловая системы.

Опираясь на классификацию регматической сети крупных разломных структур континентов А.И. Суворова [7], раннетриасовая РКС, по аналогии с этими разрывными структурами и по характеру рисунка депрессионных зон, напоминающему гиганскую букву "Ж", может быть определена как ареально-полосовая межрегиональная структура первого порядка.

Раннедевонская система по рисунку депрессионных зон похожа на раннетриасовую, но отличается тем, что ее депрессионные зоны по ширине более тесно "сближены", а по простиранию, наоборот, "растянуты". Вследствие этого они имеют кулисообразное расположение, с далеко заходящими друг за друга окончаниями. Общая структура данной системы по той же классификации А.И. Суворова определяется как полосовая, межрегиональная, первого порядка.

И, наконец, юрско-меловая система принципиально подобна первым двум, но отличается от них максимально "сближенными" по ширине и "растянутыми" по простиранию депрессионными зонами, которые уже играют роль отдельных, кулисообразно расположенных, сегментов со слабо заходящими друг за друга окончаниями или торцовым сочленением. Система классифицируется как линейно-полосовая межрегиональная структура первого порядка.

Характернейшей чертой строения исследуемых структур РКС является доминирующая симметрия в расположении их депрессионных зон и других структурных элементов, обусловленная структурообразующей ролью рифтогенного процесса. Плоскость симметрии проходит у них вертикально вдоль осевых зон и делит системы на две близко подобные половины. Эта симметричность подчеркивается еще и тем, что осевые депрессионные зоны систем проявлены наиболее четко и масштабно.

Структурообразующая роль рифтогенных процессов является определяющей в типе и составе продуктов магматизма РКС, а также и масштабах его проявления. По щелочности магматиты варьируют от нормальных до преобладающих субщелочных и ограниченно щелочных серий натрового, кали-натрового и, локально, калиевого состава. Они представлены контрастными бимодальными или дифференцированными ассоциациями вулканогенных пород и сопоставимыми с ними по составу плутоно-субвулканическими и дайковыми комплексами поднятий, обрамляющих депрессии. В общих чертах прослеживается следующая тенденция связи состава магматитов и строения исследованных систем. Для наиболее масштабной ареально-поясовой раннетриасовой системы характерно преобладающее развитие мафит-ультрамафитовых вулканогенных и субинтрузивных комплексов с явно подчиненной ролью салической составляющей. Для поясовой раннедевонской системы отмечается мафитовый профиль вулканизма с примерно равными количественными соотношениями основных и средних-кислых по составу вулканитов и широким развитием плутоно-субвулкани-ческих сиенитоидных и гранитоидных комплексов. Юрско-меловая линейно-поясовая система характеризуется явно превалирующим салическим типом магматизма при подчиненном значении основных лав, а тем более интрузий.

Вместе с тем, в строении исследованных систем отмечаются элементы асимметричности строения структур, латеральной изменчивости стратифицированных отложений, количественных соотношений вулканогенных и терригенно-осадочных пород, интенсивности проявления магматизма и степени структурной выраженности отрицательных структур депрессионных зон. Причем, вариации этих параметров наблюдаются как по простиранию систем, так и в поперечном направлении - от зоны к зоне. К примеру, восточная зона раннедевонской системы проявлена в виде прогибов и грабенов, осевая - в виде прогибов, впадин и грабенов и западная - только в виде грабенов. Наиболее обширные излияния лав в этой системе приурочены к осевой зоне, в которой, к тому же, их мощности имеют максимальные значения. Наибольшее количество интрузивных массивов гранитоидного и сиенитоидного состава в этой системе приурочено к поднятию, разделяющему восточную и осевую депрессионные зоны. Наиболее наглядным примером проявления продольной латеральной изменчивости тектоно-магматической деятельности является юрско-меловая система. Так, в ее Алданском блоке наблюдаются минимальные проявления продуктов магматизма, в соседнем Забайкальском они уже имеют широкое распространение, а в Хэнтейском развиты максимально.

Отмеченные элементы асимметрии РКС, имеющие то или иное выражение, ближе всего коррелируются с особенностями глубинного строения активизируемого дорифтового субстрата, а также с относительным расположением депрессионных зон систем в пределах палеотектонического профиля континент-океан. В целом же наличие превалирующих элементов симметрии и подчиненных им признаков асимметричного строения РКС свидетельствует о проявлении в рамках рифтогенного тектогенеза изученных систем двух

противодействующих факторов - новоструктурообразующей роли рифтогенного режима и противостоящего ему пассивного сопротивления дорифтового субстрата.

Таблица. Количественная оценка основных структурно-тектонических параметров проявления рифтогенно-континентальных систем

| Фазы развития и оцениваемые признаки проявления рифтов | Время проявления и количественная оценка признаков | | | |
|---|---|---|---|---|
| | ХЗС | ТМЗС | ХЗА | |
| | ($T_1$) | ($D_1$) | ($T_3$-$J_1$) | ($J_3$-$K_1$) |
| 1 фаза. Формирование обширной пенепленезированной поверхности: | C-P | S-$D_1$ | $T_3$ | $J_3$ |
| Площадь развития рифтовых систем | O | O | • | • |
| 2 фаза. Сводовое поднятие, заложение осевого трога, рифтогенный вулканизм: | $T_1$ | $D_1$ | $T_3$-$J_1$ | $J_3$-$K_1$ |
| Развитие системы продольных разломов; | O | O | • | • |
| Горообразовательные движения; | • | O | O | O |
| Интенсивность формирования и ширина трогов; | O | O | • | • |
| разрыв сплошности литосферы и коры; | O | O | • | • |
| Интенсивность вулканизма; | O | O | • | • |
| Площадь развития ареалов эффузивных пород и их мощность | O | O | • | • |
| 3 фаза. Образование «плеч» рифтов и синрифтовый интрузивный магматизм: | $T_{1-2}$ | $D_{1-2}$ | $J_{1-2}$ | $K_{1-2}$ |
| Горообразовательные движения; | • | O | O | O |
| Размеры плутонов и площадь ареалов их развития; | • | O | O | O |
| Интенсивность базит-гипербазитового магматизма; | O | • | • | • |
| Интенсивность габброидного магматизма; | O | O | | |
| Интенсивность гранитоидного магматизма; | • | O | O | O |
| Мощность терригенно-осадочных толщ депрессий; | O | O | • | • |
| Масштабы развития системы поперечных разломов | O | O | • | • |
| 4 фаза. Дайковый магматизм и затухание режима: | $T_{1-2}$ | $D_{1-2}$ | $J_{1-2}$ | $K_{1-2}$ |
| Распространенность дайковых пород, длина поясов и площадь ареалов их развития | O | O | • | • |
| 5 фаза. Частичная эрозия и преобразование рифтов: | $T_{2-3}$ | $D_{2-3}$ | $J_{2-3}$ | $K_{2-3}$ |
| Дифференцированные нисходящие движения приторговых долин; | O | O | • | • |
| Восходящие движения «плеч» рифтов; | • | O | O | O |
| Горизонтальные движения, приразломная складчатость в трогах и грабенах, надвиги и т.д. | • | O | O | O |
| 6 фаза. Формирование надрифтовых впадин и прогибов: | $T_3$ | $D_3$ | $J_3$ | |
| Образование широких осадочных бассейнов и впадин; | O | o | • | |
| Накопление озерно-болотных или мелководных морских терригенно-осадочных и осадочных толщ; | O | o | • | |
| Пликативная тектоника | • | o | O | |
| 7 фаза. Образование плитно-синеклизного чехла: | J-K | C-P | | |
| Накопление мощных осадочно-морских толщ; | O | o | | |
| Соляная тектоника; | O | | | |
| Эрозия поднятых сегментов | • | o | O | O |

Примечание. O - максимально-проявленный признак;
o - ограниченно проявленный признак;
• - минимально проявленный признак.

Важнейшее значение для понимания специфики рифтогенно-континентального режима исследованных систем имеет схема его проявления. В самом общем виде она включает в себя два основных этапа развития - активный и пассивный, разделенных на ряд последовательно сменяющих друг друга фаз. Суть активного этапа рифтинга заключается в формировании протяженного сводового поднятия, расчленения его на ряд депрессионных зон и обрамляющих их поднятий, обрушения этого свода, заполнения депрессий вулканитами и последующего насыщения поднятий телами интрузивных пород. Пассивный этап связывается со стадийным сокращением объема подкорового астенолита, частичным выравниванием мантийной поверхности и соответствующим проседанием, преобразованием и захоронением сформированных рифтогенных структур. В этом плане процесс формирования РСК с определенными поправками подобен проявлению океанического рифтинга, который также начинается с формирования подводного орогена, но при отсутствии континентальной коры. В то же время, он является своеобразным "антиподом" проявления геосинклинального режима, который, как известно, начинается с образования области прогибания, а заканчивается формированием орогена.

Опираясь на установленные закономерности, автор попытался количественно оценить наиболее важные структурно-тектонические параметры проявления исследованных рифтогенных систем (см. табл.).

Анализ таблицы показывает, что при всей условности количественной оценки индикаторных признаков, РКС выстраиваются в единый уже известный нам структурный ряд: раннетриасовая, раннедевонская и юрско-меловая системы. Состав магматитов в этом ряду явно коррелируется со структурно-тектоническими характеристиками изученных зон. Важнейшее значение, при этом, имеют степень разрыва литосферы, амплитуда вертикальных и горизонтальных движений, объем изверженных горных пород, а также динамика подъема мантийных плюмов. В свою очередь, степень разрыва сплошности литосферы, особенно верхней части коры, в значительной степени зависит от изначальной эндогенной энергетики процесса и согласных или дискордантных взаимоотношений формирующихся рифтогенных структур со структурами дорифтового фундамента.

Очень интересные закономерности по скорости формирования РСК вскрываются при попытке оценить временные рамки проявления исследованных рифтогенных режимов. По времени проявления они приурочены к начальным отделам соответствующих периодов геологической истории Земли. Продолжительность проявления их активного этапа развития, охватывающего начальный и средний отделы, примерно составляет - у раннетриасовой системы - 17 млн.л., у раннедевонской - 34 млн.л., раннеюрской - 50 млн.л. и у раннемеловой - 46 млн.л. По продолжительности этот период времени ближе всего соответствует циклу Штилле (40-45 млн.л.). Но важнее другое. Из обозначенных временных рамок примерно треть приходится на формирование свода, депрессионных зон и процессы вулканизма, а две другие трети на внедрение интрузивно-субвулканических комплексов обрамляющих поднятий. И самое главное - временные рамки проявления рифтогенных режимов коррелируются с установленным автором структурным рядом: раннетриасовая, раннедевонская, юрско-меловая РКС. При этом получается так, что наиболее масштабная раннетриасовая рифтогенная система с максимальным расколом коры сформировалась за наиболее короткий промежуток времени и, наоборот, наименее масштабная юрско-меловая система возникла в течение наиболее продолжительного времени. То есть, даже такая грубая прикидка временных координат дает возможность оценить динамику и кинетику рифтогенного тектогенеза, что само по себе является очень важным фактом.

Проведенные исследования, на наш взгляд, вносят определенную ясность в формирующиеся представления по характеру проявления континентального рифтогенеза и позволяют сравнить его со значительно более полно охарактеризованными геодинамическими режимами. Тем не менее и они требуют обсуждения и проверки со стороны специалистов. Однако уже сейчас можно утверждать, что охарактеризованные параметры

проявления РКС и порождающего их режима являются надежной основой для идентификации подобных структур, в том числе и погребенных под пострифтовым осадочным чехлом, в других регионах, а также для металлогенических построений и прогнозных оценок обширных территорий Сибири.

Литература

1. Атлас палеотектонических и геолого-палеоландшафтных карт нефтегазоносных провинций Сибири. Под ред. академика РАН В.С. Суркова. Новосибирск - Женева, 1995. - 221 с.
2. Гринев О.М. Структурно-геологическое изучение основных морфотектонических элементов фундамента юго-востока Западно-Сибирской плиты и их влияния на локализацию месторождений углеводородов. // Отчет по НИР, ТГУ № ГР 35-95-3/3 "Росгеолфонд" (ГГФ) ИК 02970004370. Томск. 1997. - 381 с.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Алтае-Саянский и Забайкало-Верхнеамурский регионы. - Л.: Недра, 1986. - 239 с.
4. Милановский Е.Е. Геология СССР. - М.: Изд-во МГУ, т.2, 1989. - 271 с.
5. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1963. - 459 с.
6. Синицин В.М. Палеогеография Азии. М.-Л.: Наука, 1962. - 268 с.
7. Суворов А.И. Тектоническая делимость литосферы: проблемы и перспективы изучения. Статья первая - характеристика форм тектонической делимости. // Геотектоника. № 1, 1986. - С.17-31.
8. Татьянин Г.М., Краснов В.И. и др. Усовершенствование стратиграфических схем для прикладных целей по обеспечению минерально-сырьевых ресурсов Томской области. Отчет по НИР, НИЧ ТГУ, № ГР 35-95-3/1 "Росгеолфонд" (ГГФ), 1996. – 123 с.

## ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОРОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ МОНГОЛИИ, ЮЖНОЙ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

О.М.Гринев, Ю.К.Нарожный
Томский госуниверситет, г.Томск

Неотектоническая структура и режим ее развития имеют важное, а порой и определяющее значение при решении достаточно широкого круга проблем той или иной территории. Для исследованного крупного региона к таким проблемам, в первую очередь, относятся поиски нефти и газа, россыпных месторождений, инженерных и гидрогеологических изысканий, мониторинг естественных ландшафтов и ледниковых областей, а также вопросы экологического характера. Несмотря на это, анализ специальной литературы показал недостаточность наших знаний по данной проблеме, узкую направленность геоморфологических работ и оторванность их от сферы практического применения. По крайней мере, сегодня найдется немного специалистов, занимающихся решением обозначенных выше проблем, которые уверенно ответят на вопросы: "В какой фазе своего геодинамического развития находится Алтае-Саянский регион, какова неотектоническая природа и структура этого орогена и прилегающих к нему равнинных пространств"? Занимаясь решением ряда практических задач, авторам пришлось столкнуться с этими вопросами и найти на них свой вариант ответа, суть которого заключается в следующем.

Возникший в кайнозое пояс гор Южной Сибири и прежде всего Алтае-Саянская складчатая область (АССО) несомненно оказывал влияние на структурную перестройку прилегающих возвышенностей и равнин. Тектонические процессы, лежащие в основе горообразования, определили современный геоморфологический план этих форм рельефа и северо-западное простирание их основных морфотектонических элементов. Однако не снимается вопрос: "Проявление какого геодинамического режима лежит в основе формирующегося ныне структурного рисунка и каково его более детальное строение?". Для ответа на этот вопрос необходим краткий анализ общего структурного плана пояса гор Южной Сибири и его прослеживание на расположенные севернее районы Западно-Сибирской

плиты (ЗСП), а южнее - Монголии. Первостепенное значение при решении этой задачи имеет привлечение обширных данных по строению крупнейшей неотектонической структуры южных сибирских гор - Байкальскому рифту, который представляет собой геодинамический полигон и уже давно подвергается всестороннему изучению.

## Краткие сведения о строении и развитии Байкальской рифтогенной системы и Алтае-Саянской складчатой области

Н.А. Логачев показал сложные взаимоотношения тектоники и магматизма на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон [6, 7]. Подчеркивая значение глубинного термического режима тектоносферы, он объясняет общий структурный рисунок рифтовых зон и масштабы сопутствующего вулканизма характером взаимодействия аркогенеза, вызванного разогревом и разуплотнением вещества верхней мантии, и величиной механического растяжения земной коры, непостоянной во времени и по простиранию рифтовых зон. Структурообразование и магматизм рассматриваются при этом как равноправные производные глубинной динамики Земли.

В развитие этих положений А.И. Киселев с соавторами дают следующую характеристику строению Байкальского рифта [3]. Новейший вулканизм Прибайкалья представляет собой северную окраину обширной зоны вулкано-тектонической активизации юга Восточной Сибири, Северной и Центральной Монголии и Северного Китая. Размещаясь в пределах сводово-глыбовых поднятий Центрально-Азиатского складчатого пояса, вулканическая деятельность протекала в условиях орогенной активизации эпипалеозойской платформы. В региональном геоморфологическом плане области молодого вулканизма расположены в пределах Саяно-Байкальского станового нагорья, обрамляющего с юга Средне-Сибирское плоскогорье. В результате высокой глубинной активности и сочетания различных по простиранию, величине и знаку изгибовых и разрывных деформаций здесь сосредоточились максимальные для юга Восточной Сибири тектонические поднятия и глубочайшие континентальные впадины Байкальской рифтовой зоны.

С самого начала орогенеза прогибание центральных наиболее крупных впадин Прибайкалья господствовало над общим поднятием. На фланговых расширениях Саяно-Байкаль-ского нагорья преобладали сводовые поднятия, а рифтообразующие процессы имели рассосредоточенный характер и распространялись в обе стороны от Южно-Байкальской впадины, образуя кулисообразные структуры, которые развиваются и в настоящее время. Районы интенсивного базальтового вулканизма расположены на поднятых флангах Саяно-Байкаль-ского поднятия, и главным образом, вне грабенов Байкальской рифтовой зоны. Главные морфоструктуры имеют широтную, меридиональную, северо-восточную и северо-западную ориентировку. Новейшие структуры северо-западного простирания отчетливо выражены вдоль границ Восточного Саяна с Сибирской платформой.

Основные особенности внутреннего строения байкальских впадин - сочетание пластических и разрывных дислокаций, подчеркивающих асимметричность их поперечного профиля, диагональные перемычки между бассейнами осадконакопления и двухъярусное строение осадочных формаций, отражающее разные темпы и характер раннеорогенного (предрифтового) и собственно рифтового (эоплейстоцен-голоценового) этапов неотектонического развития.

Основная зона кайнозойского вулканизма шириной более 500 км от Ия-Удинского вулканического района ($54^0$ с.ш.), слегка изгибаясь к юго-востоку, простирается почти на 1500 км до южной границы МНР. К этой субмеридиональной полосе приурочены максимальные сводово-глыбовые поднятия и впадины неотектонического развития Восточного Саяна, Прихубсугулья и Центральной Монголии. Здесь концентрируются эпицентры большинства землетрясений Монголии, в том числе четыре катастрофических с силой 10-12 баллов (7,0 $M < 8,5$), что свидетельствует о высокой современной активности Саяно-

Гобийской зоны. Зона имеет крупные (500-700 на 1500-1700 км) размеры и четко выраженные границы. Выделение ее в самостоятельную структуру глубинного заложения не противоречит существующим представлениям о глубинных источниках образования обширных сводово-глыбовых поднятий Центральной Азии и системы впадин Байкальского рифта. Концентрация большинства неоген-четвертичных вулканов в этой зоне, обусловленная глубинными процессами, по мнению А.И.Киселева с соавторами [3], является основной региональной чертой взаимоотношений между вулканизмом и тектоникой.

Анализ морфологии положительных форм рельефа и осадочного выполнения впадин Байкальской рифтовой зоны и АССО, смыкающихся в единую орогенную структуру в районе Восточного Саяна, показывает, что в их кайнозойской истории выделяется два крупных этапа - дорифтовый орогенный и собственно рифтогенный. Орогенный этап развития характеризовался доминирующим воздыманием системы горных хребтов Горного Алтая, Западного Саяна, Тувы, Монголии и Прибайкалья, имеющих, в целом, субширотную ориентировку. Эта система хребтов приняла унаследованный структурный план активизируемого фундамента, который совпадает с простиранием более крупного альпийского орогена континента - Тянь-Шаня, и, видимо, имеет ту же геодинамическую природу. С формированием этой системы связано заложение конформного ей пояса межгорных или предгорных депрессионных структур, простирающихся от Чарской впадины на востоке, через Байкальскую, Хамар-Дабанскую, Тункинскую, Курайскую до Чуйской впадины на западе.

Субмеридиональный структурный план орогена в этот этап был проявлен слабо. Он оформился позднее в неоген-четвертичный или рифтогенный этап развития территории. Основные структуры рифтогенного этапа наложились почти под прямым углом на уже в значительной степени сформированный пояс гор и приуроченный к нему пояс впадин. Наиболее крупная из этих структур возникла в месте самой масштабной ослабленной зоны региона, трассирующей западный фас остроугольного выступа Сибирской платформы и уходящей на юг в пределы Монголии и Китая. В пределах этой области и заложился Саяно-Гобийский пояс проявления рифтогенного вулканизма, выделенный А.И. Киселевым с соавторами [3]. В области остроугольного юго-западного выступа платформы пояс расщепился на две ветви - Восточно-Саянскую и унаследованно развивающуюся Байкальскую, где уже существовали системы приразломных впадин.

По мнению большинства исследователей Байкальская рифтогенно-континентальная система является активно развивающейся структурой. Во всех известных случаях подобные структуры развиваются в направлении основного простирания рифтовой системы и в месте ее наиболее ослабленной рифтовой зоны, к которой уверенно можно отнести Саяно-Гобийский вулканический пояс.

Дальнейшее развитие субмеридионального структурного плана выразилось в обновлении глубинных разломов Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Салаира, имеющих север-северо-западную ориентировку и воздымание соответствующих поднятий и горых хребтов. Описываемая картина уверенно просматривается на карте новейшей тектоники Евразии, изданной в 1996 г. под редакцией А.Ф. Грачева. Вместе с тем, как на этой же карте, так и на геологической карте России масштаба 1:5000 000 (1992) отчетливо видно, что, наряду с восточно-саянским продолжением Саяно-Гобийского рифтогенного пояса, активное развитие переживает расположенная западнее и субпараллельная ей Монголо-Алатауская рифтоподобная структура, которая по всем параметрам так же должна рассматриваться в составе растущей Байкальской системы на правах амагматичной (по-видимому пока) рифтогенной зоны [1]. Анализ тех же картографических материалов показывает, что по западному фасу АССО развивается еще одна рифтоподобная зона, сопряженная с вышеназванными и простирающаяся по долине р. Иртыша, которую можно условно обозначить как Иртышско-Западно-Сибирскую. Совокупность этих трех, близких по особенностям проявления, рифтоподобных зон и разделяющие их поднятия, обозна-

ченные Салаирским кряжем и Восточным Саяном и их южными продолжениями, образует главную структурную основу неотектонического этапа развития АССО. При этом характерно, что в южной части Иртышско-Западно-Сибирской рифтоподобной зоны описаны кайнозойские вулканы, подтверждающие ее высокую тектоно-магматическую активность [5]. В неотектоническом плане эти зоны выделяются сопряженным развитием систем преобладающих продольных и пересекающих их под прямым углом и соподчиненных по масштабам проявления, поперечных разломов, что является одним из важнейших индикаторных признаков проявления рифтогенных структур. В южной части зон располагается ряд развивающихся межгорных впадин (в том числе Чуйская и наиболее молодая Телецкая). Кроме того, в последние годы здесь зафиксирован ряд высокобальных (7-8 баллов) землетрясений, тяготеющих как раз к описывемым рифтоподобным зонам [2, 4], что прямо указывает на их высокую тектоническую активность. Выделяемые структуры подтверждаются и другими новейшими данными, изложенными в тематическом номере журнала "Геология и геофизика" за № 10 в 1995 г.

## Некоторые особенности морфоструктуры Енисей-Иртышского междуречья

В соответствии с картой структурно-геоморфологического районирования Сибири [9] в пределах Енисей-Иртышского междуречья с востока на запад выделяются следующие типы крупных геоморфологических структур: Чулымо-Енисейская область развития эрозионно-аккумулятивного и денудационного рельефа; Среднеобская область развития аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных речных террас; Кулундино-Барабинская область развития преимущественно аккумулятивного и эрозионно-аккумулятивного рельефа; Васюганская область развития денудационного и эрозионно-аккумулятивного рельефа; и с севера эти структуры окаймляются Сибирско-Увальской областью развития денудационных поверхностей выравнивания. Все перечисленные структуры имеют северо-западное простирание и выполнены непрерывным плащем верхнепалеоген-четвертичных отложений. Лишь в восточной прибортовой части территории, примыкающей к Енисейскому кряжу и Сибирской платформе, вскрыты более древние подстилающие толщи чехла плиты раннепалеоген-среднемело-вого возраста.

На остальной территории древние отложения верхнепалеогенового возраста вскрываются в бассейне среднего течения р.Оби, нижнего течения р.Иртыш и в Сибирско-Увальской области. Этот факт сам по себе свидетельствует о том, что рассматриваемая территория испытывает медленное воздымание. Особенно четко это заметно по отношению к расположенной юго-западнее Прииртышской области фиксированного состояния территории. Отставание этой территории от описываемой, испытывающей подъем, подтверждается формированием в правобережье среднего течения р.Иртыш полосы сточных озер (оз.Чаны, Убинское, Сартлан, Кулудинское и др.). Подъем Енисей-Иртышского междуречья хорошо отражен на карте новейшей тектоники Северной Евразии (1996) и связан он с общим воздыманием пояса южно-сибирских гор единым структурным планом.

Воздымание территории сопровождается заложением сети трансрегиональных продольных (северо-западных) и региональных поперечных (северо-восточных) разломов, наиболее крупные из которых дренируют крупнейшие реки региона - Енисей, Обь и Иртыш. Связанное с воздыманием напряженное состояние геологических структур ЗСП особенно четко фиксируется генерализованным расположением русел рек 2-3 порядков, которые, на обширной территории, широкой полосой обрамляющей с севера горы Южной Сибири и в пределах самих гор, имеют субпараллельное северо-восточное простирание. Долины рек дренируют ослабленные тектонические зоны и тем самым фиксируют поле однотипных тектонических напряжений. В большинстве своем "шаг" между руслами этих рек составляет 20-40 км. Однако проявлен он не везде одинаково. Так, в верхнем течении

р. Обь, на участке от г. Бийска до г. Барнаул и ниже, в левобережной части реки "шаг" составляет 20-40 км, а в правобережье, особенно при приближении к водораздельной Бийско-Чуйской возвышенности, он сокращается до 5-12 км. Это свидетельствует о том, что относительные усиления тектонических напряжений наблюдаются в наиболее приподнятых частях формирующегося поднятия. Согласно этому признаку областью наиболее повышенных напряжений является бассейн среднего течения р. Оби.

Формирующееся поднятие характеризуется наличием определенной морфоструктуры, основные черты которой заключаются в следующем.

Долина среднего течения р. Оби, вдоль которой проходит наиболее крупная зона разлома север-северо-западного простирания, делит рассматриваемое поднятие на две примерно равные половины - левобережную (Обь-Иртышскую) и правобережную (Обь-Енисейскую). В центральных частях этих половин идет активное формирование водораздельных пространств, которые на физико-географической карте называются Тымско-Кетской и Васюганской равнинами. Водоразделы конформны простиранию основных рек территории, трассируемых зонами наиболее крупных север-северо-западных разломов в фундаменте, и прослеживаются в пределы предгорных частей АССО, где соединяются с развивающимися осевыми хребтами Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Долинами рек второго порядка - Кеть, Тым, Васюган и др., водоразделы поперек простирания расчленяются на ряд составных частей, в пределах которых происходит оформление более локальных поднятий.

Формирование водоразделов ведет к заметному перераспределению речной сети территории, которое особенно интенсивно проявляется в предгорной части АССО. К примеру, на отрезке от г. Бийска до г. Томска прослеживается явное смещение к западу русла р. Оби. В интервале от г. Бийска до г. Камня-на-Оби русло реки за отрезок времени с раннего - среднего неогена по современный период сместилось на расстояние до 75 км. Процесс этот продолжается и ко всему прочему таит в себе угрозу г. Барнаулу и другим левобережным населенным пунктам этого района.

Характерно также и то, что в правобережье р. Оби в пределах Обь-Чулымского междуречья, помимо фланговых, идет активное формирование осевого водораздельного поднятия, морфоструктурным выражением которого является Томский выступ. Эта морфоструктура наиболее далеко вдается в пределы ЗСП и, являясь северным продолжением отрогов Кузнецкого Алатау, завершает структурный рисунок формирующейся неоструктуры.

В соответствии с перечисленными особенностями неоструктура представляет собой крупное сводовое поднятие, ось которого проходит по среднему течению р. Оби, от Томска - по р. Томи, далее по зоне Кузнецко-Алатауского глубинного разлома и через Телецкое озеро уходит в пределы Монгольского Алтая, где постепенно затухает. По обе стороны от осевого поднятия и конформно ему протягиваются два основных водораздельных пространства, у подножия внешних склонов которых протекают реки Енисей и Иртыш. С формальной точки зрения эта неоструктура вполне соответствует рифтовой системе в начальной стадии ее зарождения. Вполне вероятно, что идет начало заложения пояса осевых депрессионных структур и воздымание обрамляющих его "плеч". Характерно, что на карте морфоструктур центрального типа (1981) к воздымающимся частям этой неоструктуры, включая Томский выступ, приурочены серии послемезозойских кольцевых морфоструктур. А время формирования самой неоструктуры можно оценить, судя по периоду смещения русла р. Оби, как неоген-четвертичное. Именно формирование рассмотренной неотектонической морфоструктуры привело к образованию названных в начале подраздела денудационных, эрозионных и аккумулятивных областей развития современного рельефа Западной Сибири.

Рифтогенная неотектоническая природа структуры исследованной территории, помимо приведенных выше данных, подтверждается формированием ее в рамках новейшей

фазы активизации процессов расширения Земли, установленной Е.Е. Милановским [8]. Выявление этой природы является фактом с далеко идущими последствиями. Геодинамическая перестройка подобного рода сопровождается достаточно кардинальной сменой главнейших режимов литосферы - термического, сейсмического, радиологического, реологического, гидрогеологического, дегазационного и других, которые влияют и на состояние гидросферы и атмосферы, вплоть до изменения водно-ледникового баланса горных районов и образования озоновых дыр [10].

Литература

1. Гринев О.М., Поздняков Н.М. Морфотектоника Томской кольцевой морфоструктуры и проблема золото-, платино- и алмазоносности ее территории. // Магматизм и геодинамика Сибири. Тез. докладов. - Томск: Изд-во ТГУ, 1996. - С.111-113.
2. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской складчатой области. // Геология и геофизика. № 10, т.36, 1995. - С.20-30.
3. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблема глубинного магмообразования. - Новосибирск: Наука, 1979. - 197 с.
4. Крылов С.В., Дучков А.Д. Глубинное деформационно-прочностное районирование земной коры (на примере Алтае-Саянской и Байкальской сейсмических областей). // Геология и геофизика. № 9, т. 37, 1996. - С.56-65.
5. Кузебный В.С., Шевченко Н.Я., Ерофеев В.С. и др. Кайнозойские базальты Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, Наука, Каз. ССР, 1981. - С.89-104.
6. Логачев Н.А. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего востока. - М.: Наука, 1974. - С.7-163.
7. Логачев Н.А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. - С. 102-120.
8. Милановский Е.Е. Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли. // Геотектоника, № 3, 1996. - С.3-12.
9. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири. Под ред. Н.Л.Флоренсова, И.П.Варламова. М.: Недра. Труды СНИИГГиМСа, вып. 285, 1981. - 239 с.
10. Сывороткин В.Л. Рифогенез и озоновый слой. - М.: АОЗТ "Геоинформарк", 1996. - 62 с.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДОЛИН ТОМСКОГО РАЙОНА И ИХ РОССЫПНАЯ ЗОЛОТОНОСНОСТЬ

С.С. Гудымович
Томский политехнический университет, г. Томск

Наиболее спорным вопросом в геоморфологии долин Томского района является вопрос о количестве террас. Конкретно это касается природы рыхлой толщи южной части г.Томска, когда-то хорошо обнаженной под Лагерным Садом. Одни авторы придерживаются мнения, восходящего еще к представлениям К.В. Радугина, что на указанной площади развиты третья и четвертая надпойменные террасы р.Томи. Другие - третью террасу видят только на Воскресенской горе, а галечники и перекрывающие их глины разреза рыхлой толщи под Лагерным Садом относят, соответственно, к кочковской свите и тайгинской толще, регионально развитым в районе.

Что заставляет сомневаться в террасовой природе этого участка? Во-первых, в скрытом, к сожалению, сейчас разрезе рыхлой толщи под Лагерным Садом было отчетливо видно, что и галечники и глины непрерывно прослеживаются из поля предполагаемой третьей террасы в четвертую без каких – либо следов прислонения третьей террасы к четвертой. Более того, галечники, в пределах поля предполагаемой четвертой террасы, врезаны в подстилающие пески лагернотомской свиты олигоцена глубже, чем они же в

составе предполагаемой третьей террасы, что противоречит общему "врезанному" ("вложенному" по более распространенной, но, по мнению автора, устаревшей классификации взаимоотношений террас) характеру террасовой лестницы на правобережьи р.Томи.

Во-вторых, вызывает недоумение отсутствие на поверхности рельефа южной части г.Томска тыловых швов обеих террас, особенно четвертой террасы. Даже с учетом нивелирующего характера залегания сверху толщи покровных суглинков, трудно себе представить, что поверхность террасы и водораздельная поверхность, в которую терраса врезана, могут составить единый уровень.

Наконец, разрез рыхлой толщи под Лагерным Садом один к одному повторяется в других местах района, например: по правому борту долины р.Басандайки в районе Лучановских карьеров, где никто (кроме К.В.Радугина) не показывает высоких долинных террас, относя эти толщи к указанным кочковской и тайгинской свитам.

С другой стороны на аэрофотоснимках м-ба 1:70000 отчетливо видна какая-то линия, как раз совпадающая с проводимым на геологических картах тыловым швом четвертой террасы южнее Лагерного Сада, и неуверенно, но все-таки намечается такая же линия, совпадающая с тыловым швом третьей террасы. Вопрос, таким образом, нельзя еще считать окончательно решенным. А пока можно сделать некоторые выводы: во-первых, если все-таки послеолигоценовые рыхлые отложения под Лагерным Садом - террасовые, то единый уровень их поверхности (площадки террасы) и совершенно одинаковый разрез в разных местах не позволяет разделять их на две террасы, а заметно большая высота этой поверхности, по сравнению со всеми признаваемой третьей террасы Воскресенской горы и Белого озера, дает основание рассматривать район южной части г.Томска и Лагерного Сада только как четвертую террасу; во-вторых, исходя из ориентировки тылового шва этой террасы, это терраса не р.Томи, а р.Ушайки; в третьих, источником галечных отложений для этой террасы могла служить только какая-то регионально развитая существенно галечниковая толща, распространенная по правобережьи р.Томи, а именно - кочковская свита.

Другим вопросом в геоморфологии долин Томского района является вопрос о соотношении высокой поймы и первой надпойменной террасы. Одни авторы первой террасой р.Томи считают нижнюю поверхность г.Томска, на которой расположены Московский тракт, площадь Ленина, центральный рынок. Другие эту поверхность считают высокой поймой. Учитывая, что в 1947 г. почти полностью, а в 1967 г. частично эта поверхность заливалась во время весеннего паводка, это мнение заслуживает внимания. Но в этом случае встает вопрос: где первая терраса, поскольку все авторы сходятся во мнении, что следующий по высоте четко выраженный террасовый уровень, на котором расположены Главпочтампт и Госуниверситет - вторая надпойменная терраса. Сторонники пойменной природы нижней поверхности г.Томска указывают на развитие первой террасы у с.Коларово. Обследование этого и других участков с замерами высот пойменных уровней и уровней первой надпойменной террасы показало, что существенной, позволяющей их уверенно разделять, разницы между ними нет и разделение их на геологических картах и картах четвертичных отложений, составленных разными авторами, весьма субъективно. Можно говорить об едином нерасчлененном уровне высокой поймы и первой надпойменной террасы, что как раз соответствует морфоструктурной позиции Томского района в зоне перехода от западной части причулымской наклонной равнины (северной оконечности Колывань-Томской структурной ступени в неотектонической структуре юга Западной Сибири) к южной части среднеобской впадины. Севернее в пределах последней этот уровень явно пойменный. Южнее, в пределах Кузбасса, высокая пойма и первая надпойменная терраса четко разделяются.

Низкая пойма (или просто пойма, если высокую пойму считать первой надпойменной террасой) местами отличается более четко проявленным сегментным строением с явными следами блуждания русла поперек долины, тогда как высокая пойма характеризует-

ся большей прямолинейностью своих элементов, вытянутых по основному направлению долины. Особенно четко это заметно в местах расширения долины р.Томи на уровне поймы - первой пойменной террасы, например на участке от устья р.Тугояковки - с.Коларово ("Айдаковский" участок, см. рис.).

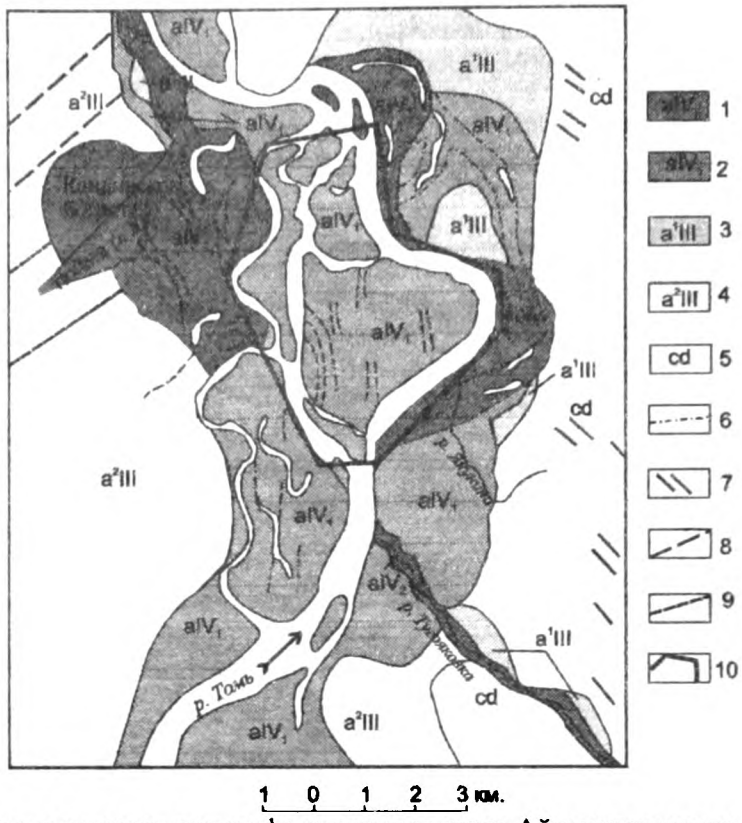



Рис. Схематическая геоморфологическая карта Айдаковского участка:
1 - низкая пойма; 2 - высокая пойма; 3 - первая надпойменная терраса; 4 - вторая надпойменная терраса; 5 - водораздельная поверхность общей денудации; 6 - следы блуждания русла; 7 - элементы зоны повышенной трещиноватости; 8 - линеаменты возможной разломной природы прослеженные; 9 - они же предполагаемые; 10 - контур наиболее перспективного участка россыпной золотоносности

Геоморфология долин правых притоков р.Томи - р.р.Киргизки, Ущайки, Басандайки и Тугояковки может быть представлена следующим, выделенным по морфолого-генетическим критериям, типовым набором элементов, составляющим ряд: водораздельная поверхность - склоны - дно долины.

1. Водораздельные поверхности общей денудации представлены достаточно однородными по устройству пологоволнистыми равнинами. Местами они осложнены слабо выраженными очень пологосклонными широкими лощинами с едва просматривающимися тальвегами, полого склонными разложистыми древними верховьями и достаточно резко выраженными суффозионными воронками и просадками. При приближении к долинам водораздельные поверхности местами испытывают две явные вариации. Во-первых, местами у них может появиться явный уклон в сторону долины и они переходят в поверхности снижения. Местами такие поверхности снижения в сочетании с участками аномально низких водораздельных поверхностей обрисовывают локальные понижения (неотектонические ?), фиксируемые также и центростремительной эрозионной сетью. Во-вторых, в некоторых местах они осложнены одной-двумя структурными террасами, например, в стрелке долин рр.Томи и Тугояковки, несомненно являющимися отражением вертикальной неоднородности разреза рыхлых отложений. В теоретическом плане несомненно так-

же, что начало развития таких структурных террас было когда-то привязано к исчезнувшим к настоящему времени уровням высоких (четвертой ?, пятой ?) террас.

2.Среди склонов в общем случае в зависимости от крутизны и характера склонового процесса выделяются делювиальные, дефлюкционные с подразделением соответственно на пологие, средней крутизны и крутые, дефлюкционно-гравитационные, гравитационные и эрозионные. Все склоны - склоны сноса и транзита, реже в основании, относятся к склонам накопления. Указанная последовательность склонов характеризует переход от водораздельной поверхности к днищу долин с формированием общего выпуклого профиля. Обратная последовательность склонов отражает общий ход их эволюции от наиболее молодых первичных эрозионных к дефлюкционным. Указанное строение склонов достаточно часто осложняется суффозионными и оползневыми процессами с формированием характерных суффозионно-оползневых цирков, склонов и псевдотеррас. Такой псевдотеррасой, до начала работ по закреплению берега, был уступ средней части склона под Лагерным Садом, а в настоящее время классическая суффозионно-оползневая псевдотерраса наблюдается по правому борту долины р.Томи севернее с.Батурино. Нелишне заметить, что в одном из отчетов последних лет авторы-москвичи приняли эту псевдотеррасу за аллювиальную и рекомендовали как объект для поисков россыпного золота.

3. Террасовые лестницы долин представлены низкой и высокой поймами, первой, второй и третьей надпойменными террасами. Опорными участками для установления террасовых лестниц были: для долины р.Ушайки - отрезок от с.Малое до с.Бол.Протопопово, в долине р.Басандайки - окрестности с.Петухово. Расчленение нижнего долинного уровня на низкую, высокую пойму и первую надпойменную террасу, также как и в долине р.Томи, затруднительно, что уже отмечалось предыдущими исследователями. Вторая, а тем более третья террасы требуют поверки на их аллювиальную, а не структурно-денудационную природу. Тем не менее, можно считать, что для средних частей долин низкая пойма имеет превышение над урезом воды в русле от 0.5 до 1.6 м, высокая пойма - 2-2.5 м, первая надпойменная терраса 3-3.5 м, вторая - 4.5-6.5 м и третья - 9-10 м.

Из других привлекающих внимание особенностей строения долин правых притоков р.Томи отметим явную морфоаномалию по левобережью долины р.Ушайки на участке ниже с.Аркашево, представленную необычно широким - до 2 км при долине 4 км развитием второй (?) надпойменной террасы. При этом характер долины на уровне поймы и первой террасы такой же, как и в целом по всей долине. Поверхность второй террасы на этом участке представляет собой увал, очевидно, перекрытый делювиальным шлейфом. В восточной его части просматривается возвышение, возможно, представляющее собой реликт третьей террасы, а в южной части намечается широтная депрессия - возможный канал стока. Южнее к этому участку примыкает площадь аномально низкой водораздельной поверхности. Скорее всего р.Ушайка пересекает в этом месте локальную неотектоническую депрессию, наиболее энергично развивавшуюся во время формирования второй террасы.

Другим примером такой морфоаномалии может служить левобережье долины р.Басандайки от пос. Лучаново до старого с.Просекино. Здесь также развит очень полого опускающийся к реке увал, рассекаемый долинами левых притоков р.Басандайки, имеющих днища на уровне от первой до третьей (?) террасы. В пределах увала намечаются широтное понижение (канала стока?) и небольшие изометричные понижения, в западной части сливающиеся с крупными отмершими предположительно суффозионно-оползневыми цирками. На геологических картах этот увал показывался и как первая, и как вторая терраса, но скорее это не аллювиальная терраса, а очень широкая древняя, замаскированная дефлюкционными склоновыми процессами суффозионно-оползневая псевдотерраса.

Коренную золотоносность Томского района в силу монотонного структурного и литологического однообразия каменноугольных пород фундамента можно образно охарактеризовать как чрезвычайно рассеянный штокверк кварцевых прожилков, местами

слабо сгущающийся. Поэтому россыпная золотоносность долин Томского района должна носить фоновый характер и быть приуроченной только к площадям вреза долин в палеозойский фундамент и покрывающую его мел-палеогеновую кору выветривания, нарастая от практически бесперспективных высоких террас к отложениям поймы и первой надпойменной террасы. Бесперспективны также верховья долин, врезанные только в рыхлые отложения, поскольку единственный возможный поставщик золота для таких участков - кочковская свита вряд ли может рассматриваться как серьезный источник в силу удаленности от коренных проявлений золота северной части Кузнецкого Алатау.

Поэтому геоморфологические предпосылки повышенной россыпной фоновой золотоносности сводятся к выявлению в строении долин участков возможного относительного обогащения, каковыми, в общем случае, являются в первую очередь участки начинающегося расширения долин на уровне высокой поймы и первой надпойменной террасы сразу ниже более крутопадающих и более узких участков долины. Меньшего внимания заслуживают участки подпруживания перед сужением долины.

В долине р.Томи можно выделить два таких участка заметного расширения долины. Верхний из них - уже упоминавшийся участок ниже устья р.Тугояковка, включающий в себя Айдаковский россыпной объект. Нижний - от устья р.Ушайки и до широты пос.Белобородово.

Перспективность обоих участков повышается тем, что на увеличение фоновой золотоносности в верхних по течению частях указанных участков должно накладываться обогащение за счет золота, вынесенного из долин р.р.Тугояковки и Ушайки, соответственно. Максимум золотоносности должен быть приурочен к центральным частям участков, занятым более древней высокой поймой с прямолинейно-параллельной структурой вплоть до параллельно-гривистой на северном участке, тогда как на флангах (Айдаковский участок), где развита более молодая и низкая сегментная пойма, может произойти разубоживание россыпи вплоть до изчезновения, в результате растаскивания материала на всю ширину долины.

По долинам правых притоков р.Томи р.р.Бол.Киргизка, Ушайка, Басандайка и Тугояковка также намечено по несколько таких относительно более перспективных участков возможного обогащения фоновой россыпной золотоносности.

На эту схему распределения фоновой золотоносности может накладываться обогащение за счет россыпей ближнего сноса, привязанных к конкретным коренным рудопроявлениям золота. Геоморфологические критерии для выявления таких россыпей мало применимы. В этом случае требуется просто сопоставление геоморфологического строения долин с данными по коренной золотоносности и результатами морфоструктурного анализа по выявлению рудоконтролирующих структур. Яркий пример тому - тот же Айдаковский участок (рис.1). Его северное окончание на уровне поймы и первой надпойменной террасы достигает ширины 10 км. Севернее долина на этом уровне резко сужается до 2 км, зажатая между выступом к юго-западу правого коренного борта и выступом к юго-востоку второй надпойменной террасы на левом берегу. Создается впечатление, что река в период формирования указанного уровня упиралась в эти выступы и максимально меандрировала, в результате чего были образованы аномально врезанные в борта долины меандр первой террасы (на которой стоит с.Коларово) на правом берегу и меандр, занятых в настоящее время Кандинским болотом, на левобережьи. Последний, между прочим, был совершенно необоснованно принят упоминавшимися авторами за кольцевую структуру с «лихим» прогнозом на платину... Реально же северная часть Айдаковского участка с его аномально широким поясом меандрирования приходится на пересечение разломов северно-восточного простирания (обозначенных в рельефе низкого левобережья р.Томи каналами стока на уровне второй террасы и, в частности, долиной р.Ум) и зоны повышенной трещиноватости северо-западного простирания, отчетливо прослеживающейся на аэрофотоснимках от верховий р.Тугояковки до Айдаковского участка. И не исключена возмож-

ность, что Айдаковская россыпь - результат размыва р.Томью коренных источников, контролируемых указанным пересечением тектонических зон.

## РАЗМЫШЛЕНИЯ О ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Ф.Г. Гурари
Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Терригенная седиментация - наиболее распространенный на Земле процесс накопления минеральных масс. В отложениях позднего триаса планеты терригенные образования занимают на материках более 60% и по площади, и по объему, в юрских - до 70%. Прекрасным природным полигоном для изучения закономерностей формирования таких осадков является чехол Западно-Сибирской плиты. Мощность его до 10 км, площадь более 3,3 млн. км$^2$, время накопления - 230 млн. лет. Слагающие его, в основном, терригенные обломочные отложения, имеющие возраст от среднего триаса до четвертичных, пробурены тысячами глубоких скважин, просвечены многочисленными сейсмическими профилями, изучены литологами, палеонтологами, стратиграфами. Наиболее ярко основные закономерности в строении и условиях формирования терригенных осадочных толщ выявляются при изучении клиноформных неокомских отложений этого региона. Выявленное в конце 60-х начале 70-х годов клиноформное строение этих отложений все более подтверждается сейсмическими исследованиями и глубоким бурением. Клиноформы отвечают особому, экстремальному этапу развития бассейна, этапу резкой смены режима некомпенсации, когда дно "голодного" бассейна выстилалось тонкой пленкой "конденсированных" осадков, режимом заполнения бассейна терригенными массами.

Клиноформы характерны для краевых эпиконтинентальных морей. Они образуются при следующих условиях:

- длительный режим некомпенсации, от нескольких миллионов до десятков миллионов лет,
- большая площадь бассейна седиментации (тысячи и миллионы км$^2$),
- стабильная главная область питания, лежащая за пределами бассейна,
- теплый, влажный климат, обеспечивающий активное химическое выветривание и накопление больших масс кор выветривания,
- хорошо развитая речная сеть,
- активные флуктуации климата (тайфунные, муссонные, длительные тропические ливни),
- сейсмическая активность области питания.

Главными процессами, следствием которых является пульсационное перемещение больших объемов обломочного материала с суши в осадочный бассейн, являются:

- флуктуации климата,
- сейсмическая активность в области суши.

Меньшую роль играют тектоника и эвстазия, с которыми большинство исследователей связывают смену в разрезе глинистых и песчаных пород, трансгрессии и регрессии.

Периодическое накопление приводит к скрытым перерывам между смежными клиноформами, между ними и перекрывающими отложениями (неоком и алымская свита). Каждая клиноформа отвечает рангу свиты, является самостоятельным секвенсом. В неокомском комплексе Западной Сибири содержатся основные запасы нефти. С ним связаны многие уникальные месторождения. Однако до сих пор нет единого понимания границ

каждой клиноформы, закономерности размещения в них коллектирующих песчаников, экранирующих, возможно нефтематеринских, глинистых пачек и прослоев.

Особенно слабо изучен неоком Томской области. В нем прогнозируется открытие ряда высокодебитных нефтяных месторождений, поэтому изучение этого комплекса должно быть всемерно усилено.

## МОРФОТЕКТОНИКА ОТРАЖАЮЩЕГО ГОРИЗОНТА "Б" ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО РАЙОНОВ НАДЫМ-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Е.В. Деев, С.В. Зиновьев
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

В чехле Западно-Сибирской плиты, согласно сейсмическим данным выделяется ряд отражающих поверхностей (А, Б. М, Г и т.д.), которые с различной степенью уверенности прослеживаются в различных ее районах. Карты рельефа этих структурных поверхностей являются важным источником информации для изучения строения осадочного чехла плиты, а также тектоники составляющих его этажей.

Анализ построений различных авторов [5, 6, 2, 1, 8, 7 и др.] показал, что тектоническими картами чехла Западно-Сибирской плиты на самом деле являются схематизированные карты морфологии какой-либо одной отражающей или хроностратиграфической поверхности. Комбинации выделяемых на основе таких построений морфологических элементов ("тектонических структур"), иногда дополняемые подобными элементами других поверхностей, транслируются на весь чехольный комплекс плиты и в совокупности с нарушающими отложения чехла дизъюнктивами составляют, по мнению большинства авторов, основу тектоники чехла.

В основе методики построения подобных карт лежит морфологический принцип выделения пликативных структур платформенного чехла разных порядков [5 и др.]. При этом одним из важнейших условий является соблюдение принципа замкнутости изолиний, который традиционно принимался специалистами в области нефтяной геологии в связи со спецификой нефтепоисковых работ. Существенное влияние на отнесение конкретной структуры к тому или иному уровню (порядку) оказывает ее размер. Согласно принципу размерности в настоящее время принято выделять надпорядковые структуры, имеющие площадь выхода более 100 тыс. км$^2$, структуры с площадью от 6-10 до 60-100 тыс. км$^2$ относить к структурам I порядка, от 250 км$^2$ до 6 тыс. км$^2$ - к структурам II порядка, и менее 250 км$^2$ - к структурам III порядка. Дальнейшее разбиение структур одного иерархического уровня осуществляется на основе характерных черт их морфологии; например, по степени изометричности, знаку структуры. Известны попытки дальнейшего усложнения классификационных построений на основе прослеживания морфологии выделенных структур в объеме чехла, а также степени унаследованности их морфологии от морфологических черт блоков фундамента.

Таким образом, достаточно очевидным становится тот факт, что на сегодняшний день, говоря о тектонике чехла Западно-Сибирской плиты, мы имеем дело преимущественно с морфологией выделяемых структур, выходящих на какой-либо срез внутри чехла (в лучшем случае протранслированных на несколько поверхностей) и оперируем типично морфологическими терминами в процессе наименования этих структур - впадина, свод, вал, седловина и т.п.

Однако опыт тектонической картографии [см. 4, 9] показывает, что тектонические элементы выделяются и классифицируются на основе следующих фундаментальных свойств: вещественного состава, внутренней структуры, морфологии обособления и времени формирования. Изображение на картах тектонических элементов, выделенных на основе этих характеристик, несет в себе информацию об объемном строении областей земной коры. В связи с этим, встает вопрос о правильности отнесения построенных на основе выше рассмотренной методики карт к разряду собственно тектонических. Подобного рода карты корректнее называть морфоструктурными.

В качестве структурной основы для построения морфоструктурной карты центральных и южных районов Надым-Тазовского междуречья по отражающему горизонту "Б" была использована электронная версия карты рельефа этой поверхности масштаба 1:500000 для северной части Западно-Сибирской плиты, составленная в Институте геологии нефти и газа СО РАН в 1997 году под редакцией А.Э.Конторовича.

Согласно вышеперечисленным принципам в пределах исследуемой территории нами были оконтурены все замкнутые и полузамкнутые положительные и отрицательные пликативные формы I и II-го порядков.

Среди структур первого порядка выделены положительные (своды и мегавалы), отрицательные (мегавпадины и мегапрогибы) и промежуточные структуры (моноклинали и седловины). Сразу следует оговориться о выделении седловин как самостоятельных структур первого порядка. Поскольку при составлении данной морфоструктурной карты используются лишь морфологические категории, то по аналогии с геоморфологическими построениями, которые изначально базируются на анализе поверхности рельефа, логично выделять седловины в самостоятельный тип структур. Кроме этого сделано еще одно допущение - при разделении структур первого порядка разного знака, существующий между ними склон, как правило, делился пополам. Все это позволило выдержать один из главных принципов районирования (в том числе и тектонического) [3, 9] - разбить всю изучаемую территорию на совокупность структур первого порядка без остатка.

При выделении структур второго порядка было использовано несколько посылок: замкнутость, площадь распространения, амплитуда, а также подчеркивание ими внутренней структуры включающих их структур первого порядка (особенно это относится к отрицательным структурам). Замкнутые положительные структуры II порядка оконтуривались преимущественно по самой глубокой для данной формы замкнутой изогипсе структурной поверхности, а отрицательные - по наименее глубокой. Морфологически в ряду структур второго порядка выделяются положительные структуры (куполовидные поднятия, валы) и отрицательные - котловины и прогибы.

Дополнить и развить представления о структуре осадочного чехла центральных и южных районов Надым-Тазовского междуречья, и, особенно, о деформационных характеристиках слагающих его комплексов, позволяют принципы морфотектонического анализа, предложенные Б.М.Чиковым [10], а карты, составленные на основе такого анализа предложено называть морфотектоническими.

Основой для морфотектонического районирования являются карты рельефа структурных поверхностей, которые содержат информацию о глубине их залегания, морфологических особенностях рельефа, степени расчлененности, а также распределении типовых неоднородностей рельефа по площади. Выявление структурной упорядоченности рельефа в пределах заданной поверхности позволяет наметить на определенном срезе области с вероятно различным тектоническим строением осадочного чехла, а поиск упорядоченности форм рельефа между различными поверхностями в разрезе позволяет представить морфологию чехла в объеме.

Степень дислоцированности осадочного чехла на изучаемом срезе исследовалась с помощью градиентного анализа, в основе которого лежит выделение и прослеживание в пределах заданных структурных поверхностей градиентных зон различного типа. Гради-

ентные структуры характеризуют степень контрастности изменения глубины погружения поверхности, сочетание текстурных рисунков на карте, а также аномалии общего структурного плана [10]. Как, правило, такие градиентные структуры имеют деформационную природу и связаны с движениями по разломам в земной коре. Поэтому, основные зоны тектонических нарушений, показанные на морфоструктурной карте рассматриваемой территории, выявлены на основе анализа градиентных характеристик структурной поверхности.

Построение морфоструктурных и морфотектонических карт является самостоятельным этапом изучения морфологических особенностей как чехла Западносибирской плиты в целом, так и его составных частей. В тоже время, этот этап является промежуточным звеном в процессе создания объемной модели тектонического строения чехла района, при построении которой кроме морфологических важную роль должны играть структурные и вещественные характеристики.

Литература

1. Геология нефти и газа Западной Сибири (Авт.: Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.). - М.: Недра, 1975. - 680 с.
2. Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. Тектоника мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. - Новосибирск, 1971. - Тр. СНИИГГиМС. - Вып. 100. - С.4-147.
3. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. - М.: Недра, 1974. - 216 с.
4. Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А. Введение в тектоническую картографию. - М.: Недра, 1981.- 271 с.
5. Ростовцев Н.Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезо-кайнозойских отложений с элементами палеотектоники. Новосибирск, 1961. - Тр. СНИИГГиМС. - Вып.7. - С.30-39.
6. Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М.: Недра, 1969. - 280 с.
7. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западносибирской плиты. М.: Недра, 1981. - 143 с.
8. Тектоническая карта мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (под ред. И.И.Нестерова). М-б 1:2500000, 1975.
9. Чиков Б.М. Тектоническое районирование: принципы, методология, картография. - М.: Недра, 1986. - 185 с.
10. Чиков Б.М. Морфотектоническая карта чехла молодых платформ (на примере Западной Сибири) // Геология нефти и газа. - 1996. - № 11. - С.22-27.

## ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АГУЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (В.САЯНЫ)

В.А. Домаренко, А.А. Чаузов, И.Н. Чаузова
ГГП № 53 «Феникс», п. Сушиновка, ГГП «Березовгеология», г. Новосибирск

В докладе приводятся современные представления об особенностях истории геологического развития Агульского рудного района (В.Саяны), базирующиеся на материалах, полученных при проведении ГДП-50 геологами поисково-съемочной экспедиции № 53 ГГП «Березовгеология» в 1989-94 гг. При интерпретации результатов работ использован обширный фактический материал, опирающийся на большой объем буровых работ (около 300 тыс.м бурения), геофизические исследования масштаба 1:50000 – 1:2000 (грави-, магнито-, электроразведка), геохимические, в т.ч. гидрогеохимические поиски, специализированные работы (радиометрические, гамма-спектрометрические и прочие поиски).

Исследуемый район (лист N-47-37) расположен в бассейне р.Агул, в значительной степени выполнен вулканитами Агульского прогиба, расположенного между Бирюсин-

ской и Канской глыбами В.Саяна, что и предопределило многоплановость геологического строения района и сложность истории его геологического развития.

Опираясь на современные представления развития окраинных областей древних платформ, анализируя геолого-тектоническую позицию изученного региона, нами в его пределах выделяются несколько структурных этажей (структурно-вещественных комплексов - СВК), сформировавшихся в определенные этапы развития региона.

Наиболее древним среди них является архей-нижнепротерозойский СВК, сформировавшийся в беломоро-карельскую эпоху. Следующим по возрасту является позднепротерозойский (рифейский) СВК, производный гренвильско-байкальской эпохи. Силур-девонский СВК формировался в эпоху каледонско-герцинского тектогенеза на гетерогенном архей-протерозойском основании.

Современный - киммерийский СВК представлен продуктами разрушения ранее образованных комплексов.

Метаморфические образования архей-нижнепротерозойского СВК, выполнявшие древний протогеосинклинальный бассейн и сохранившиеся в пределах Кахтарминского и Седелочного выступа Агульского прогиба, представляли собой первично вулканогенно-осадочные отложения риолитового и риолит-базальтового состава метаморфизованных до амфиболитовой и гранулитовой фаций хайламинской серии, что свидетельствует об эвгеосинклинальном режиме осадконакопления. В первом приближении можно предположить существование на данной территории в архей-нижнепротерозойское время стратовулкана, производные которого заполняли эвгеосинклинальный прогиб.

В конце архей-нижнепротерозойского этапа произошло общее воздымание территории с превращением ее в консолидированную складчатую область с частыми импульсами тектонических подвижек и образованием складок различных порядков.

В процессе позднепротерозойского (рифейского) этапа, характеризующегося интенсивным проявлением процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, сформировались огромные массы палингенно-метасоматических гранитоидов саянского комплекса, сопровождавшихся формированием гранито-гнейсовых куполов и сопряженный с ними процесс образования метасоматических пород средне-основного состава в нижележащей зоне дегранитизации (арбанский комплекс). Палингенно-метасоматические гранитоиды в наиболее активных участках представлены палингенно-анатектическими плутонами (Березовский массив). В заключительный этап гранитизации, в ходе формирования подвижной магмы, образовались интрузивно-анатектические плутоны кварцевых щелочных сиенитов Таганского и Верхнекраснинского массивов.

До силур-девонского этапа развития региона территория представляет собой горную страну, разбитую на отдельные блоки, разделенные прогибами, представляющие собой межкупольные пространства с относительно стабильным режимом. Силур-девонский этап характеризуется интенсивной вулканической деятельностью с формированием сложнопостроенной вулканогенно-осадочной толщи агульской серии (янгозинская, имирская свиты) с перекрывающими ее конгломератами ассафьевской свиты и толеитовыми базальтами тайбинской свиты. В начале периода заметна тенденция к растяжению и приоткрыванию тектонических трещин, что способствовало интенсивной вулканической деятельности, являющейся заключительным этапом развития очагово-купольных структур. Образование чехла вулканитов началось с деятельности либо крупного щитового вулкана, либо серии трещинных вулканов. Состав вулканитов этого периода довольно однороден – это лавы и туфы базальтов, андезито-базальтов, андезитов. К окончанию деятельности щитового вулкана процесс лавоизлияния в условиях сжатия был приостановлен на время, достаточное для формирования локальных магматических очагов, способных к ассимиляции вмещающих пород древнего основания, что привело к формированию нескольких стратовулканов с установленными кальдерами обрушения, расположенными над центральными частями гранито-гнейсовых куполов (очагово-купольные структуры) со специфическим

набором анатектических вулканов андезито-дацитового, риолитового, трахириолитового составов. Высокая вязкость кислых лав в условиях сжатия способствовала образованию большого количества интрузивных субвулканических тел пестрого состава, вплоть до микрогранитов.

Смена тектонического режима – условия сжатия сменились на условия растяжения – привела к подновлению всех тектонических структур, формированию вулканов трещинного типа и излиянию лав основного, реже среднего состава, с подчиненным количеством туфового материала.

В этот период на западе площади происходило формирование Кунгусского грабена, выполненного грубообломочными отложениями ассафьевской свиты. Состав отложений свиты закономерно меняется от производных метаморфитов в низах разреза до обломков вулканомиктовых пород – в верхах.

В заключительную стадию силур-девонского этапа на фоне блоковых подвижек в среднедевонское время, особенно в зоне влияния Канско-Онотской глубинной структуры, сформированы толщи лав толеитовых базальтов тайбинской свиты, перекрывающие осадки Кунгусского грабена.

На современном этапе истории геологического развития район представляет собой горную страну, область завершенной складчатости, эпейрогенические движения в пределах которой способствовали формированию сложнопостроенных речных долин с террасами I, II, III и более высоких порядков.

## ОБРАЗОВАНИЕ МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ЛАТЕРИТОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.А. Епифанов
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

На северо-востоке Сибирской платформы к настоящему времени установлено более полутора десятков мелких и средних проявлений *мел-палеогеновых* аллит-бокситовых пород. Проявления объединяются в 5 самостоятельных рудных районов - Эриечкинский, Котуй-Маймечинский, Мойеро-Аргасалинский, Эбеляхский и Далдыно-Мархинский, которые удалены друг от друга на различные, иногда значительные (до 600 км) расстояния. Анализ геологического строения региона позволяет выделить в размещении рудных районов ряд закономерностей.

1. Все они располагаются в пределах положительной пликативной структуры 1 порядка - Анабаро-Оленекской антеклизы.
2. Общая структурно-тектоническая позиция характеризуется размещением районов: а) в зонах сочленения антеклизы с однопорядковыми ей отрицательными структурами - Тунгусской синеклизой и Лено-Хатангским перикратоном; б) в зонах сочленения входящих в антеклизу разнознаковых пликативных структур 2 порядка, а именно, Анабарского свода и наложенных мезозойско-кайнозойских Аганылийской, Маймечинской и Муруктинской впадин.
3. Локальная структурно-тектоническая позиция выражена не менее отчетливо - все районы проявления латеритных кор выветривания пространственно связаны с положительными пликативными структурами 3 порядка - поднятиями (Ледянско-Котуйским, Ессейским, Эбеляхским), валами (Серкимским и Арга-Салинским) и смыкающим крылом Далдынской флексуры.

4. Рудоносные объекты всегда связаны с длительно существующими зонами глубинных разломов, которые наследуют зоны линейных структурных элементов рельефа кровли мантии - Саяно-Таймырский и Анабаро-Мирнинский мегавалы, Арга-Салинский и Айхальский валы.
5. Субстратом для формирования аллит-бокситовых пород являлись *триасовые* экструзивные, эффузивные и интрузивные породы траповой (возможно, и трахибазальтовой) формации, расположенные в пределах провинций щелочных и (или) щелочно-ультраосновных пород среднепалеозойского-мезозойского возраста.
6. Все районы характеризуются расположением в зонах развития разновозрастных рифогенных пород *кембрия* и могут быть "привязаны" к конкретным региональным рифовым постройкам: Эриечкинский, Котуй-Маймечинский и отчасти Мойеро-Аргасалинский районы - к зоне развития пород Якутского барьерного рифа, Мойеро-Аргасалинский - к Якутскому и причлененному к нему более позднему Чукукскому барьерным рифам, Далдыно-Мархинский район - к Чукукскому (надстроившему Якутский) барьерному комплексу, а Эбеляхский - к полю развития пород Чукукского. При этом, если в четырех районах (в Прианабарье) закарстованные рифогенные карбонаты являются рудовмещающими, то в Далдыно-Мархинском районе бокситы хотя и залегают по разрезу непосредственно над рифами, расположены среди перекрывающих рифовый барьер глинисто-карбонатных пород мощностью около 600 м.
7. В хорошо изученных районах устанавливается, что бокситорудные участки тяготеют к зонам фациальных переходов отложений литофаций собственно рифовых в породы литофаций открытого палеоморя, т.е. к передовым склонам рифов.
8. Размещение рудоносных территорий имеет четко выраженный структурно-гидрогеологический контроль. Карстовые бокситопроявления расположены: а) на границах гидрогеологических бассейнов (Эриечкинский - на границе Котуйского и Хатангского бассейнов, Эбеляхский - Оленекского и Хатангского, Далдыно-Мархинский - Оленекского и Тунгусского), б) внутри бассейнов, но обязательно на границах гидрогеологических районов (Котуй-Маймечинский и западная часть Мойеро-Аргасалинского - на границе Мойерокского и Нижнекотуйского районов Котуйского бассейна, а основная часть Мойеро-Аргасалинского - на границе Мархинского и Среднеоленекского районов Оленекского бассейна).

Таким образом, ***все*** бокситоносные районы северо-востока платформы характеризуются: расположением в пределах антеклизы; приуроченностью к зонам сочленения пликативных структур разного масштаба; пространственной связью с долгоживущими зонами разломов; размещением в щелочных провинциях с траппами; совпадением с зонами распространения древних барьерных рифовых построек и приуроченностью к их передовым склонам; расположением на границах гидрогеологических районов или бассейнов.

Поскольку любой геологический объект земного происхождения (в данном случае район оруденения) находится в причинно-следственных связях с геологическим строением места своего расположения, то выявленное сходство в строении территорий размещения удаленных друг от друга объектов обозначает общегеологические необходимо-достаточные условия их формирования. Анализ последних может "пролить свет" на происхождение латеритов региона.

Прежде всего, следует отметить, что постоянная пространственная связь бокситопроявлений с закарстованными рифами позволяет в рассматриваемом регионе выделить новый, отсутствующий в современных классификациях [1, 2], тип *рифогенно-карстовых платформенных* бокситов.

Существенная разница во времени между образованием рифов (кембрий), проявлением основного магматизма - субстрата для руд (триас), и эпохой бокситообразования (мел-палеоген) свидетельствует о принципиальном отличии генезиса рассматриваемых проявлений от формирования рифогенно-карстовых *геосинклинальных* бокситов (которое происходило близко одновременно с рифообразованием и было синхронно вулканизму [1]). Кроме того, ситуация в Далдыно-Мархинском районе свидетельствует, что в локализации бокситов рифо-

вые сооружения играют роль не столько рудовмещающую (свойственную геосинклинальному типу), сколько рудоконтролирующую.

Постоянное совпадение зон барьерных рифов с пограничными зонами разноранговых гидрогеологических структур позволяет рассматривать первые как "подземные водоразделы" вторых. При этом передовые склоны барьерных рифов, сложеные грубокластическим материалом и облегаемые задранными кверху горизонтами карбонатно-глинистых отложений бассейновых фаций (водоупорами), представляют собой естественные дренажные системы.

Отчетливая приуроченность аллито- и бокситопроявлений к границам гидрогеологических структур может свидетельствовать о рудоформирующей роли глубинных вод осадочного чехла, ибо именно эти зоны являются главными путями направленного потока газонасыщенных *напорных катагенных* вод, в то время как для метеорных вод путями миграции (дренажа) могут быть любые проницаемые участки земной поверхности.

Напорное состояние глубинных вод возникало в период формирования Верхоянской складчатой области, расположенной поблизости к востоку от региона. Катагенная природа (а следовательно, насыщеннось $CO_2$ при декарбонатизации) глубинных вод обеспечивалась региональным метаморфизмом многокилометровых толщ карбонатно-глинистых осадков, которые к этому времени заполнили бассейновые акватории кембрийского палеоморя, и были перекрыты мощным чехлом пермских и юрских терригенных пород.

Становление Верхоянской складчатой системы инициировало подвижки в фундаменте прилегающей части платформы, в результате чего активизировались древние глубинные разломы осадочного чехла, а расположенные над ними зоны барьерных рифов были дополнительно дислоцированы (первые интенсивные дислокации произошли в триасе в период становления щелочных интрузий и траппового магматизма).

Время формирования складчатости захватывает меловую эпоху, и в этот же период (мел-палеоген) происходит образование бокситов.

Итак, в пространстве и времени совпали:

- дислоцированность (повышенная проницаемость) рифов в местах их сочетания с зонами глубинных разломов;
- напорное состояние катагенных углекислых вод, а следовательно, их движение кверху по главным путям миграции (передовым склонам рифовых барьеров) на границах гидрогеологических районов;
- образование латеритных кор выветривания на траппах в щелочных провинциях.

Экспериментами по латеритизации базальтов при температурах от 35 до 52°С [3] показано, что из ряда использованных агентов вьщелачивания (3% раствор серной кислоты, гуминовая кислота, дистиллированная вода, водяной пар под давлением, растворенная в воде двуокись углерода, водные растворы щелочных карбонатов) лишь щелочные карбонаты и в меньшей степени двуокись углерода вызывают заметное уменьшение кремнезема и увеличение глинозема. При этом отмечается, что роль $CO_2$ весьма существенна, т.к. ключом к процессу латеритизации являются щелочные карбонаты, образование которых обусловлено наличием свободных щелочных радикалов и двуокиси углерода.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что на северо-востоке Сибирской платформы в конце мезозоя существовали оптимальные условия для образования латеритов по указанной модели. Щелочная специализация магматизма обеспечивала присутствие в глубинных водах щелочей, состав и мощность пород осадочного чехла способствовали интенсивному высвобождению двуокиси углерода, а напорный характер движения вод формировал относительно длительную, направленную миграцию газово-жидкого флюида к земной поверхности, в места расположения траппов. Здесь происходила разгрузка агрессивных вод и уже в кислородной обстановке зоны гипергенеза осуществлялась латеритизация пород. Для стока прореагировавших агентов выветривания наиболее благоприятными были краевые части положительных форм рельефа дневной поверхности, часто обеспечиваемые "оживлением" мелких положительных пликативных структур. Именно в этих зонах краевых частей положи-

тельных морфоструктур рельефа (останцов) и сейчас располагаются известные латеритные коры выветривания и бокситоносный карст.

Литература

1. Горецкий Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
2. Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.
3. Rao T. V. M. A study of bauxite. // Min. Mag. 1928. - V.21. - P.407-430.

# КОМПЬЮТЕРНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ БАЗЫ ДАННЫХ ПО ТОРФЯНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ

К.А. Жуков, М.В. Попова, Е.И. Никитина
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Западно-Сибирская торфяная провинция является одним из крупнейших торфяных регионов мира. Процессы обогащения торфов минеральным веществом и преобразование обусловили накопление промышленно значимых запасов болотных фосфатов, карбонатов и других полезных ископаемых [1].

С учетом значительного объема первичной информации по торфяным месторождениям большую практическую ценность приобретает задача классификации накопленной информации и создание эффективных средств ее использования. Решить эту задачу призвана система управления базами данных (СУБД) по торфяным месторождениям PeatOcc. Предпосылками для создания базы данных послужили многолетние исследования и обширный фактический материал по торфам Западно-Сибирской торфяной провинции, накопленный в Сибирском научно-исследовательском институте геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС).

База данных содержит полную информацию о торфяном месторождении: его географическую, геологическую и экономическую характеристики, а также данные о качественном и количественном составах торфяной залежи, включая химический состав торфа, органо-минерального образования (ОМО), сапропели, субстрата и сопутствующих полезных ископаемых. Информация, заносимая в базу данных, систематизирована на основе "паспорта месторождения", расширенного и усовершенствованного применительно к торфяным месторождениям.

В связи с тем, что при анализе геологической информации немаловажную роль играют сведения об источниках этой информации, в базе данных реализованы самостоятельные справочно-информационные подсистемы двух типов: СУБД по текстовым материалам (к которым относятся справочники, геологические отчеты, статьи, паспорта месторождений, полевые дневники и др.) и СУБД по лабораториям, выполнивших анализы. Структура базы данных и взаимодействие ее основных составных частей показано на рис.1.

Физико-географическая характеристика включает в себя название месторождения, административную, географическую и топографическую привязки, сведения об охранных мерах. Особое значение в этой части имеют географические координаты месторождения, позволяющие организовать на основе базы данных PeatOcc геоинформационную систему (ГИС).

Основная характеристика месторождения включает в себя данные о минерагенической принадлежности месторождения и его типе, геологическом и геоморфологическом положении месторождения, гидрогеологии, ландшафте, растительности, а также общие

сведения о месторождении (площадь, мощность, химический состав и др.), его строении и составе, характеристику торфяной залежи.

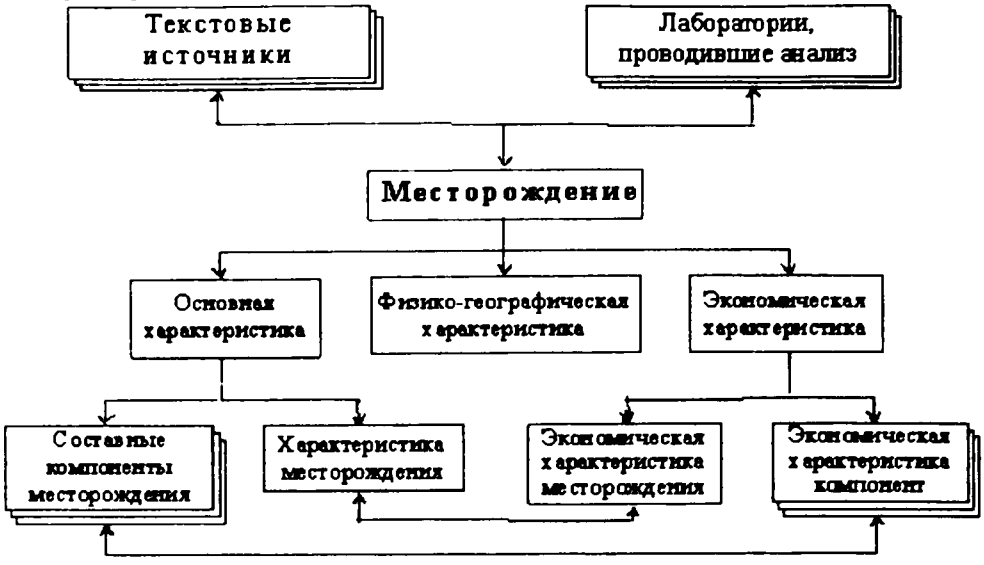



Рис.1. Структура базы данных по торфяным месторождениям.

В экономической характеристике месторождения приводятся данные по степени и категориям изученности торфа, запасы и ресурсы торфа и других сопутствующих полезных ископаемых, направления использования сырья.

Следующим шагом в накоплении информации по торфяному месторождению является переход к более низкому уровню геологической информации, на котором вводятся и обрабатываются данные о более мелких объектах анализа, входящих в состав месторождения: участках, профилях, скважинах, выработках и образцах. Схема иерархии геологических объектов показана на рис.2.

Основными задачами, решать которые призвана база данных PeatOcc, являются поиск и предоставление сведений о месторождении, формирование статистических сводок по некоторому условию поиска, а также подготовка данных для обработки независимыми статистическими геохимическими программными пакетами [2].

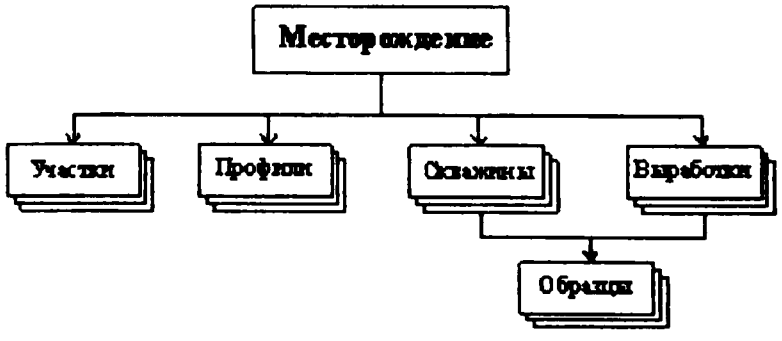



Рис.2. Иерархическая организация данных по геологическим объектам.

База данных реализована в системах FoxPro 2.5 и Visual FoxPro 5. Она состоит из нескольких файлов формата DBF, связь между которыми осуществляется через уникальные для каждого торфяного месторождения *идентификаторы месторождения*. Выделя-

ется основной файл, каждая запись которого описывает отдельное месторождение и дополнительные файлы, содержащие множественные элементы данных.

База данных по торфяным месторождениям может быть использована организациями потребителями (геологическими комитетами, агропромышленными предприятиями федерального и местного значения и т.д.) при геологическом изучении, экономической и экологической оценке торфяных месторождений при разработке их для получения сельскохозяйственных удобрений, строительных материалов, бытового топлива и т.д.; при специализированных геохимических исследованиях минерагенического потенциала торфяных месторождений как для региона в целом, так и для отдельно взятых субъектов федерации.

Литература

1. Бгатов В.И. (ред.) Торфовивианиты Западной Сибири. - Новосибирск - Наука, 1986. - 128 с.
2. Берилко В.И., Свиньин В.Ф., Жуков К.А. Разработка и внедрение геоинформационных компьютерных технологий в СНИИГГиМСе. // Сибирский институт геологии, геофизики и минерального сырья за 40 лет (1957-1997). Т.1. - Новосибирск, 1997. - С.196-200.

## СЛЕДЫ ЭВСТАТИКИ В ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА

В.А. Захаров [1], Б.Н. Шурыгин[1], О.В. Пинус[2]
[1]Институт геологии нефти и газа ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск
[2]Университет Нью Гемпшира, г. Дюрам

**Введение.** В основе парадигмы секвентной стратиграфии лежит представление о периодическом изменении уровня моря в геологическом прошлом и ведущей роли эвстатики мирового океана в этом процессе. Однако среди специалистов все еще нет единодушия в отношении возможности уверенно выделить эвстатический сигнал из реконструируемых кривых относительного изменения уровня моря различных древних седиментационных бассейнов [10]. Под эвстатикой мы понимаем изменение уровня моря, обусловленное изменением равновесия системы "общий объем океанических бассейнов - общий объем океанической воды" [11]. Для выделения эвстатического сигнала на кривых относительного изменения уровня моря, построенных для юры Западной Сибири, были использованы количественная кривая эвстатических изменений уровня моря для средне- и позднеюрского этапа по разрезам Русской платформы [12] и раннеюрская часть эвстатической кривой, построенной по пассивным континентальным окраинам Б.Хаком с соавторами [9]. Конечной целью являлась оценка влияния эвстатического фактора при формировании юрской осадочной толщи Западной Сибири, а также оценка потенциала эвстатических кривых для внутри и межрегиональных корреляций, возможностей их использования для реконструкций динамики заполнения изучаемого осадочного бассейна и раскрытия закономерностей истории формирования осадочного чехла Западной Сибири.

**Материал и методы исследований.** В качестве главных объектов исследования были выбраны разрезы юрских толщ по юго-востоку Западной Сибири (Томские и Новосибирские земли). Были использованы опубликованные и вновь полученные данные детальных биостратиграфических заключений о геологическом возрасте отложений; результаты лито- и биофациального анализа и палеогеографические реконструкции по векам юрского периода для указанных и окружающих территорий [1, 6, 7 и др.]. Проанализированы закономерности латерального и вертикального распределения толщ по нескольким региональным субширотным сейсмопрофилям (РП-4, РП-9, R-1) и материалы ГИС многих

десятков скважин по югу Западной Сибири. Сиквенсы и системные тракты были выделены на основе анализа архитектуры и внутренней структуры клиноформных тел; седиментационных поверхностей и особенностей литологического состава пород. При этом использовались общеизвестные к настоящему времени приемы и терминология [8 и др.]. Все эти методы, естественно, использовались в комплексе.

**Основные черты геологического строения юрской толщи Западно-Сибирского осадочного бассейна.** В строении осадочного чехла Западной Сибири довольно определенно намечается последовательность горизонтов, характеризующихся то преимущественно песчаным, то глинистым составом. При этом циклическое строение в ранних публикациях объясняли преимущественно с Т-Р позиций [2, 3], а позднее с привлечением эвстатики [4, 5, 7 и др.]. В соответствии с концепцией секвентной стратиграфии осадочные последовательности состоят из системных трактов низкого стояния (LST), трансгрессивных трактов (TST) и трактов высокого стояния (HST) [8]. В глинистых горизонтах изученной нами юрской толщи Западной Сибири представлены преимущественно TST и HST, в песчаных- LST. Первые хорошо выдержаны по латерали на большой территории Западно-Сибирской равнины и являются конденсированными горизонтами, сформировавшимися во время максимума трансгрессий и высоких стояний уровня моря. В нижней юре - это левинский, китербютский, лайдинский, леонтьевский горизонты, в верхней юре - нижневасюганский подгоризонт, глинистая часть георгиевского горизонта и битуминозный баженовский горизонт. Песчаные горизонты нижней и средней юры: зимний, шараповский, надояхский, вымский и мальшевский, между глинистыми реперами, также хорошо трассируются в Сибири по латерали. В верхней юре песчаные пласты иногда сливаются или, наоборот, распадаются благодаря расклиниванию глинистыми пропластками, или замещаются по латерали толщей глинисто-алевритового состава (средняя и верхняя часть васюганского, низы георгиевского горизонтов).

**Описание Т-Р кривых.** На основе анализа закономерной смены горизонтов разного вещественного состава в юрском периоде выделено 9 значимых Т-Р циклов разного порядка. В ранней юре установлено 2 Т-Р цикла, по-видимому, второго порядка, в средней - 3 цикла также второго порядка, в поздней – 4 (рис.1, 2). Таким образом, во времени прослеживается возрастание частоты значимых Т-Р событий. Это заключение следует рассматривать, как предварительное, учитывая менее детальную изученность толщ раннесреднеюрского возраста. Сравнение характера кривых по эпохам показывает, что временной диапазон Т-событий (судя по циклам 2 порядка без учета влияния регионального погружения) изменяется слабо, а Р-событий в целом сокращается, но на ранне- и среднеюрском этапах менее закономерно, чем на позднеюрском. Два наиболее крупных раннеюрских Т-события (левинское и китербютское) слабо отличаются друг от друга временным масштабом (рис.1): китербютское лишь немного более продолжительно и ярче выражено в пространстве. Его следы хорошо прослеживаются почти на всей территории Западной Сибири и установлены в разрезах северного и восточного обрамления Сибирской платформы. Аналоги китербютского Т-события в виде сланцевых, нередко черносланцевых, толщ раннетоарского возраста прослеживаются за пределами Сибири по всему северному полушарию: в Западной Европе - на юге Германии, во Франции, в Северном море и в Северной Америке – Канаде и севере Аляски. В средней юре заметна тенденция к увеличению латерального масштаба трансгрессий от лайдинской (аален), через леонтьевскую (байос) и до ранневасюганской (поздний бат-ранний келловей). Все три среднеюрских трансгрессивных акта состоялись на фоне постепенно развивавшейся региональной трансгрессии (рис.1, 2).

На ранневасюганском этапе (келловей- ранний оксфорд) установлены следы трех Т- событий, и еще два в среднем и позднем оксфорде. Наиболее широкая и долговременная трансгрессия отмечена на границе келловея и оксфорда. На территории Западной Сибири она охватила площадь более 2 млн. км$^2$. На границе раннего и среднего оксфорда от-

мечается значительная регрессия, результат которой фиксируется углем или межугольной толщей в среднем оксфорде Однако самая обширная трансгрессия произошла в конце юрского периода, в волжском веке, когда морские воды покрыли более 3 млн. км$^2$ (рис.2). Следы этой максимальной в поздней юре киммериджско–волжской трансгрессии в виде черносланцевых высокобитуминозных толщ установлены на большой территории в Северном полушарии [6]

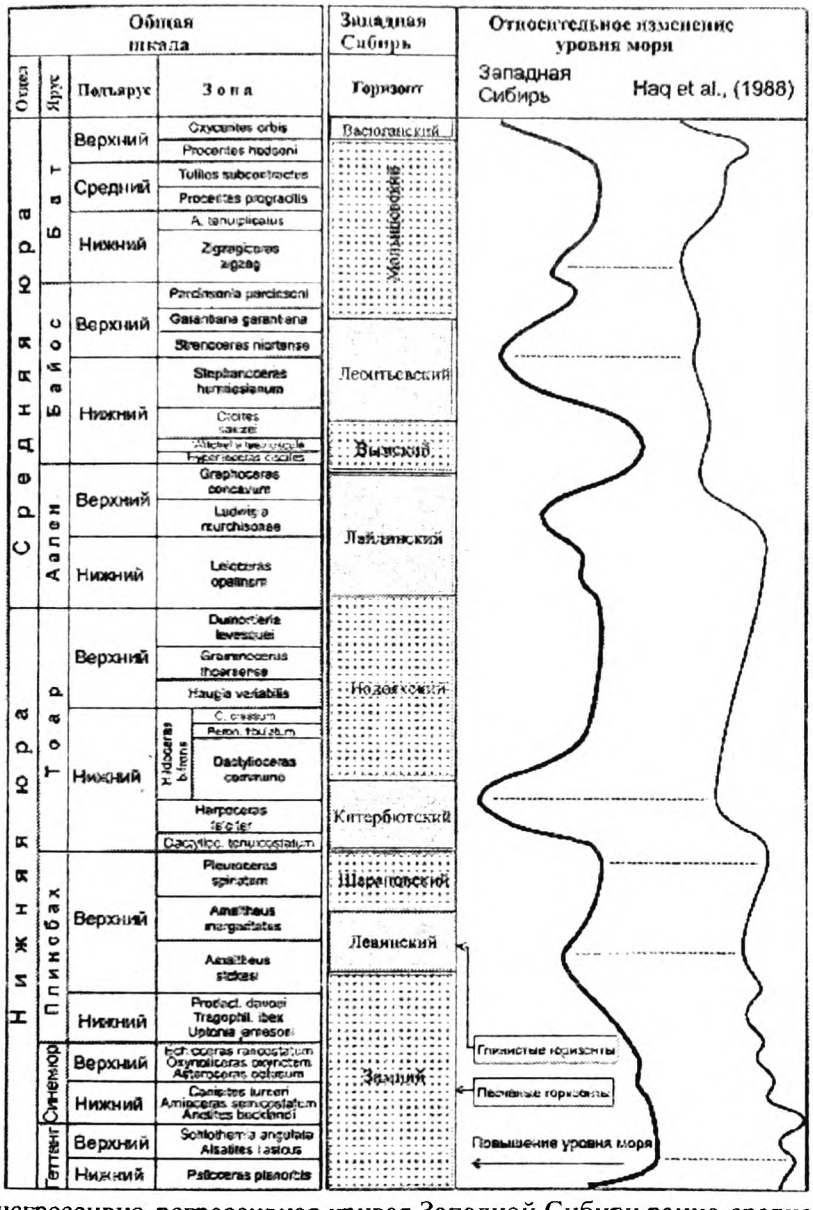



Рис.1. Трансгрессивно-регрессивная кривая Западной Сибири ранне-среднеюрский этап).

**Корреляция Т-Р кривой Западной Сибири и кривой эвстатики.** При сравнении характера Т-Р кривой Западной Сибири и кривой эвстатики [9, 12] мирового океана по временным уровням устанавливается определенная корреляция этих кривых, что позволяет сделать вывод относительно природы Т-Р кривой в юре Западной Сибири (рис.1, 2). Как можно видеть на рисунке, обе кривые имеют в целом хорошую корреляцию. Совпадения в характере кривых отмечаются для самого начала юры, для левинского и китербютского Т-Р событий. Слабая корреляция отмечена для леонтьевского и лайдинского Т-

событий. Очень хорошо коррелируется эвстатический подъем в раннем келловее со среднеюрским ранневасюганским Т-событием, подъем на границе келловея и оксфорда с обширной средневасюганской трансгрессией в Западной Сибири, которая сменяется не менее значительной регрессией на границе раннего и среднего оксфорда. Хорошо заметно полное совпадение Т-Р событий с эвстатической кривой в оксфорде [12]. Очевидного совпадения нет только в киммеридже и волжском веке, что является следствием регионального тектонического погружения Западно-Сибирской плиты в конце юры и самом начале мела.

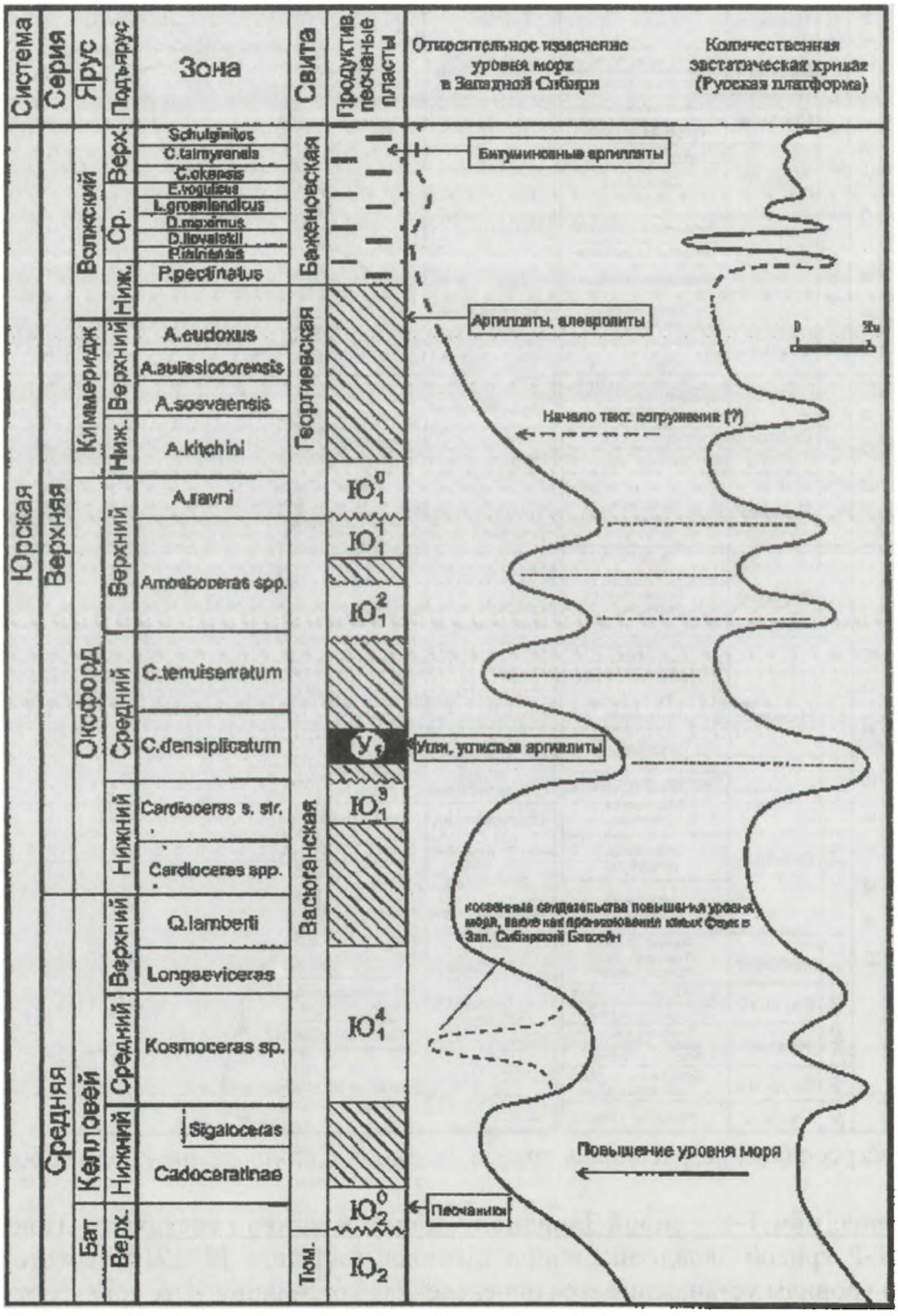



Рис. 2. Трансгрессивно-регрессивная кривая Западной Сибири (позднеюрский этап).

**Природа Т-Р кривой Западно-Сибирского осадочного бассейна.** Многочисленные совпадения в характере Т-Р кривой и кривой эвстатики свидетельствуют о единой природе

описанных явлений. Поскольку сравниваемые с Западносибирскими кривые построены на материале пассивных окраин (Северная Атлантика) и стабильных кратонов (Русская и Сибирская платформы), то они в полной мере отражают эвстатический эффект. Стало быть, те интервалы юрской и раннемеловой Т-Р кривой Западной Сибири, которые четко коррелируются с кривой эвстатики мирового океана, также отражают влияние глобальных эвстатических процессов, в значительной мере контролировавших в течение юры режим осадконакопления в Западной Сибири. Однако не все Т-Р эпизоды могут быть связаны с эвстатикой. Наиболее яркое несовпадение кривых, отмеченное для конца юрского периода, можно объяснить региональным тектоническим погружением. Но даже этот эпизод погружения Западно-Сибирской плиты сопровождался подъемом вод, по крайней мере, в пределах Северной Атлантики, поскольку черносланцевый клин киммериджского и волжского возраста, как правило битуминозных отложений, широко распространен в западном направлении: на карской и баренцевоморской плитах, в Северном море и его обрамлении, на ЗФИ и Шпицбергене и севере Гренландии (Земля Пири), а также к востоку от Западной Сибири до побережья моря Лаптевых. Любопытно, что битуминозность отмечается в среднетитонской толще нефтеносного бассейна Мендосы и Неукена Аргентины. В других случаях, например, китербютский и леонтьевский эпизоды, региональное погружение совпало с незначительным эвстатическим подъемом, усилив трансгрессивный эффект (рис.1).

**Выводы.** Впервые на высокоразрешающей хроностратиграфической основе построена Т-Р кривая для юры Западно-Сибирского седиментационного бассейна. В этом интервале выделено 9 значимых Т-Р событий: 2 – в ранней юре, 3 –в средней, 4 –в поздней. Большая часть Т-Р циклов хорошо коррелируется с кривыми эвстатики. Отмечено возрастание частоты колебаний уровня моря с сокращением во времени регрессивного «плеча» циклов. Следы значимых в юре Западной Сибири Т-Р событий прослежены за ее пределами, как в соседних регионах, так и на других континентах северного полушария (китербютское Т-событие, вымско-леонтьевское Т-Р событие, средневасюганское Р-событие, баженовское Т-событие.

Работы выполнялись при поддержке NSF (EAR 9614752).

Литература.

1. Брадучан Ю.В. Биостратиграфические аспекты верхнеюрских отложений Западной Сибири. // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1987. - С.34-44.
2. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.:Гостоптехиздат, 1958. - 324 с.
3. Карогодин Ю.Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., Недра, 1974. - 176 с.
4. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. – 679 с.
5. Нежданов А.А. Теоретические проблемы седиментационной цикличности.// Литмологические закономерности размещения резервуаров и залежей углеводородов. Новосибирск, Наука, 1990. - С.80-108.
6. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. Новосибирск, Наука, 1983. - 188 с.
7. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Ильина В.И., Москвин В.И. Проблемы стратиграфии нижней и средней юры юго-востока Западной Сибири. // Геол.и геофиз. 1995. N11. - С.34-51.
8. Emery D., Myers K. Sequence stratigraphy. Cambridge, Blackwell Science,1996. - 297 p.
9. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change// Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Tulsa, 1988, Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Pub. N42. - P.71-108.
10. Miall A. The geology of stratigraphic sequences. N.-Y., Springer-Verlag, 1996. - 433 p.
11. Sahagian D.L., Watts A.B. Introduction to the special volume on measurement, causes and consequences of long term sea level changes// J. Geophys. Res., 1991, v. 96. - P.6585-6590.
12. Sahagian D.L., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: Zonal resolution// AAPG Bull., 1996, v.80, N9. - P.1433-1458.

# РАСЧЛЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОКЕМБРИЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.А. Зыбин
ГП "Запсибгеолсъемка", п. Елань

Древние существенно карбонатные толщи Горного Алтая ранее выделялись в качестве двух серий (формаций, свит): баратальской н каянчинской. В процессе крупномасштабных съемок появился ряд новых подразделений, которые при составлении Легенды к Геолкарте-200 (новая серия; 1997г.) были скоррелированы между собой, а их основные особенности излагаются ниже.

Большая часть карбонатных "массивов" отнесена к *баратальской серии*. Она повсеместно расчленена на две мощные толщи. Нижняя, *кремнисто-карбонатная толща* (кыркылинская и другие свиты), характеризуется специфическими темноцветнымн "битуминозными" (сероводородными) мраморизованными известняками и мраморами, нередко антраконитовидными среднекристаллическими, переслаивающимися с тонкими (до 15 см) темноцветными опаловидными силицилитами. Последние иногда, в свою очередь, содержат тончайшие слойки известняков. В подчиненном количестве встречаются доломиты и доломитистые мраморы, распределение которых резко неравномерное и линзовидно-пятнистое. Мощность толщи от 1800 до 2200 м. Она, в свою очередь, расчленяется на две подтолщи: нижнюю (мощностью до 1500 м), для которой характерны редкие, спорадически встречаемые слои силицилитов, и верхнюю (500-700 м) с частыми ритмично переслаивающимися силицилитами и мраморами, при явном преобладании последних. Кроме того, эту толщу характеризуют относительная чистота петрографического, химического и минералогического составов мраморизированных известняков и мраморов и довольно скудный спектр элементов-примесей в породах.

Верхняя часть серии, *известняково-доломитовая толща* (арбанаковская, сосновская и др. свиты) характеризуется значительной ролью строматолитовых, водорослевых и микрофитолитовых доломитов и известняков, часто формирующих мощные однородные горизонты, имеющие разные соотношения с теми же породами, но не содержащими органики. Во многих разрезах преобладают доломиты и известковые доломиты (р.Арбанак. р.Сосновая - приток р.Семы). В подчиненном количестве присутствуют обломочные карбонатные породы, кварциты, очень редко известково-глинистые и известковые песчаники. В некоторых разрезах (район лога Баратал) характерно желваково-прожилковое окремнение. Верхняя толща серии имеет более существенные латеральные изменения, заключающиеся в разных процентных соотношениях как карбонатных, так и резко подчиненных им терригенных пород. Доломиты, являющиеся основной разностью пород толщи, в подавляющем большинстве пепельно-серой окраски с причудливой узорчатой текстурой, обусловленной органическими остатками. Редко слабофосфатные. Мощность известняково-доломитовой толщи варьирует от 1200 до 2000 м. По многочисленным определениям водорослей, микрофитолитов и фитодериватов возраст верхней толщи датируется в основном вендом (западносибирским горизонтом, по Г.Н.Багмет).

Сероводородное заражение, существенно карбонатный состав пород нижней толщи отвечает условиям застойной обстановки внутрибассейновой седиментации, сравнительно глубоководной, с отсутствием вертикальной циркуляции воды и восстановительной средой придонного слоя. Появление крупных пачек водорослевых известняков и микрофитолитовых доломитов, следов перемыва и терригенных осадков в верхней толще серии свидетельствует об обмелении бассейна и поступлении материала с области сноса.

Взаимоотношения толщ баратальской серии стратиграфические, через переслаивание. В стратотипическом районе на границе толщ описаны существенно карбонатные

брекчии, указывающие на внутриформационный перерыв [2].

В пределах Кадринского и Катунского выступов карбонатные отложения баратальской серии несогласно и, вероятно, с большим перерывом перекрываются образованиями эсконгинской свиты венд-нижнекембрийского возраста.

*Эсконгинская свита* выделена из состава баратальской серии в Кадринском выступе [3], затем в Катунской зоне [1] и утверждена МСК в Региональной стратиграфической схеме в 1979 г.Свита характеризуется очень сложным вещественным составом и структурным взаимоотношением различных пород. На фоне доминирующей роли, особенно в низах свиты, карбонатных пород, часто грубообломочного характера (карбонатные брекчии, конгломераты, песчаники), в самых разных сочетаниях распространены кварциты, глинистые и глинисто-кремнистые хлоритизированные и серицитизированные сланцы, алевролиты, песчаники, сильно измененные туфы, туффиты, туфопесчаники, полимиктовые конгломераты, метапорфириты и порфироиды. При этом в верхах свиты несколько преобладают терригенные породы и сланцы.

Туповыклинивающийся линзовидный характер слоев, разнообразные сочетания пород, причем сформировавшихся в разных гидродинамических обстановках, сравнительно повышенное содержание водорослевых и микрофитолитовых построек, частые признаки внутриформационных перерывов и разрушения рифоподобных построек, а также проявления вулканизма, свидетельствуют о тектонической активности бассейна, возможном наличии олистостром или тектонической "перетасовки" отдельных горизонтов перед массовым проявлением базальтового вулканизма (манжерокская свита). Для отложений свиты характерен высокий динамометаморфизм.. Резкая фациальная изменчивость является главной особенностью эсконгинской свиты. Из литолого-минералогических особенностей карбонатных пород свиты следует отметить весьма невыдержанную их карбонатность (от 80 до 97 %), в тяжелой фракции - высокие содержания эпидота, легкая фракция резко невыдержанная по составу и количественным соотношениям минералов (кварца, полевых шпатов) и обломков пород. Геохимическими особенностями пород свиты являются повышенные содержания фосфора (до образования мелких тел кремнистых и карбонатных фосфоритов) и марганца.

В эсконгинской свите встречаются довольно разнообразные органические остатки: мелкораковинная фауна, радиолярии, спикулы губок, известковые водоросли, микрофитолиты, фитодериваты (определения Г.А.Карловой, А.А.Терлеева, Г.Н.Багмет, А.Г.Поспелова). Возраст по ним датируется как венд-раннекембрийский.

В заключение следует подчеркнуть, что довольно резкая смена состава всех трех уровней карбонатообразования, несомненно, указывает на резкую смену солевого состава морской воды, вызванной, вероятно, существенными климатическими изменениями. Поэтому указанные выше особенности толщ могут служить хорошими реперами для межрегиональной корреляции.

Литература

1. Гурский Г.В. К стратиграфии позднедокембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая. // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978, - С.3-9.

2. Зыбин В. А. О стратотипе баратальской серии Горного Алтая. // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985. - С.3-5.

3. Зыбин В.А. Стратиграфия верхнепротерозойских отложений юго-востока Горного Алтая. // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. - С.9-22.

# СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ХАРАУЛАХСКОЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕР ЯКУТИИ)

Л.П. Имаева
Институт геологических наук СО РАН, г. Якутск

Для обнаружения сейсмодислокаций (следов древних и современных землетрясений) использовался палеосейсмогеологический метод, одним из положений которого является выявление на аэрофото и космоснимках морфологических следов палео и современных землетрясений [4, 5]. При этом определялись: местоположение сейсмодислокаций, интенсивность (возможная магнитуда) землетрясения, при котором возникла дислокация, а также вероятное время ее возникновения, исходя из размеров дислокации, морфологической выраженности и типа первичных (сейсмотектонических) и вторичных (сейсмогравитационных) деформаций.

Для изучения дислокаций использовались геолого-структурные методы, при этом их возраст определялся качественно по их морфологической выраженности в рельефе. Критерием оценки возраста служила степень сохранности (выраженности в рельефе) остаточных сейсмогенных деформаций. Опыт изучения иркутскими сейсмогеологами подобных образований в Прибайкалье и Монголии [1, 2, 3] показывает, что в условиях активных экзодинамических процессов в высокогорных зонах большинство линейных систем таких нарушений сохраняется в продолжении сотен - первой тысячи лет.

Обнаружено четыре группы сейсмоструктур, представляющих совокупность различных по облику сейсмотектонических и сейсмогравитационных деформаций (рис.1).
**Кенгдейская** группа (I) объединяет 9 локальных сейсмогляциопроявлений в центральной части сопочного массива, расположенного между восточным бортом Кенгдейской впадины и побережьем губы Буор-Хая которые представлены локальными кулисообразнымиотрезками разломов протяженностью 200-500 м. Морфологически они выражены узкими рвообразными структурами, секущими в крест простирания водораздельные части хребтов на протяжении 2-3 км. В некоторых случаях мерзлотные процессы расширили их и придали облик оврагов.

**Кунгинская** группа (II) тяготеет к одноименному кряжу, обрамляющему Кунгинскую впадину с востока. Она включает три локальных проявления и крупную Корякинскую сейсмодислокацию.

Корякинская сейсмодислокация (1) примыкает к западному побережью губы Буор-Хая. Генетически она связана с разломом субширотного простирания правосдвиговой кинематики, который трассируется с моря в сторону континента на протяжении 5 км. От него в северо-восточном направлении ответвляется прямолинейный разлом длиной 5,5 км. Морфологически наиболее ярко выражен его южный фланг (длина 3 км) клинообразного облика. Сейсморов имеет крутые борта (более 60°), на поверхностях которых в коренных породах фиксируются многочисленные "зеркала скольжения" сбросо-сдвиговой кинематики. Расчетная магнитуда землетрясения, с которым может быть связано образование Корякинской сейсмогенной структуры, равна примерно 6,9.

**Хараулахская** группа (III) орографически приурочена к южному флангу одноименного хребта. Пространственно она тяготеет к эпицентральной зоне Булунских землетрясений 1927-1928 гг. с M=5,6-6,8. Здесь отмечено 8 крупных сейсмодислокаций (Буянкинская, Тюнгненинские, Дэк-Кадарская, Ойун-Юрэгенская, Баданг-Балаганская, Аата-Суохская и Бэрис) и 12 локальных сейсмотектонических и сейсмогравитационных проявлений.

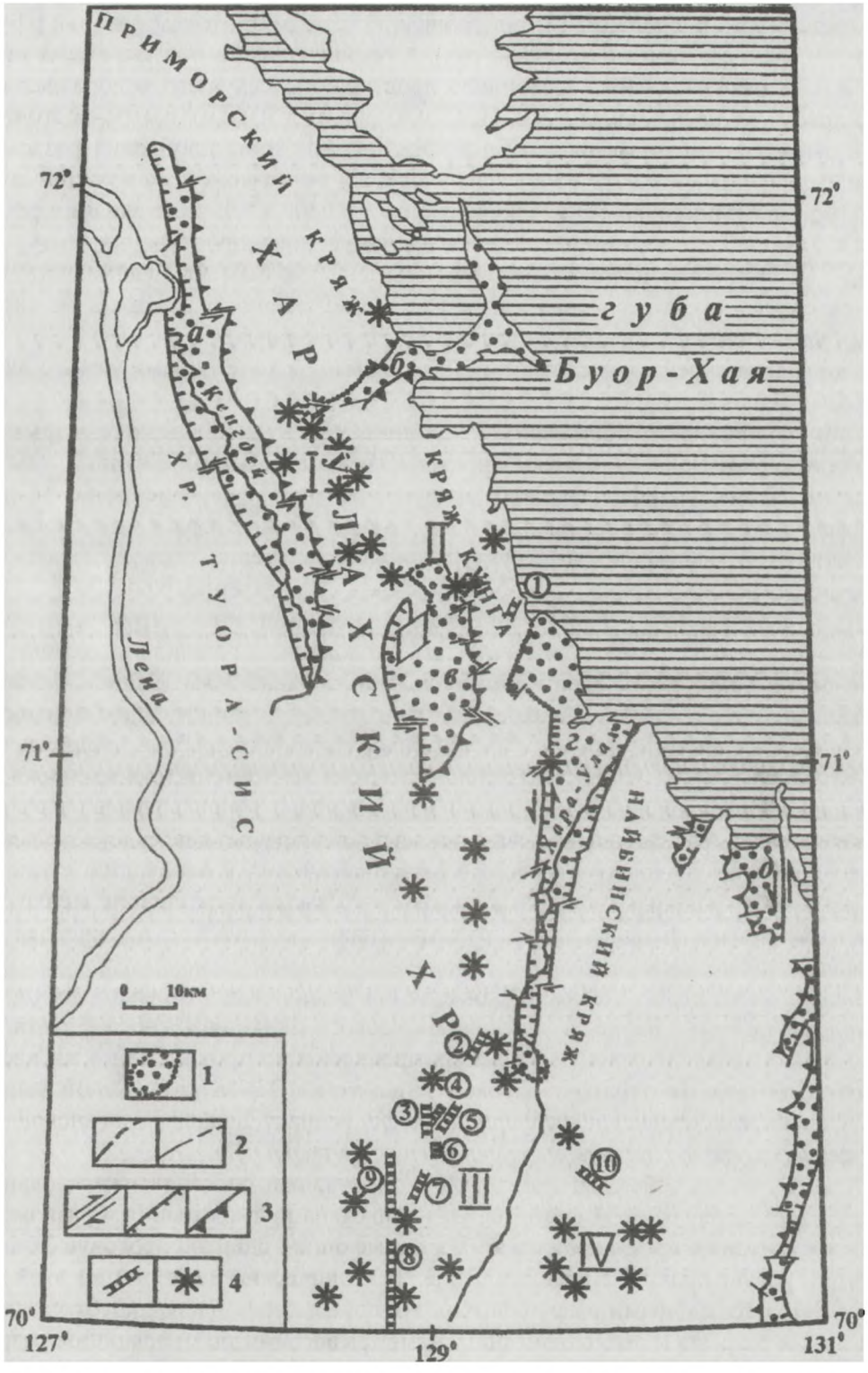



Рис.1. Схема расположения сейсмодислокаций Хараулакской зоны.

1 – кайнозойские впадины: а – Кенгдейская, б – Хорогорская, в – Кунгинская, г – Хараулахская, д – Найбинская; 2 – разломы: а –региональные и локальные; 3 – сдвиг, сбросы и надвиги соответственно, 4 – сейсмодислокации и сейсмопроявления. Группа дислокаций: I – Кенгдейская, II – Кунгинская, Ш – Хараулахская, IV – Богучанская. Сейсмодислокации (номера в кружках): 1 – Корякинская, 2 – Буянкинская, 3 – Тюнгненинская-I, 4 - Тюнгненинская-II, 5 – Дэк-Кадарская, 6 – Ойун-Юрегенская, 7 – Баданг-Балаганская, 8 – Аата-Суохская, 9 – Бэрис, 10 – Намганданская.

Буянкинская сейсмодислокация (2) приурочена к правым притокам низовья р.Буянки (левый приток среднего течения р.Хара-Улах). Морфологически она выражена прямолинейным участком разлома северо-восточного простирания, секущего водораздельные части горного хребта на протяжении 6 км. Наиболее свежо выглядит северо-восточный фланг этого разрыва, где наблюдается максимальная ширина зоны дробления разлома, составляющая 80 м. В нижней части водораздельного склона северной экспозиции дешифрируется сейсмогравитационный обвал площадью около 6400 м$^2$. В зоне влияния разлома фиксируются локальные оперяющие разрывы субширотного простирания, секущие отроги водораздельных хребтов и достигающие длины до 1 км. Возраст Буянкинской структуры определен сотней лет, а расчетная магнитуда землетрясения, с которым можно было бы связать образование это дислокации равна ориентировочно 6,9.

Тюнгненские сейсмодислокации (3,4) тяготеют к зоне динамического влияния Хараулахского разлома.

Они представляют собой серию прямолинейных кулисообразных разрывов субдолготного простирания длиной 8,5 км. Пространственное положение кулис и смещение водораздельных форм рельефа указывают на левосдвиговое перемещение вдоль трассы этого разлома с горизонтальной амплитудой, равной 80 м. Возраст дислокации согласно морфологической выраженности структуры оценен примерно первой тысячью лет. При этом магнитуда землетрясения, способного вызвать ее появление, равна 7,0.

Дэк-Кадарская (5) и Ойун-Юрэгэнская (16) сейсмогенные структуры и расположены в верховьях левых притоков р.Хара-Улах. Дислокации отчетливо выражены кулисообразными отрезками правого сдвига общей длиной порядка 7 км. Кулисы разлома имеют северо-западное простирание, близкое к субдолготному и ширину зоны влияния от 50 до 100 м. При пересечении вершинных частей водораздельных хребтов наблюдаются рвообразные структуры, подвергшиеся различной степени экзогенной препарировки. У подножья склонов противоположной экспозиции отмечаются крупноглыбовые осыпи. Наиболее морфологически выразительна центральная часть структуры, где водораздельный хребет разрушен практически до основания, его вершина снесена к основанию южного склона, где наблюдаются скальные оползни площадью ~90 тыс.м$^2$ и скопления мелко- и крупноглыбового материала. Возраст этой структуры оценен сотней лет, а расчетная магнитуда близка к 6,9.

Баданг-Балаганская сейсмодислокация (7) расположена в верховьях одноименной реки (правый приток р.Бэрис) в зоне динамического влияния южного фланга Хараулахских сдвиго-сбросов. Местные деформации проявлены на протяжении 4 км вдоль трассы субдолготного разлома сдвиго-сбросовой кинематики. Из-за сглаженной морфологической выраженности структурных форм рельефа, возраст Баданг-Балаганской структуры оценен первой тысячью лет, а возможная магнитуда равна 6,7.

Аата-Суохская сейсмодислокация (8) представляет собой активизированную часть южного фланга Хараулахской системы. Она выражена прямолинейным разломом субдолготного простирания протяженностью 7 км, имеющим сдвиго-сбросовую кинематику с амплитудой вертикального смещения 5-8 м. Тектонические деформации этой структуры представлены масштабными разрушениями водораздельных частей хребтов по трассе основной линии разрыва и скальными оползнями, развитыми по оперяющим разрывам. Вероятная магнитуда землетрясения, с которой можно было бы связать возникновение этой структуры, равна 7,0. Возраст дислокации оценен сотней лет.

Сейсмодислокация Бэрис (9) является северным продолжением Аата-Суохской сейсмогенной структуры по трассе Хараулахского разлома (рис.2). Она представлена прямолинейным секущим разрывом субдолготного простирания длиной 12 км, со сдвиго-сбросовым кинематическим типом движения. Смещения некоторых форм рельефа указывают на их преобладающий правобоковый характер. При натурных наблюдениях обнаружено, что разлом представляет собой систему рвов шириной 10-15 м. На склонах и вер-

шинах водоразделов он выражен в виде ложбин шириной 4-6 м, внутри которых встречаются обломки аргиллитов и песчаников, перетертых в мелкую крошку. Края рвов-ложбин поднимаются крутыми (80-90°) отвесными стенками над их днищем на 2-2,5 м и сложены преимущественно обломками окварцованных плотных песчаников. Направление движения крыльев данного разрыва

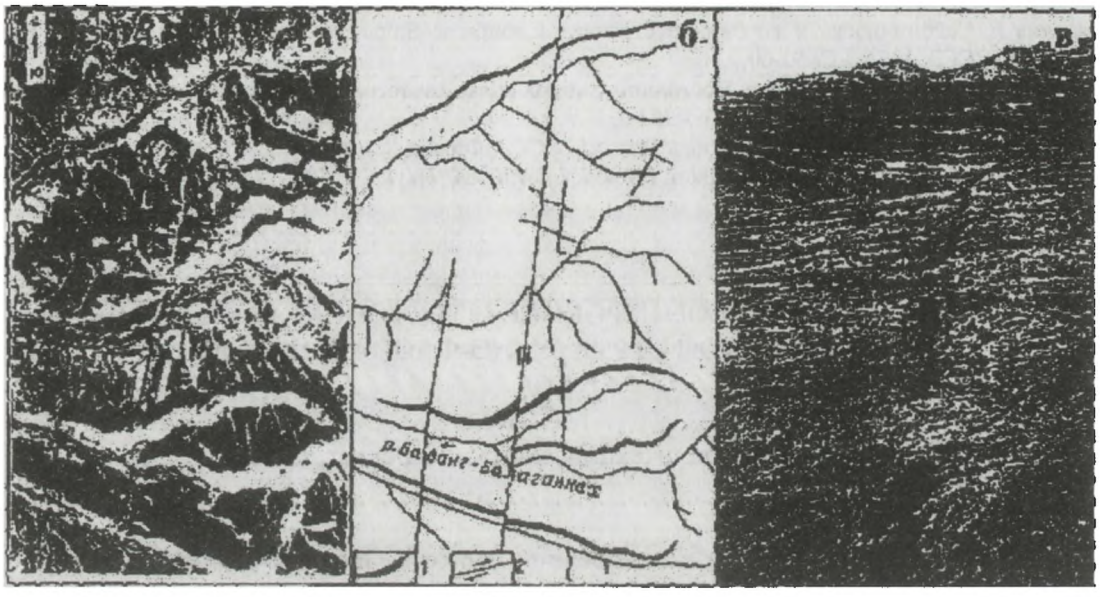



Рис.2. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г.

**а** – аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома); **б** – фрагмент его дешифрирования: 1 – осевые части водоразделов, 2 – сдвиг; **в** – трещины растяжения.

уверенно устанавливается по смещению субширотных притоков рек, а также осевых линий водораздельных хребтов. Амплитуда горизонтального смещения западного крыла этого разрыва составила 25-30 м. Смещением оказались затронуты самые молодые отложения флювиогляциального комплекса вплоть до пойменных и надпойменных террас. Указанные сведения, а также анализ трещиноватости пород в плоскости выявленного разлома позволили определить его кинематику как правый сдвиго-сброс. Возраст сейсмодислокации Бэрис оценен нами первой тысячью лет при расчетной магнитуде землетрясения 7,2.

**Богучанская** группа сейсмогенных структур (IV) расположена изолировано в центральной части горного массива, находящегося между Хараулахской (на западе) и Куолайской (на востоке) впадинами. Деформации представлены крупной Намганданской сейсмогенной структурой и 8 локальными сейсмотектоническими и сейсмогравитационными проявлениями, равномерно расположенными по всему массиву. Намганданская сейсмодислокация (10) находится в верховьях р.Намганда, левого притока р.Богучан (правый приток р.Хара-Улах). Структура представлена разломами северо-западного простирания при длине 4,8 км. Тип движения, устанавливаемый вдоль трассы разлома - правый сдвиг с амплитудой горизонтальных смещений 30-40 м. В юго-восточной части дислокации дешифрируется крупный скальный оползень площадью 240 тыс. м$^2$. Возраст сейсмодислокации оценен первой тысячью лет, предполагаемая магнитуда землетрясения равна примерно 6,8.

Рассмотренные сейсмодислокации, наряду со сейсмостатистическими и геолого-структурными данными, позволяют сделать вывод о том, что зона динамического влияния южного фланга Хараулахской системы сдвиго-сбросов обладает наивысшей степенью

потенциальной сейсмичности и способна генерировать землетрясения с максимальными магнитудами 7,1-7,5.

Литература

1. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. - 230 с.
2. Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М. Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. - С. 50-60.
3. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы/ Отв.ред. Солоненко В.П. Новосибирск: Наука, 1977. - 304 с.
4. Солоненко В.П. Палеосейсмология // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973. - № 9, - С.3-19.
5. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. - 238 с.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ НЮРОЛЬСКОЙ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Г.Д. Исаев
Томский политехнический университет, г. Томск

Огромное значение для исследования палеозоя Западно-Сибирской плиты имеют работы В.С.Бочкарева [1], П.К.Куликова [5], А.А.Трофимука, В.С.Вышемирского, Н.П.Запивалова, В.С.Суркова [6], О.Г.Жеро, О.В.Юферева, В.Н.Дубатолова и многих других, создавших современную глобальную концепцию строения доюрского комплекса отложений. Сегодня имеется две точки зрения на тип строения палеозоя: 1 –геосинклинальный - складчатый; 2 – параплатформенный. Эти представления формировались с начала 60-х годов на основе корреляции единичных скважин с хорошо изученными разрезами складчатого обрамления. В настоящее время только в Нюрольской СФЗ пробурено около 320 скважин, вскрывших палеозой, и новые данные часто не согласуются с известными представлениями.

Самостоятельность Нюрольской СФЗ базируется на уникальности (в пределах всей плиты) рифовой системы силура-девона общей мощностью около 6,2 км и протягивающейся меридиональной полосой (мелководно-шельфовая карбонатная платформа) общей площадью около 21 тыс. км$^2$. Настоящая модель геологического и тектонического строения палеозоя формировалась в течение десятилетий [3, 4] на основе изучения глубоких скважин; детального био- и литостратиграфического расчленения разрезов, современного фациального [7] и тектонического [2] анализа.

Мелкомасштабная геологическая карта (1:50000) Нюрольской СФЗ создавалась на основе фрагментов карт: для отдельных разведочных площадей, локальных поднятий и месторождений масштаба 1:50000 и 1:100000. Причем, прослеживание горизонтов палеозоя проводилось на современной топографической основе (рельеф кровли PZ и поверхности $Ф_2$).

В пределах Нюрольской СФЗ (рис.1) в доюрском комплексе отложений (ДКО) отсутствуют формации, которые могли быть отнесены к складчатому консолидированному фундаменту геосинклинального типа. ДКО четко дифференцируется на два самостоятельных комплекса: нижний – параплатформенный (ПКО) и верхний – тафрогенный (ТКО). Нижний комплекс формировался со среднего ордовика по средний карбон. Морская карбонатная параплатформа построена из серии унаследованных и дискордантных синеклиз, последовательно наслаивающихся друг на друга, с развитием между ними перерывов, обусловленных как подводной абразией, так и (реже) поверхностной эрозией. ТКО фор-

мировался со среднего карбона по триас включительно, в условиях континента с высоким и резко расчлененным рельефом и жарким гумидным климатом. Он образован серией межгорных моласс и рифтогенных формаций, залегающих во врезах на параплатформе с резким азимутальным и структурным несогласием. Триасовые траппы образовались в пониженных (согласно с пермью) формах трогового рельефа.

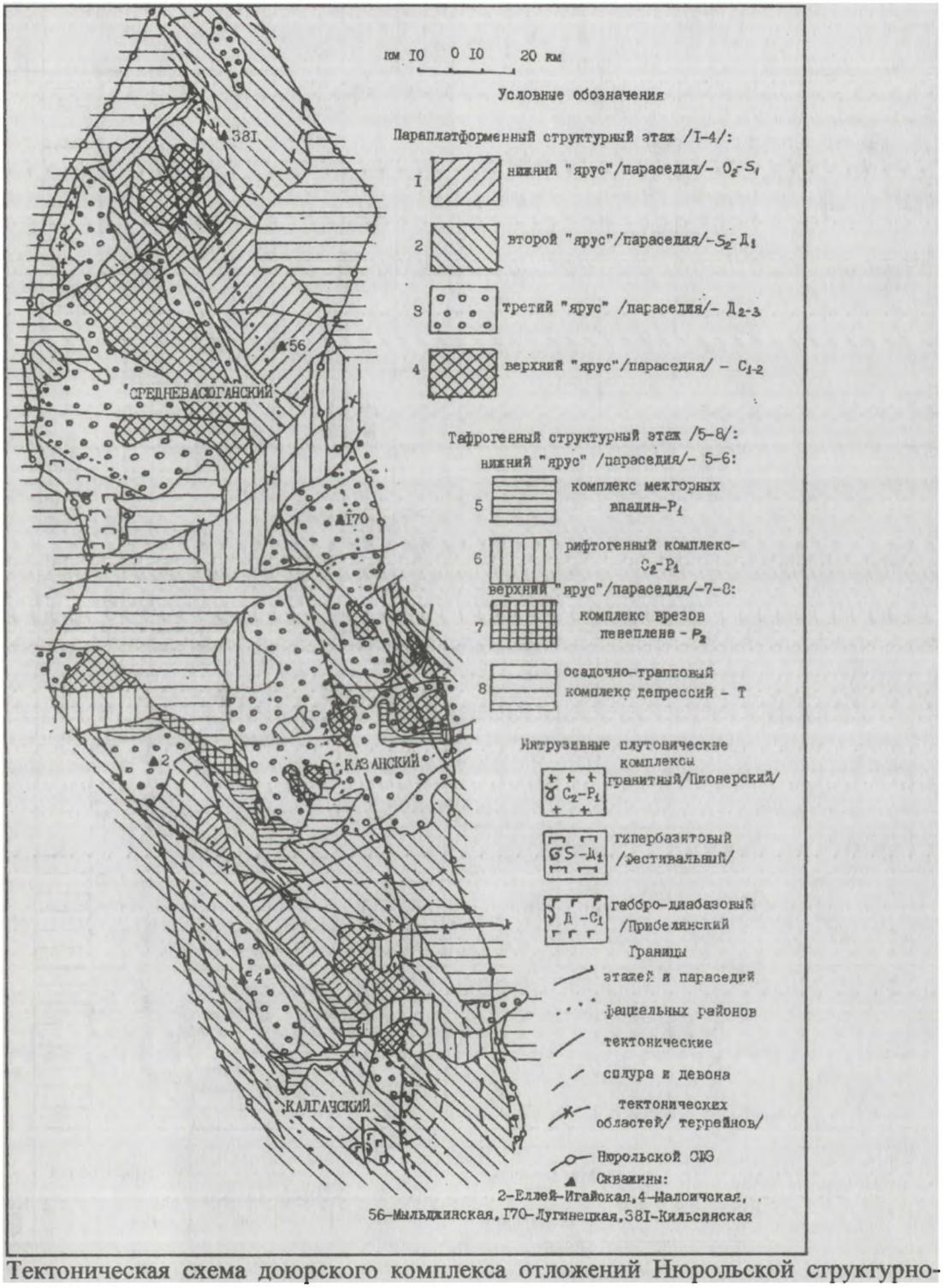



Рис.1. Тектоническая схема доюрского комплекса отложений Нюрольской структурно-фациальной зоны.

Сложность строения ПКО обусловлена непростой миграцией во времени и пространстве рифовых систем с позднего силура по верхний девон. В составе ПКО выделяет

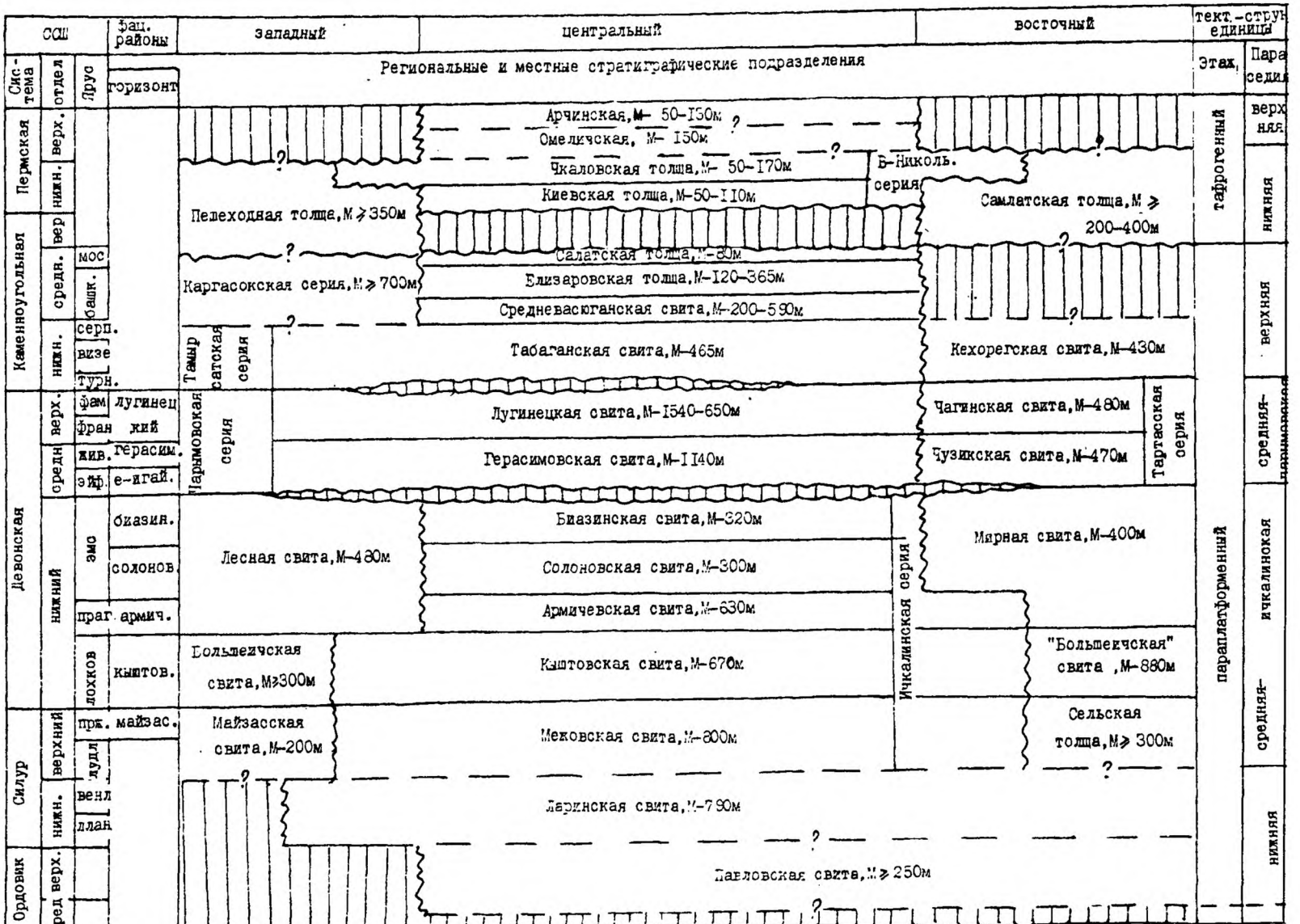



Рис.2. Стратиграфическая схема палеозоя Нюрольской структурно-фациальной зоны

ся 4 параседии [7] или структурных "яруса". Нижняя объединяет павловскую свиту ордовика и ларинскую свиту [4] нижнего силура. Характер складчатости и деформаций в пределах нижней параседии не установлен, вследствие недостаточности информации по бурению. Вторая параседия формировалась в унаследованных от первых синеклизах и образована доминирующей рифогенной ичкалинской серией осадков, замещающейся на запад и восток глубоководными отложениями. Третья параседия развивается в унаследованных от предыдущих синеклизах и образована аналогично предыдущей: латеральным (на восток) замещением рифогенных фаций чарымовской серии ($D_{2-3}$) глубоководно-троговыми отложениями тартасской серии. Четвертая параседия отделяется от предыдущих региональным перерывом и формируется как в унаследованных (на девоне), так и в дискордантных (на силуре) синеклизах. Последняя сложена каменноугольными отложениями: от табаганской и кехорегской свит в нижнем карбоне до салатской толщи московского яруса. Четвертая параседия тоже фациально неоднородна, только замещение фаций карбона имеет субширотную ориентировку, отличие от девона, для которого типична меридиональная фациальная зональность (рис. 2). Последняя, в принципе, и определяет границы самой Нюрольской СФЗ.

Структура ТКО характеризуется троговым рифтогенным типом строения и образована накоплением в пермских врезах кислых эффузивов и пирокластитов, замещающихся у подножия крутых склонов молассами восточно-никольской серии. Омеличская и арчинская толщи поздней перми образуют самостоятельную параседию, формирующуюся в континентальных и прибрежно-морских обстановках. Осадочные континентальные формации перми сохранились лишь в единичных линзах во врезах на карбонатной платформе вследствие мощной поверхностной деструкции и пенепленизации в конце перми.

В пределах Нюрольской СФЗ устанавливается три самостоятельных тектонических блока или "террейна": Средневасюганский, Казанский и Калгачский. Граница между первым и вторым осложнена Усть-Тымским прогибом, между Казанским и Калгачским контролируется системой субширотных глубинных разломов. Для Казанского "террейна" характерно субплитное строение, с развитием каменноугольно-пермских врезов на ее поверхности, с унаследованным типом развития синеклиз от ордовика по карбон. Для Средневасюганского и Калгачского "террейнов" характерно как согласное, так и дискордантное развитие синеклиз карбона с элементами существенного размыва (на силурийской платформе). Кроме того, для этих территорий типично региональное сжатие – образование крупных синклинальных структур (без антиклиналей); как результат растяжения литосферы в области Усть-Тымского и Колтогорского грабенов. Возможно, с последним и связано образование надвигов типа Солоновского и Майзасского, а также субширотных, северо-восточных и северо-западных тектонических дислокаций.

Литература

1. Бочкарев В.С. Проблемы тектоники Западной Сибири // Тектоника Западной Сибири. – Тюмень, 1987. – С.5-30.

2. Доплатформенные комплексы нефтегазоносных территорий СССР / М.Ю. Васильев, Е.Г. Журавлев, В.С. Князев и др. – М.: Недра, 1992. – 309 с.

3. Исаев Г.Д. Среднепалеозойские рифогенные отложения Западно-Сибирской плиты и стратиграфические задачи локального прогноза // Стратиграфия, палеогеография и минералогия среднего палеозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. – С.60-61.

4. Краснов В.И., Исаев Г.Д., Асташкина В.Ф. и др. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. – С.47-78.

5. Куликов П.К. Структурные этажи Западно-Сибирской плиты // Тектоника территорий СССР. –М.: Наука, 1979. – С.128-140.

6. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. – М.: Недра, 1986. –150 с.

7. Принципы выявления зон фациального контроля нефтегазонакопления / Э.Б. Мовшович, М.Н. Кнепель, Л.И. Несмеянова, Л.А. Польстер. –М.: Недра, 1981. – 286 с.

# ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЛИТОСФЕРЫ НА РАЗВИТИЕ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

А.И. Киселев, А.М. Попов
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Зона сочленения Сибирской платформы (СП) и Саяно-Байкальского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса (ЦАП) представляет собой внутриконтинентальную неоднородность первого порядка, образование которой относится к позднему архею и вероятно связано с распадом праконтинента Пангеи-О. Сибирская платформа является фрагментом этого континента и представляет собой систему кратонов и интракратоных мобильных поясов, стабилизация которых завершилась в конце архея [1]. В дальнейшем платформа функционировала как единый мегакратон, вокруг которого шло нарастание более молодой континентальной литосферы, отраженное в аккреционно-коллизионных комплексах ЦАП. Различия в специфике геологических процессов в архее и протерозое нашли отражение в структурно-вещественной анизотропии литосферы по обе стороны зоны сочленения, которая влияла на дальнейший ход геологического развития, в том числе на заложение и развитие Байкальского рифта (БР). Отнюдь не случайно почти полное совпадение западного борта наиболее крупной Байкальской впадины с границей СП, выраженной как на поверхности, так и в глубинной структуре коры. Кососекущее положение флангов БР по отношению к границе платформы связано с наследованием неоднородностей более высоких порядков, обусловленных причленением к СП раннедокембрийских микроконтинентов в период каледонской коллизии [2].

Основные геолого-геофизические признаки зоны сочленения СП и ЦАП позволяют представить ее в виде полосы шириной до 100 км, в пределах которой установлены системы линейных гравитационных максимумов, расположенные конформно границе платформенного чехла. Здесь же сконцентрированы породы офиолитовой ассоциации раннего докембрия, глубинные гранулиты, нижнепротерозойские троговые прогибы и глубинные разломы.

Меньше известно о характере, точном положении и глубине перехода между платформой и подвижным поясом в недрах мантии. Данные сейсмологии, МТЗ, по тепловому потоку, термобарометрии и составу мантийного вещества свидетельствуют о существенных структурно-вещественных различиях литосферы по обе стороны от зоны сочленения СП и ЦАП. Кратонизированная литосфера платформы характеризуется высокими значениями сейсмических скоростей. Между ней и ЦАП наблюдается скоростной контраст, максимальные значения которого относятся к зоне БР. Высокие значения скоростей сейсмических волн под платформой могут быть обусловлены относительно низкой температурой - 600-650$^0$С на глубине 75-80 км, которой соответствуют Vp =8.1-8.5 км/с [3]. Под рифтом на этой же глубине Vp =8.1-8.2 км/с и Vs =4.55 км/с за исключением слоя аномальной мантии с Vp=7.7-7.8 км/с и Vs=4.3 км/с, залегающего под корой [4]. Высокоскоростная структура кратонной литосферы СП может быть также связана с более высокой степенью ее базальт-коматиитового истощения в достабилизационный период, которое интегрально выражается в ее повышенной магнезиальности относительно мантии сопряженного ЦАП. Величина 100Mg/(Mg+Fe) для кратонных перидотитов из якутских и африканских кимберлитов составляет 91.5-93.5, тогда как из кайнозойских базальтов ЦАП она не превышает 91.0.

По составу и термальному состоянию кратоны как комплементарные корово-мантийные системы не имеют аналогов в последующей геологической истории. Они имеют индикаторный гарцбургитовый состав и погружены на глубины до 200км и более. Под протерозойскими и фанерозойскими сооружениями литосфера более тонкая и подвижная.

Ее мантийная часть представлена лерцолитами с «океаническим» трендом развития. Лерцолиты могли образоваться в разных тектонических условиях, но на относительно небольшой глубине при разной степени плавления древней океанической мантии, которая причленялась к архейским ядрам. Аномально низкий тепловой поток на кратонах относительно мобильных смежных поясов лежит в основе фундаментального предположения об апвеллинге вязкого горячего мантийного материала к основанию толстой кратонной литосферы и его дивергенции в направлении к регионам с тонкой литосферой. Этот в широком смысле мантийный диапиризм является причиной глубинного структурного развития, а его поверхностное выражение контролируется латеральной гетерогенностью литосферы. Гетерогенность литосферы может быть выражена через обобщенный физический параметр – ее мощность, которая позволяет судить о масштабности подлитосферных термомеханических процессов, которые на поверхности проявляются через изостатическую компенсацию в виде поднятий и (или) вулканизма. Этот параметр для континентальных регионов устанавливается не всегда надежно из-за методических трудностей в оценке мощности мантийной части литосферы или «мантийной покрышки» по Н.Бегхолу и др. (1993).

Глубоко опущенное в мантию и обладающее высокой прочностью основание кратонной литосферы могло обеспечивать дивергенцию мантийного течения из-под Сибирской платформы через шовную зону в сторону ЦАП. Вероятность такого течения находит подтверждение в анизотропии сейсмических волн по профилю, охватывающему часть СП, пересекающему Байкальский рифт и уходящему в Монголию. Максимальные значения скоростей S-волн в платформенной части разреза ортогональны оси рифта и совпадают с направлением главных на стабильной и активной территориях и в то же время разительный контраст их сейсмических и геоэлектрических разрезов позволяет предполагать совпадение древнего и современного направлений движения мантийного вещества от платформы в сторону ЦАП. Совпадение части направлений высоких скоростей S-волн с простиранием оси рифта может быть обусловлено образованием заполненных магмой трещин в мантии во время рифтообразующих событий [5].

Что касается сохранности ископаемой анизотропии под рифтом, то она определяется степенью разогрева недр, и при температуре выше 900$^0$С не сохраняется. Зона сочленения СП и подвижного пояса по аналогии с индийско-тибетской обстановкой также была местом континентальной конвергенции, где в докембрии и фанерозое имело место скучивание сиалических масс и периодическое утолщение литосферы во время аккреционно-коллизионных событий.

В результате каледонской коллизии к кратону были причленены микроконтиненты, фрагменты островных дуг и ювенильной коры. Сопутствующие коллизии метаморфизм и массовое гранитообразование завершили консолидацию пограничных с кратоном структур ЦАП и образование зрелой континентальной коры в девоне. После коллизии и массового гранитообразования литосфера ЦАП оставалась стабильной на удалении до 100км и более от края платформы вплоть до кайнозоя. Это подчеркивается отсутствием широких проявлений эндогенной активности на пограничной территории за исключением небольших массивов щелочных и щелочно-ультраосновных пород в верхнем палеозое. В кайнозое произошла реактивация рассматриваемой стабильной зоны вероятно вследствие ускорения движения мантийного вещества из-под платформы, которая выразилась в механическом отслоении или деламинации низов литосферы и ее погружении. Замещение тонущей литосферной мантии горячим астеносферным материалом сопровождалось нарушением изостатического равновесия, что в конечном счете привело к воздыманию литосферы, ее растяжению (особенно по древним ослабленным зонам) и вулканизму.

Интерференция регионального поля напряжений, вызванного мантийным течением, и трансконтинентального, связанного с индо-евразиатской коллизией определила общий сценарий развития и структурный рисунок Байкальского рифта. При этом крупная

региональная анизотропия системы кратон-подвижный пояс отразилась в асимметричном строении наиболее крупной Байкальской рифтовой впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 97-05-96407.

Литература

1. Кушев В.Г., Синицын А.В., Мишнин А.М., Натапов Л.М. Структурная позиция и продуктивность кимберлитов Восточно-Сибирской (Якутской) провинции //Геология и геофизика, 1992, № 10, - С.61-74.
2. Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН, 1997, т.353, № 6, - С.789-792.
3. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири / 27-й Межд. геол. конгр. Геофизика, Т.8. М.:Наука, 1984. - С.27-42.
4. Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Глубинная структура Байкальского региона по сейсмическим данным / 27-й Межд. геол. конгр. Геофизика, Т. 8. М.:Наука, 1984. - С.53-56.
5. Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Rigor A.W., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., and Logatchev N.A. SKS splitting beneath continental rift zones // J. Geophys. Res., 1997, V. 102. - P. 22781-22797.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ УЛЕНЬСКОЙ ВПАДИНЫ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ).

Д.Г. Козьмин
ГП "Красноярскгеолсъемка", г.Красноярск

Уленьская межгорная впадина расположена в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау. Прежде она картировалась как простая депрессия зигзагообразной формы, выполненная вулканитами нижнего девона и терригенно-карбонатными образованиями среднего-верхнего девона (Отчерцев и др., 1966, Широкова и др., 1975). В процессе геолого-съемочных работ масштаба 1:200 000 сотрудниками Сорской партии ГП "Красноярскгеолсъемка" выявлено более сложное, асимметричное строение данной структуры. Это позволило дать логичное объяснение взаимоотношениям карбонатных отложений раннего-среднего кембрия и молодых вулканитов в восточном обрамлении впадины (рис.1) и определенному несоответствию сдвигового характера морфологии впадины с общим планом геологического строения (рис.2). Последние данные по петрохимии вышеупомянутых вулканитов обрамления, датированных ранее как раннедевонские, свидетельствуют скорее в пользу отнесения их к образованиям кошкулакской свиты среднего-верхнего ордовика (согласно Перфиловой О.Ю., 1997).

Восточное обрамление Уленьской впадины (бассейны р.Алоколунг и р.Б.Улень) представляет собой крупный тектонический покров. Верхняя часть данного пакета сложена известняками нижнего (бродовская и усинская свиты) и нижнего-среднего (сонская свита) кембрия (Шипицин и др., 1985). Карбонаты по тектонической зоне мощностью 50-70 м, надвинуты на вулканиты ордовика. Тектоническая зона представляет собой хаотический комплекс, сложенный в основном брекчиями, перемешанными с бурыми тектонитами песчаной размерности и фрагментами черных кварц-хлорит-карбонатных милонитов. Обломки представлены в основном трахиандезитами, трахириолитами и карбонатами. Размер известняковых глыб близ верхней (карбонатной) поверхности сместителя достигает 10-15 м. Кембрийские карбонаты, вероятно до шарьирования, смяты в пологие синклинальные складки, которые осложнены серией взбросов, проявившихся во время перемещения покрова, взбросы направлены навстречу движению. Во фронтальных частях покрова, отпрепарированных эрозией, картируются клиппы - локализованные карбонатные блоки, окруженные расположенными гипсометрически ниже эффузивами. У восточной бровки впадины ордовикские вулканиты надвинуты на карбонаты среднего девона (бейская

свита) и терригенные отложения верхнего девона (ойдановская свита). Средне- и верхнедевонские образования здесь слагают маломощные тектонические чешуи интенсивно дислоцированных пород (западное подножие г.Пизим), Направление движения покрова - северо-западное, амплитуда горизонтального перемещения не менее 5 км.

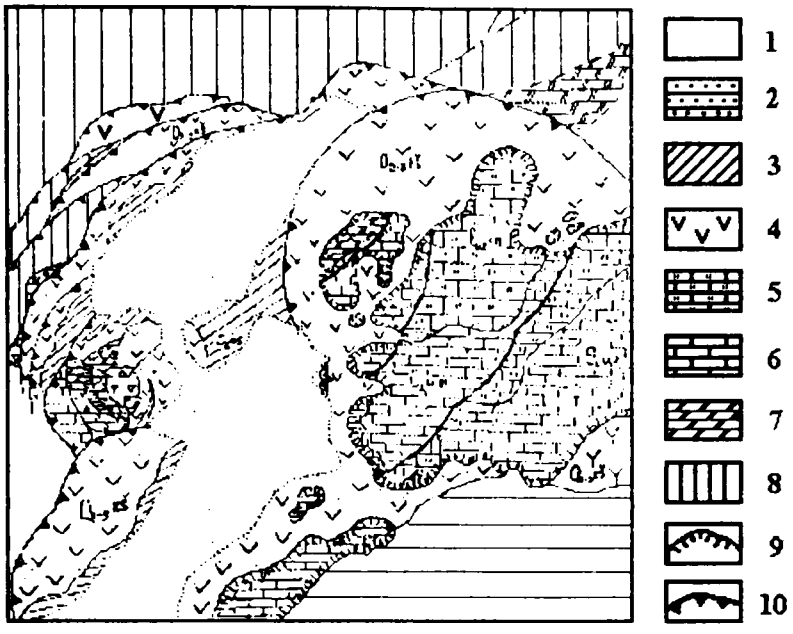



Рис.1 Схема геологического строения Уленьской впадины:
1 – чехол четвертичных отложений; 2 – терригенные толщи верхнего девона;3 – известняки среднего девона; 4 – вулканиты среднего-позднего ордовика; 5 – известняки нижнего-среднего кембрия; 6 – известняки нижнего кембрия;7 - венд-нижнекембрийские доломиты; 8 - терригенно-карбонатные толщи верхнего рифея; 9 – границы субгоризонтальных покровов; 10 – наклонные надвиги.

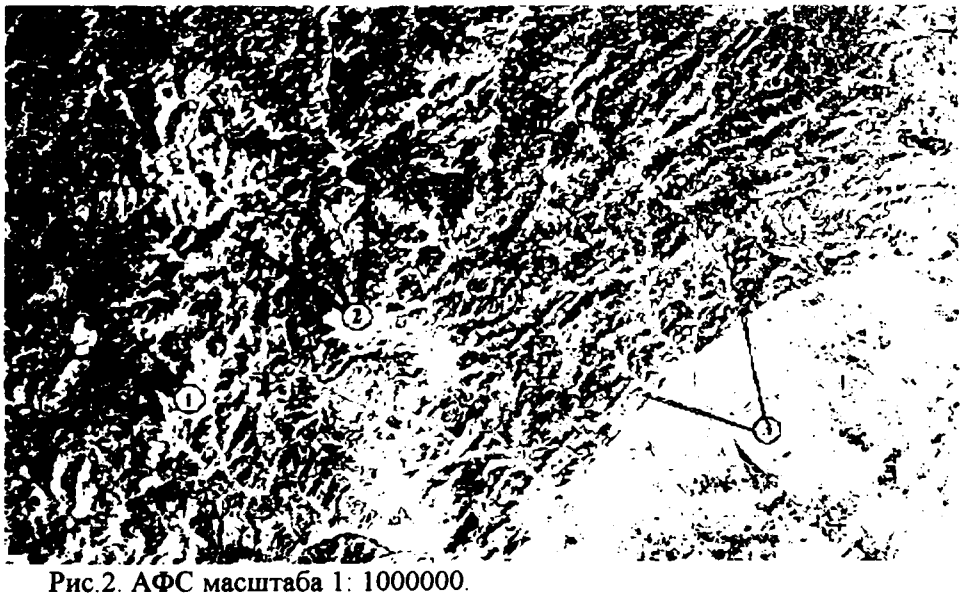



Рис.2. АФС масштаба 1: 1000000.
1 – Уленьская впадина; 2 – дугообразная, вытянутая с юго-запада на северо-восток структура «скручивания»; 3 – "Чураковский поддвиг".

Северо-западное обрамление впадины представляет собой серию чешуй, ограниченных наклонными надвигами с углами падения 30-50$^0$. Здесь тектонически перемешаны чешуи, сложенные верхнерифейскими карбонатно-терригенными отложениями и эффузивами ордовика. В центральной части западного борта впадины закартирована вулканическая постройка центрального типа диаметром до 4 км. Надвинутая в западном направлении, она расположена наклонно. Поэтому восточная часть сложена эффузивами, а западная имеет более глубокий эрозионный срез и представляет собой комплекс даек, субвулканических интрузий и эксплозионных брекчий, прорывающих породы "рамы" (вендкембрийские доломиты и нижнекембрийские известняки).

Юго-западный борт впадины наименее деформирован. Он сложен крутопадающими на восток горизонтами агломератовых туфов, линзами лавобрекчий и лавовыми потоками кошкулакской свиты. У подножия борта на вулканиты трансгрессивно налегают среднедевонские карбонаты. Этот блок, по крутопадающему сместителю, взброшен в северо-западном направлении.

Выявленное асимметричное строение вулканической депрессии, заложившейся в среднем-верхнем ордовике, свидетельствует о значительной, более поздней, тектонической перестройке. Приведенные выше материалы указывают на, как минимум, последевонский возраст этого этапа тектогенеза. На мелкомасштабных снимках данного сегмента восточного склона Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа (рис.2) отчетливо выделяется, что Уленьская впадина размещается в пределах дугообразной, вытянутой с юго-запада на северо-восток структуры "скручивания", которая параллельна аналогичной (южнее) на сочленении Южно-Миусинской котловины и Батеневского кряжа - так называемому "Чураковскому поддвигу" (Широкова и др., 1975). В пределах "Чураковского поддвига" нижнекаменноугольные отложения поддвинуты под породы позднего рифея. Таким образом, можно говорить о значительной роли послекарбоновых тектонических движений, преобразовавших древние структуры этой части Кузнецкого Алатау. Амплитуды горизонтальных движений могут достигать нескольких десятков километров, доминирующее направление тангенциальных напряжений северное и северо-западное.

## ПАЛЕООБСТАНОВКА СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ФЛЮВИАЛЬНЫХ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

В.Л. Коломиец
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Характерной особенностью геологического строения кайнозойского структурного яруса впадин Байкальского рифта (Верхнеангарская, Муйско-Куандинская, Баргузинская, Тункинская, Усть-Селенгинская, Нижнетуркинская) является наличие мощных песчаных толщ эоплейстоцен-четвертичного возраста, зачастую имеющих однообразные внешние признаки со сходной цветовой гаммой, литологическим составом и текстурными качествами, слагающих не менее 7-ми аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террасовых уровней, развитых повсеместно. По своему происхождению они достоверно относятся к флювиальной и лимнической группам аквального парагенетического ряда континентальных осадочных образований.

Отложения эоплейстоцен-нижнечетвертичной VII террасы высотой 110-140 м представлены переотложенными продуктами выветривания. Отмечается механическая дифференциация осадков от валунно –галечно -гравийных разностей в предгорной части

впадин, суглинистых, глинистых осадков приподнятых внутривпадинных перемычек до горизонтально- и субгоризонтально-слоистых тонко-мелкозернистых песков, алевропесков и алевритов в опущенных блоках днищ. Накопление последних, совершалось в неглубоких (до 10-12 м) проточных озерных водоемах. Палеопотоки, транспортировавшие в эти озера рыхлые наносы, характеризовались равнинным (число Фруда Fr<0.1), реже полугорным (Fr - 0.1-0.2) типом естественных русел с площадью водосбора >100 кв. км в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости n>40). Минимальные значения срывающих скоростей водного потока, при которых данные отложения приходили в движение и испытывали перенос, составляли 0.3-0.4 м/с, новое осаждение их происходило с уменьшением придонной скорости до 0.2-0.25 м/с. Поверхностные скорости течения палеорек варьировали в нешироких пределах - 0.4-0.5 м/с, уклоны водного зеркала равнялись 0.3-0.6 м/км. Динамика потоков имела в подавляющем большинстве переходный тип между турбулентным и ламинарным режимом осаждения, что отвечает сальтационному способу переноса с подчиненной ролью взвесей. По фи-критерию устойчивости русел, величина которого не превышает 100 единиц, они относятся к слабоподвижным и следовательно, не способным производить большую эрозионную работу, которая могла бы привести к масштабным изменениям гидрографической сети и рельефа в целом.

Палеопотамологические реконструкции на этот временной срез хорошо согласуются с уже ранее известными выводами о том, что к концу плиоцена отрицательные морфоструктуры на месте нынешних рифтовых впадин были выражены почти в современном виде, иначе это нашло бы четкое отражение в осадках [1]. Рельеф окружающий впадины не был глубоко расчлененным, так как палеопотоки характеризуются в основном равнинным типом русел с соответствующими гидродинамическими параметрами. Озера, занимавшие Верхнеангарскую и Тункинскую впадины, имели к тому же прямую генетическую связь с Байкалом, свидетельством чему является факт обнаружения Г.Г. Мартинсоном [2, 4] в этих осадках скелетных игл (спикул) байкальских губок Lubomirskia baicalensis Pall., L. fusifera Dyb., L. abietina Swarcz., Baikalospongia intermedia Soukatsch. семейства Lubomirskiidae, характерных лишь для вод Байкала и открытых частей его заливов.

Нижне-среднечетвертичные отложения слагают VI (80-120 м), V (40-80 м) и IV (25-35 м) террасы. Они, в свою очередь, сложены горизонтальными и субгоризонтальными тонкослоистыми крупно-средне-мелкозернистыми песками с подчиненной ролью пограничных разностей. Палеопотамологические показатели осадконакопления по террасам во многом схожи: неглубокие озерные проточные водоемы (до 10 м), равнинный, полугорный - основной (Fr - 0.1-0.3), горный грядовый (Fr - 0.3-0.5) типы русел с площадью водосбора >100 кв. км постоянных, хорошо разработанных водотоков со свободным течением воды в благоприятных и весьма благоприятных условиях состояния ложа (n - 30-40), со срывающими скоростями 0.3-0.4 - 1.3 м/с, скоростями отложения 0.2-0.3 - 0.8 м/с, поверхностными скоростями течения 0.3-0.5 - 2 м/с, уклонами 0.5-0.6 - 2 м/км. Режим осаждения был слаботурбулентным и переходным, господствовал сальтационный способ транспортировки с появлением низкогрядовых подвижных форм руслового рельефа высотой до 0.2 м, длиной до 2 м и скоростью перемещения 0.1-0.2 м/с. Фи-критерий устойчивости определяет такие палеопотоки как слабоподвижные.

Существование озерных проточных водоемов в нижне-среднеплейстоценовое время подтверждается находками остатков спонгио- и малакофауны [3]. Так, в песках Тункинской впадины обнаружены уже только спикулы губок - бодяг Spongilla lacustris L., S. fragilis Leidy, Ephydatia fluviatilis L., E. mulleri Lieb., E. mulleri (Lieb.) var. obtusosclera Kosh. семейства Spongillidae, а также моллюски Pisidium casertanum var. boreale Cless., P. amnicum Mull., Spaericum corneum var. ssorense W.Dyb. Gyraulus laevis Alder, Valvata sibirica Midd. и др., обитающие в основном в пресных озерах и реках общесибирского характера, вне связи их с озером Байкал. В Верхнеангарской и Нижнетуркинской впадинах

встречены оба семейства губок с подчиненной ролью Lubomirskiidae. В этом случае можно утверждать, что осадконакопление происходило в обстановке бухты или залива, связанного с Байкалом, типа современных мелководных байкальских соров, где в настоящее время обитают оба семейства.

Верхнечетвертичными отложениями сформирован комплекс низких аллювиальных террас: III (15-18 м), II (10-12 м), I (6-9 м). Осадки хорошо сортированные горизонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с примесью гравийно-галечных включений. Накопление их осуществлялось постоянными слабоподвижными-подвижными извилистыми потоками полугорного и горного грядового типа в благоприятных и обычных условиях состояния ложа с некоторыми неправильностями в направлении струй и рельефе дна, со срывающими скоростями 0.4-0.5 - 1.3-1.5 м/с, скоростями отложения 0.3-0.4 - 0.8-1.0 м/с, поверхностными скоростями течения 0.4-0.6 - 2-2.5 м/с, уклонами водного зеркала 0.5-0.6 - 9-10 м/км, с турбулентным и переходным режимами осаждения, переносом в виде сальтации и донного волочения, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина (0.2-0.6). По гидродинамическим показателям подобные потоки в значительной степени близки к параметрам сегодняшних главных рек рифтовых впадин, таких как Верхняя Ангара, Иркут, Турка.

Исследования проводятся при финансовой поддержке РФФИ, грант N 97-05-96356.

Литература

1. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц. и др. М.: Наука, 1981. - 198 с.
2. Думитрашко Н.В., Мартинсон Г.Г. Результаты изучения спонгиофауны террас Прибайкалья // Известия АН СССР. Серия геологическая. Вып.5, 1940. - С.98-106.
3. Логачев Н.А. О происхождении четвертичных песков Прибайкалья // Известия Сибирского отделения АН СССР. Серия "Геология и геофизика", 1958. - Вып.1. - С.84-95.
4. Мартинсон Г.Г. Ископаемые губки из Тункинской котловины в Прибайкалье // Доклады АН СССР, 1948. Т.-LXI, № 5. - С.897-900.

## О НИЖНЕМ ДОКЕМБРИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

И.И. Коптев
Томский политехнический университет, г. Томск

Вопрос о наличии или отсутствии архейских и нижнепротерозойских образований в Кузнецком Алатау является до сир пор нерешенным однозначно. Исследователи конца 30-х - начала 40-х годов без сомнения выделяли толщи этого возраста, а в 70-е - 80-е годы большинство геологов пришли к выводу об отсутствии в регионе толщ нижнего докембрия.

Еще до 1941 г. В.К.Моничем, К.В.Радугиным, А.П.Шмидтом, А.Л.Додиным и др. [4, 5, 13, 14] были установлены Томский и Терсинский выступы, как они считали, древнего архей-протерозойского фундамента, сложенные глубоко метаморфизованными породами. В пределах этих выступов и разрабатывались стратиграфические схемы, по-своему каждым автором, с выделением множества свит и формаций с различной последовательностью и различными наименованиями. При этом для всех авторов общим был подход к установлению их возраста - петрографический состав и степень метаморфизма. К настоящему времени глубоко метаморфизованные породы в Кузнецком Алатау установлены еще на 4-х неравнозначных по площади участках (кроме Томского и Терсинского выступов): Суховском (или Золотокитатском), Пихтерекском, Кульчазинском, Туимском и Ангуреп-

ском - на юге Салаира (Туимский участок пока в литературе не описан, но по мнению К.В.Радугина, сложен также архейскими породами).

Исследователи геологии Кузнецкого Алатау в 60-е годы - А.Г.Поспелов, Д.И.Мусатов и др. [1, 6, 10, 12], характеризуя стратиграфию отложений метаморфического комплекса, ссылались на схемы В.К.Монича, К.В.Радугина, А.Л.Додина и др., отдавая при этом предпочтение более простой схеме А.Л.Додина, по которой в разрезе нижнего докембрия выделялись (снизу): 1) коттасская свита светло-серых гнейсов предположительно архейского возраста; 2) лужбинская свита темно-серых гнейсов условно архейского возраста; 3) конжинская свита (комплекс) мраморов, кристаллических сланцев, кварцитов, амфиболитов, слюдяных сланцев; 4) терсинская свита - карбонатно-сланцевая. Последние две свиты А.Л.Додиным условно относились к нижнему протерозою.

В последнее двадцатипятилетие большинство исследователей - И.П.Ивонин, В.А.Макаров, И.И.Коптев, Б.Н.Красильников, П.А.Пономарев, Н.Ф.Ткаченко, Е.В.Широкова, М.К.Винкман, А.Б.Гинцингер, В.В.Хоментовский и др. [2, 3, 7, 8, 9, 11], прослеживая глубоко метаморфизованные породы из зон высокой степени метаморфизма в зоны более слабого их изменения, и основываясь на первичном вещественном составе измененных пород, а также на содержащихся в них палеонтологических остатках, приходят к выводу, что относимые к архею и нижнему протерозою метаморфиты образовались за счет рифейских, вендских и, возможно кембрийских пород в длительно развивающихся зонах смятия и высокой проницаемости под влиянием неоднократно внедряющихся различного состава интрузий. При этом рядом авторов (А.Б.Гинцингер, М.К.Винкман и др. [2]) утверждается, что гнейсы коттаской и лужбинской свит в северо-восточном направлении переходят в амфиболиты и кристаллические сланцы конжинской и терсинской свит.

Определения абсолютного возраста метаморфических пород разными методами (главным образом калий-аргоновым) не дают однозначных результатов и обычно каждым исследователем используются выборочно в угоду своей точке зрения. Д.И.Мусатовым [10] для пород коттаской свиты приводятся цифры абсолютного возраста 1680 и 1700 млн. лет - по амфиболам из гнейсов и 1280 млн. лет - по валовой пробе тех же гнейсов. А.Б.Гинцингером и др. [2, 3] для пород терсинской свиты указываются цифры по K-Ar методу по амфиболам 1880, 780 и 610 млн. лет, а И.П.Ивониным [7] приводится цифра в 1000 млн. лет (средняя из 30 определений). Для пород кульчазинской свиты (гнейсо-амфиболиты) Д.И.Мусатовым [10] даются из 5-ти определений цифры в интервале 427-584 млн. лет. Из приведенных цифр видно, что надежно опираться на них в установлении возраста метаморфических пород пока невозможно, в связи с чем, более надежным в решении этого вопроса будет учет данных по прослеживанию высоко метаморфизованных пород по простиранию в районы их меньших метаморфических изменений. Кроме того, важным является одновременный учет данных по всем районам распространения метаморфитов, в том числе - данных по общегеологическому строению, тектонической структуре и обобщенной стратиграфической схеме региона.

В свете отмеченного само собой напрашивается вывод о большей правомерности мнения исследователей последних лет об отсутствии в стратиграфическом разрезе Кузнецкого Алатау архейских и нижнепротерозойских пород за счет изменения рифейских, вендских и кембрийских отложений.

Литература

1. Геология СССР. М.: Недра, 1967. - Т.XIV. - С.71-82.
2. Геологическая карта западной части Алтае-Саянской складчатой области м-б 1:500000. ЗСГУ, СНИИГГиС, ред. Гинцингер А.Б. 1977.
3. Геологическая карта СССР, м-б 1: 1000 000, лист №-(44) с пояснительной запиской. Новосибирск, 1988.
4. Додин А.Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, м-л,1948. - С.25-56.
5. Додин А.Л. Геологическое строение СССР. Т.2. Кузнецкий Алатау и Горная Шория, 1958.

6. Иванкин Г.А., Коптев И.И. и др. Новые данные по стратиграфии кембрия и докембрия восточного склона Кузнецкого Алатау. // Материалы по геологии и пол. ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1964. -С.39-47.
7. Ивонин И.П. О тектоническом положении метаморфических толщ, типе и возрасте структуры осевой зоны Кузнецкого Алатау. // Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области. Тез. Докладов н.-т. конференции.- Новокузнецк, 1974. - С.11-13.
8. Коптев И.И. К вопросу о возрасте пород Кульчазинской свиты Кузнецкого Алатау. // Актуальные вопросы геологии Сибири. Тез.докл. науч.-техн. конференции ТГУ. Томск, 1988. - С.62-64.
9. Макаров В.А. Условия образования и оценка перспектив месторождений Темирского рудного поля (Кузнецкий Алатау). Автореферат, диссертации. Томск, 1984. - 18 с.
10. Мусатов Д.И. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. - Стратиграфия докембрия Средней Сибири // Тр. меж-вед. совещания по разработке унифицир. и коррел. страт. схем. Новосибирск, 1965, Красноярск, 1967. - С.292-317.
11. Пономарев П.А. Стратиграфия докембрия Кузнецкого Алатау. - Геология и металлогения протерозой-кембрийских отложений западной части Алтае- Саянской складчатой области. Тез. докл. н.-т. конференции. Новокузнецк, 1974. - С.17-19.
12. Поспелов А.Г. Нижний докембрий Кузнцкого Алатау и Горной Шории. - Стратиграфия СССР, Азиатская часть СССР;- М., 1963, - С.38-47.
13. Радугин К.В. Докембрий Алтае-Саянской горной обдасти.- Стратиграфия СССР, т.1, Докембрий. Изд, АН СССР, М-Л, 1963. - С. 459-479.
14. Сперанский Б.Ф. Предварительные геологические результаты работ съемочных партий ЗСГУ в 1940 г. Вестн. ЗСГУ, 1940.- №6.

## РАННЕЮРСКИЕ ПАЛЕОРЕКИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

М.А. Левчук
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Большой интерес к изучению раннеюрского периода в развитии Западно-Сибирской плиты определяется поиском залежей углеводородов в нижнеюрских отложениях. Детальные и комплексные исследования, которые были проведены в районе Красноленинского свода, где открыта гигантская нефтяная залежь в нижнеюрских отложениях, позволили говорить о преимущественно аллювиальном генезисе шеркалинской свиты, формирование которой происходило в узкой «каньонообразной» речной долине [3]. Одним из критериев прогноза развития шеркалинской свиты в этом районе, как было установлено [1, 2], является анализ мощности нижне-среднеюрских отложений. Карта мощности нижне-среднеюрских отложений была построена по материалам глубокого разведочного и эксплуатационного бурения с использованием данных по скважинам (более 500), а также результатов детальных сейсморазведочных работ на участках с недостаточной плотностью бурения. Кровлю тюменской свиты вполне можно принимать за поверхность выравнивания, образовавшуюся в эпоху предкелловейской трансгрессии. Как следует из проведенного анализа мощностей нижне-среднеюрских отложений, продуктивный песчаный пласт ЮК 10 появляется в разрезе при мощности отложений превышающей 175 м в южной зоне Талинского месторождения, в южной части Мутомской котловины эта мощность составляет 200 м, а в северной части залежи - 210 м. Характер распространения шеркалинской свиты, анализ ее мощности и устойчивый характер мощности тюменской свиты указывает на то, что отложениями шеркалинской свиты выполнен не прогиб, как развивающаяся в течение юрского периода отрицательная структура, а как речная долина, "каньонообразная" на отдельных участках, сформированная в условиях расчлененного рельефа с перепадами высот по площади превышающими более 350 м. Даже при незначительных дифференцированных тектонических движениях в условиях компенсированного осадконакопления были бы получены отклонения от установленной закономерности распределения мощностей нижне-среднеюрских отложений, перекрывающих горизонт ЮК

10, на величину свершившейся тектонической подвижки или погружения. Но этого при анализе не наблюдается, что позволяет сделать два основных вывода:

1. Осадконакопление нижнеюрских отложений происходило в пониженных участках расчлененного рельефа в линейно-вытянутой зоне речного (на некоторых участках каньонообразного) русла и в притоках, в него впадающих;

2. Формирование нижне-среднеюрских отложений на территории Красноленинского района происходило в условиях спокойного тектонического режима при отсутствии дифференцированных тектонических движений.

Рис.1 Основные русла раннеюрских палеорек и палеоподнятия на севере Западной Сибири. Составил Левчук М.А., 1998г. (1 – основные русла палеорек, 2-палеоподнятия, 3 – сейсмические профиля МОВ ОГТ и их номера, 4 – разведочные площади.)

В рамках принятой модели развития территории Красноленинского района карта изопахит нижне-среднеюрских отложений представляет собой негативное (обратное по величине) отображение остаточного захороненного палеорельефа доюрских образований

[4]. Максимальные мощности нижне-среднеюрских отложений соответствуют пониженным участкам рельефа, минимальные - повышенным положительным формам. Отсутствие же нижне-среднеюрских отложений ("лысые структуры") предполагает наличие останцов (островов), даже в позднеюрское время, когда обширные территории были залиты абалакским морем.

Изменение мощности нижне-среднеюрских отложений происходит за счет изменения мощности шеркалинской свиты, максимальные ее значения приурочены к основному руслу реки Палеоталинки, которая брала свое начало далеко на юге, о чем говорит распределение мощностей. На севере района мощность свиты составляет 140 м в скв. 102, на юге 70 м в скв. 905. После "перевода" карты изопахит нижне-среднеюрских отложений в карту палеорельефа достаточно наглядно вырисовываются все геоморфологические особенности доюрского захороненного рельефа [2].

Аналогичный методический подход был использован автором [4] при изучении отложений шеркалинской свиты в районе Хангокуртской впадины, которая расположена в 40 км западнее Красноленинского свода. Там установлено, что появление песчаных пластов горизонта ЮК 10 в районе Западно- и Восточно-Тугровской площадей происходит при мощности нижне-среднеюрских отложений превышающих 150 м. Уменьшение мощности перекрывающих отложений по сравнению с районом Красноленинского свода можно объяснить приближенностью этого района к Приуральской зоне, где речная сеть могла быть развита на более высоком гипсометрическом уровне. Детальная корреляция юрских отложений, выяснение фациальной природы отложений шеркалинской свиты позволили автору отрисовать систему палеорек и в зоне Хангокуртской впадины [4].

Литологический состав пласта ЮК 11 (преимущественно песчаники, гравелиты и конгломераты), лентообразная форма его распространения [5] и приуроченность к пониженным зонам палеорельефа не вызывает сомнений в его аллювиальном происхождении. Преимущественно песчаный состав, аналогичная лентообразная, но несколько шире, форма распространения пласта ЮК 10 позволяет также говорить об аллювиальном его происхождении, но в условиях уже достаточно хорошо выработанной речной долины. Методические приемы, использованные на этих двух полигонах, и выводы о фациальной природе песчаных горизонтов шеркалинской свиты были использованы при рассмотрении юрских отложений в северной части Тюменской области.

Одним из дополнительных критериев прогноза палеорусел (палеоврезов) является анализ временных сейсмических разрезов. Однако, он осложняется тем, что сейсмический горизонт «А» не всегда точно указывает на контакт фундамент - юрские породы. Анализ современного структурного плана по горизонту «А», как было установлено в Красноленинском районе, в силу его измененности по отношению к палеорельефу не всегда достаточно точно отражает характер распространения нижнеюрских отложений.

Полученные выводы были использованы и при прогнозе развития речной системы на севере Западно-Сибирской низменности. Для прогноза была использована карта мощностей юрских отложений севера Тюменской области и анализ региональных временных разрезов МОВ ОГТ [6].

Одним из установленных фактов является то, что мощность юрских отложений в общем региональном плане увеличивается с запада на восток от минимальных значений их в приуральской зоне до 3200 м (по сейсмическим данным) в восточной предсибирско-платформенной зоне (Танамской зоне) при сохранении всех стратиграфических подразделений юры на рассматриваемой территории. Это может свидетельствовать только о том, что основание мезозойско-кайнозойского осадочного чехла испытывало блоковое региональное погружение в северо-восточном направлении. Аналогичное изменение мощности юрских отложений наблюдается в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, но с увеличением мощности в сторону Таймырской складчатой области [6]. Тем не менее, на кар-

те изопахит юрских отложений имеется линейно вытянутые зоны, характеризующиеся относительно повышенными значениями мощностей юрских отложений.

Установленная закономерность распространения палеодолин и палеовыступов в Мутомской и Хангокуртской котловинах была использована при анализе карты изопахит юрских отложений севера Тюменской области. В результате проведенного анализа для северной части Западной Сибири отрисовалась система палеодолин и палеовыступов, которая отождествляется нами с расчлененным доюрским палеорельефом (рис.1). Как палеодолины, так и палеовыступы имеют узкую субмеридиональную ориентировку в центральной зоне. Заметно выделяется Русско-Часельская возвышенность с относительными отметками превышений до 700 м, а также Евояхинско-Айваседопурская с отметками превышений до 400 м и Юбилейно-Комсомольская с превышениями до 600 м, между которыми отчетливо отрисовываются три палеодолины шириной до 20-30 км. Не подчиняется только общей ориентировке Мессояхский субширотный палеовыступ с относительными отметками перепада высот до 300 м.

Восточная палеодолина (условно долина Палеооби) расположена между Русско-Часельской и Евояхинско-Айваседопурской возвышенностями. В районе Самбургской площади восточное и центральное, расположенное между Евояхинско-Айваседопурской и Юбилейно-Комсомольской возвышенностями, русла соединяются, а западное примыкает к ним восточнее Ямбургской площади. Севернее, в районе Южно-Гыданской и Танамской следует полагать, что на раннеюрском этапе развития Западно-Сибирского осадочного бассейна его связь с Мировым океаном осуществлялась через Енисей-Хатангский прогиб. Устанавливается также субширотная ориентировка палеодолин в зоне п-ва Ямал, которые «стекают» из Харасавей-Малыгинского палеовыступа северо-восточной ориентировки, который по нашему предположению разъединяет два водосборных бассейна. Западная часть его, вероятнее всего, принадлежит уже карскоморскому палеобассейну. Довольно отчетливо устанавливается Надым-Байдаацкий палеовыступ северо-западной ориентировки, проходящий через Новопортовское палеоподнятие.

Палеорусло Палеоталинки, вероятнее всего, с Красноленинского района далее на север проходит южнее Южно-Ольховской и Южно-Юильской площадей, где сливается с западным основным руслом, которое севернее проходит через Пангодинскую и Медвежью площади.

Палеотугровка из Хангокуртской впадины протягивается на север через район 133 скважины Шеркалинской площади, далее в район Казымской и Северо-Казымской площадей, между Средне-Хулымской и Южно-Хулымской площадями и сливается с руслом Палеоталинки западнее Верхне-Таналовской площади. Установленные палеоподнятия и палеоврезы хорошо видны на временных сейсмических разрезах МОВ ОГТ субширотного простирания.

Наиболее мощной водной артерией, которая являлась водосборной для большей части территории Западной Сибири, была Палеообь (восточное русло), которая на юге продолжается в зоне Уренгойско-Колтогорского прогиба, между Нижневартовским и Александровскими сводами и далее на юг. Левые притоки Палеооби не являются, вероятнее всего, проходящими через всю территорию Западной Сибири, а имеют свое продолжение только на северных склонах Сургутско-Нижневартовской возвышенности.

Весьма важным результатом проведенного анализа является предположение о наличии еще одной водной артерии, расположенной восточнее Русско-Часельской возвышенности, с притоками на ее восточном склоне. В этой, пока еще малоизученной сейсмическими работами и слабо охарактеризованной разведочным бурением, зоне прогнозируется развитие палеодолины Палеоенисея.

Если предлагаемая модель верна, то при вхождении юрских нефтематеринских толщ в главную зону нефтегазообразования в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты миграция углеводородов должна пойти по каналам палеодолин в обратном течению

рек направлении и погружению плиты, заполняя на пути своего следования существующие на этот момент антиклинальные и неантиклинальные ловушки. Возможно, по этой модели и сформировалось гигантское Талинское нефтяное месторождение и залежь нефти в Западно-Тугровском месторождении и ряд других месторождений в нижнеюрских отложениях Западной Сибири.

Литература

1. Отчет по теме №250 (56-92): «Разработка геологических концепций, теория, и методика поиска и разведки месторождений нефти и газа в сложнопостроенных средах». Т.II, раздел 1.7. Научный руководитель - А.Э.Конторович. ИГ СО РАН - Минтопэнерго РФ, 1993. - 303 с.
2. Конторович А.Э., Карогодин Ю.Н., Ильина В.И., Левчук М.А. Особенности геологического строения нижне-среднеюрских нефтеносных отложений Красноленинского района (Западная Сибирь) // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. Г 36. М.: Наука. 1994. - С.81-95.
3. Конторович А.Э., и др. Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. - Т.36, №6, 1995. - С.5-28.
4. Левчук М.А. Критерии прогноза нефтегазоносности нижне-среднеюрских отложений Хангокуртской впадины (Приуральская НГО) // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе "Поиск" за 1992-1993 годы. Ч.2. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГиМ СО РАН. 1995. - С.44-52.
5. Карогодин Ю.Н., Изарова Л.П. Морфология нижнеюрских продуктивных отложений Талинского месторождения (Западная Сибирь) // Геол. и геофиз., 1993. - Т.34, №5, - С.32-37.
6. Левчук М.А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений восточной части Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск: Наука.1985. - 168 с.
7. Отчет по теме «Литолого-фациальное расчленение разреза осадочного чехла и районирование платформенных отложений севера Западной Сибири по данным сейсморазведки МОГТ». Отв. исполнитель - В.С.Соседков. Лабытнанги. Ямалгеофизика, 1986. - 157 с.

## МЕТОДИКА МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЛЕОГЕНА ТОМСКОГО РАЙОНА

А.А. Лукин, В.В. Вологдин
Томский политехнический университет, г. Томск

Объектом исследования являются отложения палеогена, распространенные в северо-западной части Колывань-Томской складчатой зоны и ее сочленения с Западно-Сибирской плитой. Географические границы объекта включают бассейны правых притоков р.Томи: Тугояковки, Басандайки, Ушайки, Большой Киргизки, Самуськи.

С отложениями палеогена связаны такие полезные ископаемые района, как циркон ильменитовые россыпи, бурые угли, строительные материалы; они перспективны на россыпное золото и являются главными геологическими резервуарами пресных подземных вод хорошего питьевого качества, значительных эксплуатационных ресурсов и запасов. Цель исследования – совершенствование и использование методики морфоструктурного анализа в комплексе с другими геологическими методами в решении задач поисков и прогноза названных полезных ископаемых, а также экологических гидрогеологических и геологических задач.

При выполнении работы использованы данные геологических фондов по бурению, геологическому и гидрогеологическому опробованию скважин, другие материалы. Материал чрезвычайно разнороден по качеству топографической привязки, детальности и достоверности исходной документации литологического разреза и его геологической интерпретации. Морфоструктурные построения выполнены с использованием государственной топографической основы трех масштабов – 1:100 000, 1:50 000 и 1:25 000 – соответственно на площади шести, двух и десяти листов. В этих масштабах построены семейства мор-

фометрических и морфоструктурных карт: порядков тальвеговых и водораздельных линий, линейных элементов рельефа, структурных поверхностей рельефа (семь, два и девять порядков по перечисленным масштабам), морфоструктурного районирования для структурных поверхностей последних двух порядков в масштабах 1:100 000 и 1:25 000. При построении карт порядков тальвеговых и водораздельных линиях использованы известные принцип Хортона–Философова в их классифицировании и методика В.П.Философова (1960) – в картографировании. Остальные карты построены по авторским методическим разработкам.

К линейным элементам рельефа отнесены все прямолинейные участки тальвеговых и водораздельных линий, а также бровок и подошв крутых склонов речных террас и долин. Функциональная роль карты линейных элементов в морфоструктурном анализе – обоснование границ неотектонических морфоструктурных блоков разного порядка.

В методике построения карт структурных поверхностей рельефа используются строгие геометрические, математические и физические принципы, модели и правила. К ним относятся волновой принцип и волновая модель. Они применяются в классифицировании порядков структурных поверхностей и методике их построения. В самой технологии проведения изогипс структурных поверхностей применяются физические модели и функции гибкой ленты (принцип подобия закону Гука). Карты структурных поверхностей строятся по порядкам в определенной иерархической последовательности. Каждая последующая карта выполняется на основе предыдущей. При этом за нулевой порядок принимается поверхность рельефа топографической карты исходного масштаба. Структурная поверхность первого порядка получается при проведении изогипс через все точки перегиба в волновом рисунке каждой горизонтали. Эти точки разделяют линии горизонталей на участки положительной и отрицательной кривизны. Новые изогипсы проходят ниже поверхности рельефа на выпуклых (положительных) участках горизонталей и выше дневной поверхности на участках вогнутых (отрицательных). Полученная структурная поверхность первого порядка является основой для построения по такой же технологии поверхности второго порядка и т.д. Верхние или нижние изогипсы, отрисовывающие замкнутые формы поверхности рельефа с одинаковой по знаку кривизной, в последующем порядке поверхности исключаются. От порядка к порядку рельеф как бы "срезается" на высоких отметках и "засыпается" на низких. Таким образом, по технологии построения рельеф последовательно выполаживается, сглаживается, но сглаживание строго следует очертаниям его реальных форм. Основная геологическая задача, решаемая методикой построения карт, - выделение структурных форм рельефа разного порядка, устойчивых, наследуемых в геологическом времени. Чем выше порядок структурной поверхности, тем более ранним и крупным формам поверхности палеорельефа она подобна.

Последующее звено в методике морфоструктурного анализа – построение карт морфоструктурного районирования, выполняемое на основе карт структурных поверхностей рельефа. Типизация и выделение структурных форм на картах районирования проводится по принципу матрицы ортогональной волновой модели И.А.Одесского (1972). Упрощенный четырехэлементный вариант матрицы и геометрические правила проведения границ, разделяющих морфоструктурные элементы модели в реальных поверхностях рельефа, разработаны нами. Карты морфоструктурного районирования помогают восстановить тектонический режим и условия континентального сноса и осадконакопления, прогнозировать пространственное размещение обстановок осадконакопления на уровне элементарных фаций – русловых, старичных, склоновых, водораздельных, озерно-болотных (низинных и верховых). Это позволяет более эффективно решать задачи пространственного прогнозирования полезных ископаемых, связанных с палеогеновыми отложениями района, а также задачи экологической гидрогеологии и геологии.

Получены первые результаты решения отмеченных задач. Для бассейна р.Самуськи. проведен пространственный и статистический анализ взаимосвязи характери-

стик осадко- и углеобразования с морфоструктурами. Выявлены количественные показатели изменения в морфоструктурах числа ритмов в осадконакоплении и их мощностей, числа угольных пластов, венчающих ритмы, и их мощностей, гипсометрических уровней реперных пластов и т.д., что позволило составить прогнозную карту 1:25 000 масштаба на бурый уголь в отложениях новомихайловской и лагернотомской свит (авторы Е.В.Черняев, Е.И.Черняева. А.А.Лукин, В.В.Вологдин). Для бассейна р.Тугояковки построенные морфоструктурные карты 1:50 000 масштаба позволили уточнить геолого-структурную, неотектоническую и морфоструктурную позицию минералогических и литохимических потоков золота и оценить перспективы россыпной и рудной золотоносности района. Для района полигонов подземного захоронения жидких радиоактивных отходов с использованием технологии морфоструктурно-гидрогеологического анализа построена карта гидроизопьез палеогенового водоносного горизонта 1:25 000 (авторы: А.А.Лукин, А.А.Зубков, В.В.Данилов), которая показала, что депрессионная воронка от Томского водозабора не только не захватила полигоны захоронения, но не дошла еще до реки Томи.

## ОЦЕНКА НАПРАВЛЕНИЯ И СКОРОСТИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОМ РИФТЕ

А.В. Лухнев, О.Ф. Лухнева, В.А. Саньков
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Современный облик Байкальского рифта во многом предопределился благодаря тектоническим преобразованиям плиоцен-четвертичного времени. Деформации голоценового этапа (последние 10000 лет) наследуют многие черты предыдущего этапа тектонического развития, подчеркивая ведущую роль разрывных нарушений в формировании рифтовых структур. Реконструкция геодинамической обстановки рифтогенеза может быть осуществлена на основе использования пространственных характеристик неотектонических движений по разломам и их амплитудам.

Наиболее информативными в отношении оценки голоценовых движений оказываются сейсмогенные деформации (палеосейсмодислокации), локализующиеся в зонах активных сейсмогенерирующих разломов. Детальные описания большинства палеосейсмодислокаций Прибайкалья содержатся в работах коллектива иркутских сейсмогеологов школы В.П.Солоненко [1 и др.]. В Байкальской рифтовой зоне обнаружено около 100 палеосейсмодислокаций, из них только 40 структур отнесены к разряду сейсмотектонических. Следы однократных или многократных сейсмогенных смещений по разломам с амплитудами порядка 1-5 м сохраняются в рельефе на протяжении первых тысяч лет. Часто сейсмодислокации нарушают верхнеплейстоценовые террасы, ледниковые отложения и формы рельефа, а также очень характерные для предгорий конусы выноса водотоков высоких порядков, формирование которых связано с голоценовым потеплением климата, что позволяет отнести эти деформации к голоцену. Кроме того, ряд сейсмодислокаций Прибайкалья датированы радиоуглеродным методом.

Определение вектора перемещения по плоскости нарушения в сейсмодислокации сводится к простому решению геометрической задачи. Имея установленные амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений, простирание и угол падения плоскости разлома можно рассчитать истинный вектор смещения, а также его проекцию на горизонтальную плоскость. Для расчетов использованы данные, полученные авторами в процессе полевых исследований в Прибайкалье, и заимствованные из публикаций и фондовых ма-

териалов по 26 сейсмодислокациям Байкальской, Баргузинской и Тункинской рифтовых впадин.

Оценка значений скоростей голоценовых горизонтальных движений принятым способом имеет ряд ограничений, игнорирование которых может приводить как к завышению, так и к занижению этого значений параметра. Поскольку смещение в зоне разлома реализуется по множеству плоскостей, в том числе и с незначительными амплитудами, в результате как сейсмогенных, так и криповых движений, истинная амплитуда может быть установлена только путем суммирования всех смещений. Имея данные по амплитуде смещения вдоль магистрального разрыва, что обычно в случае сейсмодислокаций, мы в состоянии оценить только возможное минимальное значение скорости. Второе ограничение связано с известным парадоксом скоростей тектонических движений. Смещения по сейсмоактивным разломам носят импульсный характер, активизация сменяется периодами затишья, накопления энергии, продолжительность которых прямо зависит от скорости движений. Известные радиоуглеродные датировки сейсмогенных деформаций в южной части Байкальского рифта показывают, что период повторяемости сильных землетрясений здесь составляет менее 2000 лет [2]. Таким образом, оценки значений скорости движений внутри голоцена могут варьировать в 5 раз в зависимости от периода осреднения. В своем исследовании мы использовали максимальный период осреднения, длительностью 10000 лет, что дает возможность получить в результате расчетов минимально возможное значение скорости движений за голоцен.

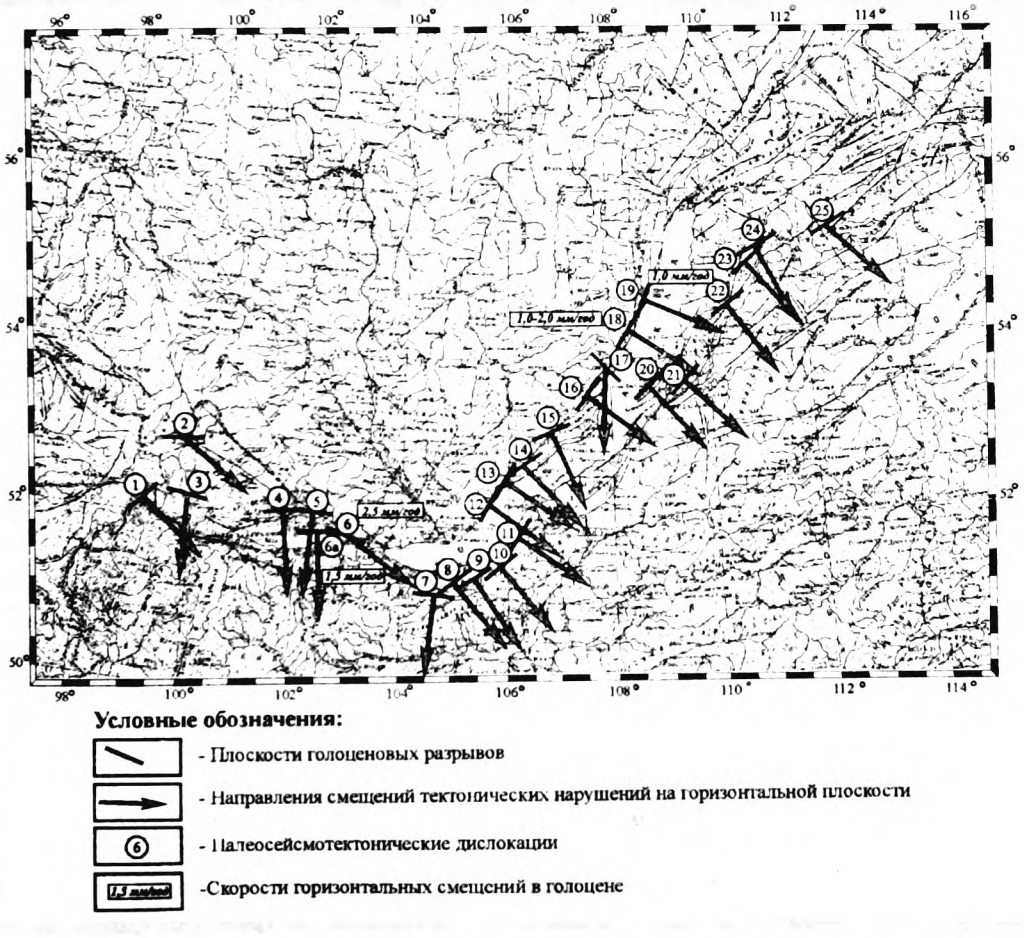



Рис. Векторы горизонтальных смещений блоков по активным разломам Байкальского рифта в голоцене

На рисунке единичные векторы показывают реконструированные направления голоценовых горизонтальных движений блоков по главным активным разломам Байкальского рифта. Векторы движений для Байкальской и Баргузинской впадин фиксируют однонаправленное движение блоков от Сибирской платформы, принятой стабильной, на юго-восток по азимуту 130°. Скорости горизонтальных движений по отдельным разломам оцениваются в 1-2 мм/год. Практически в каждом поперечном сечении рифтовой зоны насчитывается более одного разлома со следами сейсмогенных голоценовых деформаций, и амплитуда раздвижения рифта складывается из этих элементарных подвижек. Минимальная оценка скорости растяжения для центральной части Байкальской рифтовой зоны составляет, таким образом, 1-4 мм/год. Менее однозначная направленность векторов движений в юго-западной части Байкальского рифта (Тункинская впадина и ее горное обрамление) указывает на сложный характер взаимодействия рифтовых процессов и общеконтинентального сжатия, господствующего на соседней территории Монголии и Алтая. Наряду со сбросовыми, здесь фиксируются сдвиговые и взбросо-сдвиговые голоценовые смещения по разломам. Векторы движения отдельных блоков в целом соответствуют общему юго-восточному смещению Амурской плиты относительно Сибирской платформы. Наши оценки направления и скорости голоценового растяжения в Байкальском рифте не противоречат данным о современных горизонтальных движениях, полученным методом GPS-геодезии [3].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 97-05-96426 "Байкальский регион").

Литература

1. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы /Ред. В.П.Солоненко/. Новосибирск, 1977. - 301 с.

2. Хромовских В.С., Дельянский Е.А., Смекалин О.П. Палеосейсмогеология на новом этапе развития // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века - Новосибирск: Наука, 1996. - С.99-101

3. Sankov, V.A. et al. Preliminary data of present day gonzontal movement studies in Baikal r1ft using GPS-geodesy // Journal of Earthquakes Prediction Research (в печати).

## СТРЕЙН-АНАЛИЗ ПО ТЕКТОНИТАМ БОРЩОВОЧНОГО ХРЕБТА

С.В. Максиков
Томский госуниверситет, г. Томск

Борщовочный хребет располагается в Восточном Забайкалье в междуречье рек Шилки и Унды. В осевой части хребта находится одноименный Борщовочный массив, часто выделяемый в качестве гранито-гнейсового купола [5]. В его составе выделяется несколько фаз гранитов [1], последняя из которых, вероятно, совпадает по времени с калий-кремниевым метасоматозом всего массива [5], определяющим его возраст как средняя-поздняя юра.

В обрамлении массива, в его эндо- и экзоконтактовых частях развиты динамометаморфические породы. Среди экзоконтактовых выделяются более древний ($Дм_1$) и более молодой ($Дм_2$) подкомплексы. Породы, входящие в состав данных подкомплексов, ранее выделялись в качестве кулиндинской и ононской свит [6] с возрастом от позднего протерозоя до среднего палеозоя. В эндоконтактовой - тектониты по гранитам ($Дм_3$). Возраст образования тектонитов предположительно следующий; подкомплекс $Дм_1$ начал формироваться с раннего протерозоя, одновременно с возникновением Монголо-Охотского глубинного разлома, $Дм_2$ образовался в «постдевонское-допермское время» [4]. Время конца

образования подкомплекса $Дм_3$ - ранний мел. Его формирование связано с возникновением рифтовых и грабенообразных впадин во время тектоно-магматической активизации Восточного Забайкалья. Развитие данных структур было более интенсивным на юго-восточной стороне массива, что и определило образование зон тектонитов по гранитам только здесь. На северо-западной стороне тектонизированные граниты не отмечены.

Первые два подкомплекса ($Дм_1$ и $Дм_2$) расположены в виде тектонических чешуй и линз в зонах глубинных разломов, окаймляющих массив.

При изучении зон динамометаморфитов была сделана попытка определения осей эллипсоида деформации в отдельных участках. Это было предпринято с целью выяснения действующих сил, сформировавших данные зоны. Анализу подверглись все три вида тектонитов Борщовочного массива. Кроме того, были использованы данные по ксенолиту биотитового кристаллического сланца из борщовочных гранитов и данные по гранодиоритам пермского возраста, расположенным на некотором удалении от массива.

Для выяснения расположения осей использовались в том или ином сочетании следующие структурные элементы; сланцеватость, минеральная линейность, борозды скольжения, микроскладки течения, порфирокластические системы, ориентировка S-C структур, а также расположение геологических макроструктур (тектонические нарушения, форма геологических тел) [2,3]. Кроме того, для изучаемых участков выполнен микроструктурный анализ кварца; данные по ориентировке оптических осей использовались как вспомогательный элемент при построении осей эллипсоида деформации.

Следует заметить, что тектониты могут фиксировать не только тектонические напряжения, их сформировавшие, но и воздействия, связанные с развитием более поздних зон динамометаморфитов.

В подкомплексе ($Дм_1$) (падь Оськина) при изучении образцов была выявлена следующая деталь. В некоторых шлифах обнаружены тонкие (до 0,5 мм) прожилки кварцевого состава, идущие под прямым углом к сланцеватости. Эти прожилки смяты в мелкие складки с амплитудой до 1,5 мм. Осевые плоскости совпадают со сланцеватостью в шлифе. Складки смещаются на одинаковое расстояние по сланцеватости в ту и другую сторону. По порфирокластам из этих же образцов, установлена первоначальная сдвиговая структура, отвечающая моноклинной симметрии, на которую затем была наложена деформация сплющивания, имеющая ромбическую симметрию. При этом около порфирокластов отмечается частичное перераспределение минералов, с образованием симметричных «хвостов» в тенях давления вместо структур вращения.

При вычислении расположения осей, сланцеватость So принималась за плоскость осей A и B. Это является вполне допустимым, если учесть, что почти все породы являются тектонитами пластического течения. Положение оси C определялось как полюс сланцеватости. Для выяснения положения осей A и B учитывалась ориентировка линейных и S-C структур, а также данные микроструктурного анализа кварца. В большинстве случаев полученные результаты по мезоструктурам и ориентировке кварца хорошо сопоставлялись и дополняли друг друга.

Ось C определяется сравнительно легко из-за сильной рассланцованности пород. Проведенный в некоторых участках микроструктурный анализ биотита подтвердил полученные результаты. Оси A и B также определяются сравнительно легко. Ось B является осью вращения при поясовой ориентировке оптических осей кварца, которая наиболее часто встречается в данных тектонитах.

Анализ полученных результатов показал, что: 1. Ориентировка осей эллипсоида деформации в большинстве случаев соответствует взбросам или сбросам в краевых частях массива с некоторой долей сдвиговой составляющей. 2. В единичных случаях ориентировка согласуется с положением крупных разрывных нарушений, простирающихся вкрест Борщовочного хребта. 3. Ориентировка осей эллипсоида деформации в скиалитах кристаллических сланцев из гранитов, совпадает с их ориентировкой в зонах тектонитов.

Литература
1. Антипин В.С., Татаринов А.В., Кузьмин М.И. Гранитоиды Борщовочного кряжа //Геология и геофизика.- 1975. №4. - С.46-54.
2. Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1991. – 100 с.
3. Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. – Томск, 1996. – 170 с.
4. Рутштейн И.Г. Агинско-Борщовочный диафторит-сланцевый пояс, Восточное Забайкалье // Доклады АН, 1997. -Т.353, №1, - С.87-89.
5. Шевчук В.В., Смирнов Б.И. Особенности генезиса мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья и их отражение в химизме пород // Доклады АН СССР, 1991. - Т.256, №3, - С.669-673.
6. Шейнман Ю.М. Геологический очерк района нижнего течения рек Онона и Ингоды и верховьев Шилки (Восточное Забайкалье). М. Л., 1935. – 78 с.

# ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ ПРИ МОРФОТЕКТОНИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОГО БОРТА ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

А.А. Мистрюков[1], А.Г. Хорев[2]
[1]Обьединенный институт геологии геофизики и минералогии СО РАНИ, г. Новосибирск
[2]Институт Вычислительных Технологий СО РАН, г. Новосибирск

Современное развитие методов обработки картографической информации представляет новые возможности для анализа геоморфологических карт. Основой данных возможностей является то, что ведущим инструментом геоморфологических исследований выступает геоморфологическая модель. В настоящее время все большее значение приобретает автоматизированное картографирование на базе географических информационных систем (ГИС). Для изучения пространственных закономерностей строения рельефа с использованием геоинформационных систем необходимо наличие разнообразных данных о рельефе. Интеграция разнородных данных в ГИС сводится к задаче совместного представления и обработки растровой и векторной информации. В качестве растровой информации используются данные дистанционного зондирования, а в качестве векторной - различные карты в цифровом виде. Основным методом согласования и использования векторных и растровых данных являются процедуры их взаимных геометрических преобразований. В связи с этим могут иметь место следующие аспекты интеграции разнородных пространственных данных в ГИС:

1) вопросы согласования математической основы растровых и векторных представлений при организации единой базы данных (с использованием методов цифрового орто-фото-трансформирования, стереоаналитических построений или моновосстановления);

2) проблема организации единого пространственного индексного механизма и связь посредством его реляционной семантической, векторной и растровой баз данных;

3) проблема визуализации интегрированных данных;

4) вопросы поддержания интегрированного формата данных;

5) вопросы сводки контуров одноименных объектов, связанные с недоопределенностью данных, нечеткостью границ объектов, временной изменчивостью контуров и другими причинами;

6) вопросы манипулирования разнородными данными (применительно к задачам геоморфологического анализа);

7) вопросы, связанные с точностью согласования разнородных данных.

Исходная цифровая база, по сути дела, состоит из двух баз данных - растровой и векторной. На этапе обработки информации создается агрегированная модель, сочетающая в себе вектор и растр в единой математической основе. Результирующая цифровая и электронная карты создаются в векторном формате с возможностью визуализации растровой подложки.

На этапе работы с агрегированной цифровой моделью данных, средства растровой ГИС используются для электронной обработки цифровых снимков. При этом выполняется геокодирование, коррекция, контрастирование, разделение тонов и плотностей снимка, подчеркивание границ, тоновые преобразования и фильтрации. Средства векторной ГИС используются для анализа топологических отношений между границами, полученными из растровой обработки и взятыми с имеющихся исходных карт. Для такого анализа используются средства оверлейного аппарата векторных ГИС и программы корректировки векторного изображения. Результаты оверлея служат также для корректировки обработки снимков, то есть, возможно, отступить на шаг и провести обработку снимков заново, используя уже результаты векторного анализа.

Данный подход был применен нами при морфотектоническом анализе северного борта Чуйской впадины. Для построения морфотектонической карты были использованы: аэрофотоснимки, которые были предварительно обработаны и представлены в растровом виде; топографические карты, рельеф которых был предварительно оцифрован и использован в векторном виде. Проведенный нами совместный анализ этих данных позволил провести выделение и классификацию элементарных поверхностей рельефа. При этом отчетливо выделились поверхности наклонной предгорной равнины и долин, расчленяющих южный макросклон Курайского хребта, служащего северным обрамлением Чуйской впадины. Топологический анализ оставшихся элементов рельефа показал их принадлежность к двум группам. Это относительно слабонаклонные остатки древнего тектонического вала, образованного при деформации доорогенной равнины. В осевых частях хребта они ориентированы субгоризонтально, а в правых частях наклонены от осевой линии к периферии. Вторая группа элементов представлена крутыми поверхностями с простиранием ориентированным параллельно осевой линии хребта. Это тектоногенные уступы, образованные при относительном смещении тектонических блоков внутри вала выпирания.

Таким образом, проведенный морфотектонический анализ на основе ГИС технологий позволил выявить детали новейшей тектонической структуры зоны тектонической активизации. Кроме того, подтвердились предположения о том, что пликативные дислокации доорогенного пенеплена предшествовали здесь дизъюнктивным. Данное явление можно объяснить ситуацией регионального сжатия, сгенерированного сближением тектонических плит смежных регионов.

## ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В КУРАЙСКО-ЧУЙСКОЙ СИСТЕМЕ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

И.С. Новиков, А.Р. Агатова
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

Чуйская и Курайская межгорные впадины расположены в юго-восточной части Горного Алтая. В районе впадин развиты два основных класса рельефа. Первый представлен эрозионными и денудационными формами рельефа, выработанными в палеозойских отложениях горного обрамления и третичных отложениях, выходящих на поверхность в зонах перехода от хребтов к впадинам. Второй класс представлен молодыми аккумуля-

тивными формами рельефа, развитыми во впадинах. Поскольку высокие горные сооружения существуют на Алтае с конца неогена, в его пределах, вероятно, проявились все оледенения четвертичного периода, однако условия аккумуляции во впадинах были таковы, что каждое последующее оледенение в значительной степени уничтожало следы предыдущего. Большая часть ледникового и водно-ледникового рельефа впадин связана с последним оледенением и имеет позднеплейстоценовый возраст. Исключение составляют только небольшие фрагменты ледниковых отложений, расположенных у подножья хребтов за пределами хорошо морфологически выраженных границ максимального распространения позднеплейстоценового оледенения. Они в значительной мере утратили исходный бугристо-грядовый рельеф и частично перекрыты более поздними пролювиальными и флювиогляциальными осадками. К среднеплейстоценовому времени относятся, вероятно, также флювиогляциальные шлейфы с сериями озерных абразионных террас, сохранившиеся местами среди более молодых образований. В ходе деградации позднеплейстоценового оледенения в Чуйской и Курайской впадинах существовало крупное озеро. Судя по маломощности озерных отложений, существовало оно кратковременно, и главным свидетельством его существования являются серии волноприбойных террас. Они фиксируют прерывистое изменение уровня озера с отметок 2150 м до высот днищ впадин, составляющих 1500 м у Курайской и 1750 м у Чуйской впадины. Озеро было образовано преградой в долине р.Чуи, расположенной к западу от рассматриваемой территории. Природа преграды до конца не ясна, но мощность позднеплейстоценовых ледников была явно недостаточной для обеспечения уровня озера в 2150 м. Судя по распространению хорошо сохранившихся конечно-моренных образований, большая их часть вообще не достигала долины р.Чуи. Наиболее вероятным механизмом формирования такой преграды является, по нашему мнению, смещение долины р.Чуи в ходе позднеплейстоценовых тектонических движений, что привело к подпруживанию верхней части бассейна и образованию крупного озера в Курайско-Чуйской системе впадин. В настоящее время среди исследователей Алтая распространено мнение о катастрофическом прорыве этого озера и гигантском паводке в долине р.Чуи и р.Катуни. Это мнение плохо согласуется с наличием по бортам впадин серий из десятков волноприбойных террас, фиксирующих прерывистое изменение уровня озерного бассейна. В тоже время в Курайской впадине известны участки с рельефом типа гигантской ряби течения, сформированного под слоем текущей воды. Проведенные расчеты, базирующиеся на размерах ряби и перемещаемых обломков, свидетельствуют о быстром перемещении огромных масс воды [1, 2]. Вопросы функционирования позднеплейстоценовых озерных систем во впадинах требуют дополнительного изучения. В данном случае для нас важно, что следы волноприбойной деятельности являются важным маркером, указывающим на возраст осадков, образующих аккумулятивные формы рельефа. Абразионные террасы развиты в скальных бортах впадин, в отмерших пролювиальных шлейфах в зоне, не подвергшейся позднеплейстоценовому оледенению. Развиты они и в моренных полях последнего оледенения, выдвинутых из долин во впадины. На флювиогляциальных шлейфах, обрамляющих моренные поля последнего оледенения, их нет. Следовательно, флювиогляциальные шлейфы, несущие абразионные террасы, образовались до начала деградации позднеплейстоценового оледенения, вероятнее всего, в ходе среднеплейстоценового оледенения.

Важным результатом проведенных исследований стало выявление не прекращавшихся тектонических движений в ходе развития и деградации последнего оледенения. Как правило, выдвинутые блоки расположены вдоль границ хребтов, ограничивающих впадины. Один из таких блоков перегораживает долину притока р.Чуи р.Чаган-Узун в районе устья р.Кызыл-Чина. До его пропиливания водным потоком он подпруживал озеро в долине Аккола (одной из рек, при слиянии образующих р.Чаган-Узун), о чем свидетельствует мощная толща "ленточных глин" выше по долине. В голоцене в центральных частях впадин сформировались аллювиальные равнины. В северной части Чуйской впадины, где

преобладают временные водотоки, продолжилось формирование пролювиальных шлейфов. Сейсмические толчки конца голоцена послужили причиной формирования крупных обвалов. Постледниковые изменения зашли недалеко, и каждый тип позднечетвертичных отложений узнаваем по характерному микрорельефу. Это позволяет широко использовать аэрокосмоснимки при составлении карт позднечетвертичных отложений и существенно повышает их точность В ходе наших исследований на протяжении последних десяти лет на большую часть рассматриваемой территории составлены геоморфологические карты в масштабах от 1:200000 до 1:25000, анализ которых позволил выяснить распределение основных генетических типов позднечетвертичных отложений.

Литература

1. Carling P.A. A preliminary paleohydraulic model applied To late Quaternary gravel dunes: Altai Mountains, Siberia // Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology. Geological Society Special Publiation, 1996. - N 115. - P.165-179.
2. Carling P.A. Morphology, sedimentology and paleohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia // Sedinlentology. - 1996. - N 43. - P.647-664.

## ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Г.И. Овчинников, Ю.С. Максимишина
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Усть-Илимское водохранилище является третьей ступенью Ангарского каскада ГЭС. Наполнение его началось в 1974 году и эксплуатационных отметок оно достигло в 1976 году. Водохранилище является водоемом сезонного регулирования и представляет собой водоем сложной конфигурации и состоит из двух акваторий - ангарской и илимской. Акватории состоят из ряда чередующихся между собой расширений и сужений. Протяженность затопленных долин рек Ангары и Илима около 600 км, а длина береговой линии равна 2560 км. Общая площадь водной поверхности при нормальном подпорном горизонте (НПГ) равна 1833 км$^2$, максимальная ширина 15 км и максимальная глубина 90 м.

Создание водохранилища способствовало развитию многих экзогенных геологических процессов, среди которых наибольшее распространение, как по масштабам, так и по интенсивности получила абразия береговых склонов. Интенсивность развития абразионных процессов в большей части определяется уровневым режимом водоема, волноэнергетической характеристикой, геолого-геоморфологическими условиями береговой зоны и временем существования водоема.

За время эксплуатации водохранилища в режиме уровней выделяется три периода (Рис.1). Первый - 1977-1981 г.г. Здесь в годовом ходе отмечается две фазы высокого положения уровня воды и две низкого. При этом максимально высокие уровни фиксировались в конце мая, начале июня. Второй, мене высокий пик, отмечался в декабре месяце. Низкие отметки приурочены к весеннему и летне-осеннему периодам. Амплитуда колебания уровня воды изменялась от 1,3 м до 4,0 м. Максимальные значения амплитуды приурочены к 1980 году, когда отмечались наиболее минимальные отметки уровней на других водохранилищах Ангарского каскада ГЭС (Братское - 10 м ниже НПГ, Иркутское - 4,5 м ниже НПГ). Подобный ход уровня воды в водохранилище определил весьма малую волновую нагрузку на береговые склоны в пределах отметок НПГ. Гидродинамические условия складывались таким образом, что в течение наиболее штормового периода уровень постепенно снижался. Воздействию волнения подверглись осушенные отмели, а ин-

тенсивность размыва береговых склонов снижалась.

Второй период охватывает 1982-1986 годы. Здесь снижение уровня воды происходил в основном в весенний период. В остальное время он находился на отметках, превышающих НПГ на 0,3 - 0,7 м. Амплитуда колебания уровня воды за этот период составила немногим более 2 м.

Третий период (1987-1995 г.г.) характеризуется незначительным по амплитуде (1,5 м) колебанием уровня воды в водохранилище. Максимальные его значения достигали НПГ, однако, продолжительность стояния уровня на этих отметках не превышает 10-15 дней. Третий период по режиму повторяет первый. Разница заключается в меньших значениях амплитуды его колебания.

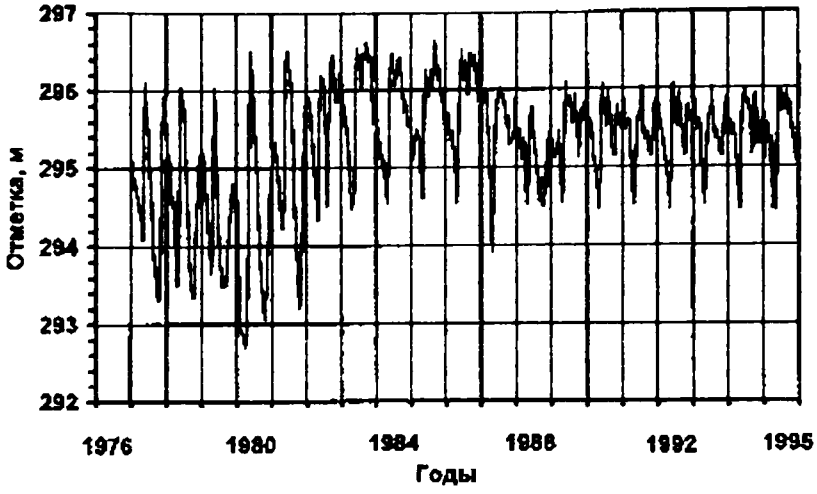



Рис.1. Колебание уровня воды Усть-Илимского водохранилища.

Одним из основных факторов формирования берегов Усть-Илимского водохранилища является ветровое волнение. Преобладающими над водохранилищем являются ветра западных румбов, на долю которых приходится около 81%. По данным Гидрометслужбы при северо-западном направлении максимальная скорость ветра равна 30 м/с. По другим направлениям скорость ветра не превышает 25 м/с. Ветры этих скоростей отмечаются не ежегодно, однако там, где направление ветра совпадает с длинной осью акватории, высоты волн в расширениях достигают 3-4 м ($h_{1\%}$), а в других частях водоема - до 1,0 - 1,5 м ($h_{1\%}$). Наиболее частую повторяемость имеют ветры со скоростью 5-8 м/с. При таких скоростях максимальные высоты волн в расширениях достигают 1,0 м, а в сужениях - 0,5 м. Энергия волнения изменяется от 10 тыс. тм на погонный метр берега до 900 тыс. тм.

Наряду с гидродинамическими условиями и факторами в формировании берегов значительную роль играет геологическое строение береговой зоны, в формировании которой участвуют разнообразные по составу породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя [2]. Отличительной особенностью Усть-Илимского водохранилища от других водохранилищ Ангарского каскада ГЭС является то, что в большей своей части береговая линия формируется в скальных и полускальных породах (76%). Берега в рыхлых отложениях формируются на протяжении 489 км (23,8%). Они слагают берега Нижне-Илимского расширения, залива Игирма, а так же отдельные, небольшие по протяженности, участки по ангарской акватории.

Гидродинамические и геолого-морфологические условия определили развитие абразионного процесса на водохранилище. В начальный период эксплуатации водоема абразия практически отсутствовала. Причиной тому явились режим уровня водоема, а так же волногасящие свойства плавающего и стоящего в воде леса. С уменьшением стоящего ле-

са размыв несколько увеличился. Общая протяженность размываемых берегов по состоянию на 1982 год составляла около 80 км. Однако интенсивность размыва была мала. Преобладали берега с шириной размыва до 10 м. Максимальная величина отступания бровки берега составила около 25 м и наблюдалась в сильно выветрелых породах тушамской свиты по левобережью Воробьевского расширения. Размывы затрагивали преимущественно мысовые участки береговой линии. В последующие годы с изменением режима эксплуатации водохранилища протяженность абразионных берегов значительно увеличилась. Однако величина размыва не превышала 10-30 м. В большей части размыву подвергся маломощный чехол рыхлых отложений, после чего профиль берега врезался в монолитные породы и величина размыва значительно уменьшилась [2]. Начинает приобретать значительную роль в динамике берега процесс выветривания горных пород. За период эксплуатации максимальная величина размыва берегов, формирующихся в рыхлых отложениях, составила около 60 м, в сильно выветрелых породах мамырской свиты - более 30 м. На рисунках 2 и 3 показаны изменения размывов берегов во времени на некоторых участках водохранилища. Протяженность абразионных берегов за период эксплуатации водохранилища составила 630 км или 34% от их общей протяженности, а площади размыва более 600 га.

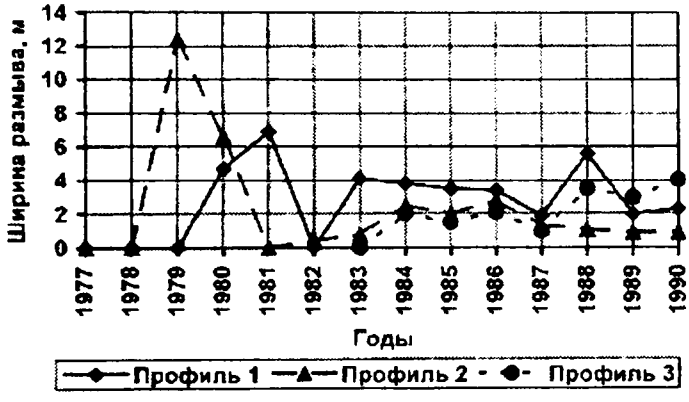



Рис.2. Динамика размыва берега на участке Воробьево, сложенного суглинистыми отложениями.

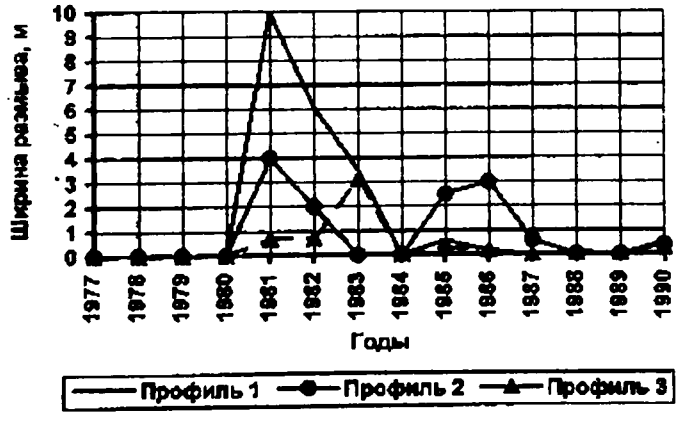



Рис.3. Динамика размыва берега на участке Бумбей, формирующегося в песчаниках мамырской свиты.

Формирование отмелей на берегах водохранилища в 1976-1981 и 1987-1995 г.г. происходило при уровенном режиме, не способствующем интенсивному размыву береговых склонов. Водохранилище вскрывается ото льда при высоком уровне и минимальной

интенсивности ветрового волнения. В течение летнего сезона при постоянно пониженном уровне отмечается слабый размыв отложений отмели и перемещении наносов на большую глубину. Вдольбереговые потоки наносов широкого развития не получили. В наиболее штормовой период уровень находился на минимальных отметках, и проявляющиеся размывы деформируют, в основном, отмель и не разрушают участки береговых склонов на отметках НПГ и выше. Осеннее повышение уровня происходит при наступлении отрицательных температур воздуха, когда образуются забереги и начинается промораживание осушенных частей отмелей и, в этом случае, размыв берегов практически отсутствует. В начальной стадии эксплуатации водохранилища размываются береговые склоны на отметках уровней сработки. В связи с этим отмечается довольно медленное увеличение уклонов отмели в пределах НПГ, и подготавливаются благоприятные условия для более интенсивного размыва при высоких отметках уровня воды.

Интенсивность развития абразионного процесса значительно снизилась и связано это в первую очередь с тем, что профиль берега врезался в коренную основу, а режим уровня воды в водоеме в последние годы стабилизирован. Говорить о том, что на этом водохранилище наступила стадия стабилизации на наш взгляд рано.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 97-05-65838.

Литература

1. Пуляевский Г.М., Овчинников Г.И., Тарасов В.В. Формирование береговых отмелей Ангарских водохранилищ при различном уровенном режиме. // Изменение геологической среды и их прогноз. Новосибирск: «Наука», Сибирское отделение, 1985. - С.93-103.
2. Усть-Илимское водохранилище. Подземные воды и инженерная геология территории. - Новосибирск: «Наука», Сибирское отделение, 1975. - 220 с.

## ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ПАВОДКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЯЛОМАНСКОЙ ВПАДИНЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)

С.В. Парначев
Томский госуниверситет, г. Томск

История изучения геологического строения и генезиса "высоких алтайских террас", длящаяся более столетия, связана с именами В.В.Сапожникова, В.И.Обручева, М.А.Усова, В.П.Нехорошева, К.Г.Тюменцева, Б.Ф.Сперанского, Л.А.Рагозина, Л.Н.Ивановского, Н.А.Ефимцева, П.А.Окишева, Б.М.Богачкина, А.М.Малолетко и других известных геологов и географов. Результатом проведенных до середины восьмидесятых годов нашего века исследований стала непротиворечивая и в целом общепризнанная схема геологического строения рыхлого террасового литокомплекса долин рек Чуя и Катунь. В составе последнего выделялась среднеплейстоценовая *ининская толща*, слагающая высокие террасы и вложенная в нее позднеплейстоценовая (или позднеплейстоцен-голоценовая [1]) *сальджарская толща*, объединяющая осадочные образования низких (ниже 80-90 м над уровнем рек) террас [1, 2, 3, 4, 5 и др.]. Происхождение отложений сальджарской толщи практически единодушно связывалось с деятельностью позднеплейстоценового оледенения и считалось флювиогляциальным [2-7]. Вопрос о генезисе осадков ининской толщи, имеющих максимальную мощность порядка 200 м [1, 2], аномальный внешний облик, поражающе сложное внутреннее строение и пестрый литологический состав, даже во времена сравнительного единодушия исследователей проблемы (период 1968-1987 гг.) не решался однозначно (табл.1).

Таблица 1. Происхождение отложений ининской толщи

| Литературный Источник | Предполагаемый генезис отложений |
|---|---|
| В.Е.Попов (1954 и др.) Н.А.Ефимцев (1964,1968) | **аллювиальный**; все террасы имеют вложенный характер со значительными оговорками предполагается **аллювиальный** |
| Е.В.Девяткин (1965) | **флювиогляциальные, пролювиальные, лимнические** и **озерно-дельтовые** образования |
| Б.М.Богачкин (1981) | Сложнопереслаивающиеся **озерно-ледниковые, моренные** и **водно-ледниковые** отложения |
| П.А.Окишев (1974, 1987) | **моренные, водно-, озерно-ледниковые** и **флювиогляциальные** отложения, образовавшиеся при непосредственном воздействии ледника; |
| "Разрез..," (1978), А.А.Свиточ (1987) | **Флювиальные неледниковые** отложения, испытавшие воздействие талых вод ледников |

Прогресс последних 10-15 лет в понимании генезиса и стратиграфии террасового литокомплекса Центрального Алтая обеспечен в первую очередь трудами В.В.Бутвиловского [11 и др.] и А.Н.Рудого [12, 13 и др.], доказавшими существование на Алтае регулярно осушавшихся крупных и гигантских четвертичных ледниково-подпрудных озер, спуск из которых неоднократно носил катастрофический характер, а также указавшими конкретные вещественные следы таких паводков в долинах стока. Прямыми следствиями доминирования событийного (или инъективного) характера долинного седиментогенеза в четвертичное время являются "высокие алтайские террасы", на сегодняшний момент обеспечивающие максимально полной и достоверной информацией о длительности и динамике "паводкового" периода Горного Алтая.

Так, в составе террасовых комплексов Центрального Алтая В.В.Бутвиловским [11] выделено от 3 до 6 следов прохождения раздельных катастрофических паводков, разделенных маломощными горизонтами субаэральных покровных образований и/или линзами озерных варвитов. П.Карлинг (P.Carling, устное сообщение 1994 г.) в разрезах ининской толщи по долине р.М.Яломан выделял до 7 паводковых пачек.

В ходе работ 1993-96 годов в разрезе ининской толщи установлено наличие следов **не менее семи** паводковых событий в виде семи пачек (паводковых циклитов) мощностью до 50 м (рис.) с характерным и сходным набором литологических разностей, закономерно сменяющих друг друга как в разрезе, так и по простиранию и разделяемых линзами озерных варвитов. Наиболее полные разрезы с максимальными мощностями циклитов зафиксированы в центральной части Яломанской впадины (прительвеговые участки долины р.Катунь на промежутке от устья р.Чуя до устья р.Б.Яломан). Основание паводковых циклитов (горизонт А) представлено базальным валунно-глыбовым материалом с щебнисто-дресвяным дебрисом с неясной грубой слоистостью (обычно падающей вниз по течению реки под углами $10 \div 15^0$), имеющим мощность до 5÷10 м (в верхних пачках горизонт А представлен щебнем и галькой и имеет мощность порядка 1÷2 м). Выше залегают весьма характерные щебнистые и песчанистые дресвяники с параллельной горизонтальной или слабонаклонной слоистостью (до $10 \div 15^0$ от тальвега долины) (горизонт В), доля которых в разрезе пачки увеличивается в дистальных фрагментах разрезов (вверх по долинам притоков, за резкими расширениями русла и др.) и составляет до 10÷12 м. Венчает разрез циклита градационно построенный галечно-валунный горизонт С мощностью обычно 1.5÷3 м с косослоистыми хорошоокатанными средними и мелкими галечниками в кровле. Покровные горизонты D представлены 1÷2-метровыми элювиально-делювиальными "мусорными" суглинками с конволютной слоистостью, в дистальных фрагментах разрезов (в долинах притоков) заменяемыми и дополняемыми линзами ленточнослоистых озерных песчанистых алевропелитов мощностью до 4 м. Наличие последних рассматривается как

главный аргумент в пользу раздельности паводковых событий; имеющиеся датировки для варвитов двух верхних пачек ининской толщи (рис.) позволяют предположить тысячелетний период паводкового цикла [16]. Результаты интерпретации гидрологических и седиментационных режимов представлены в табл. 2.

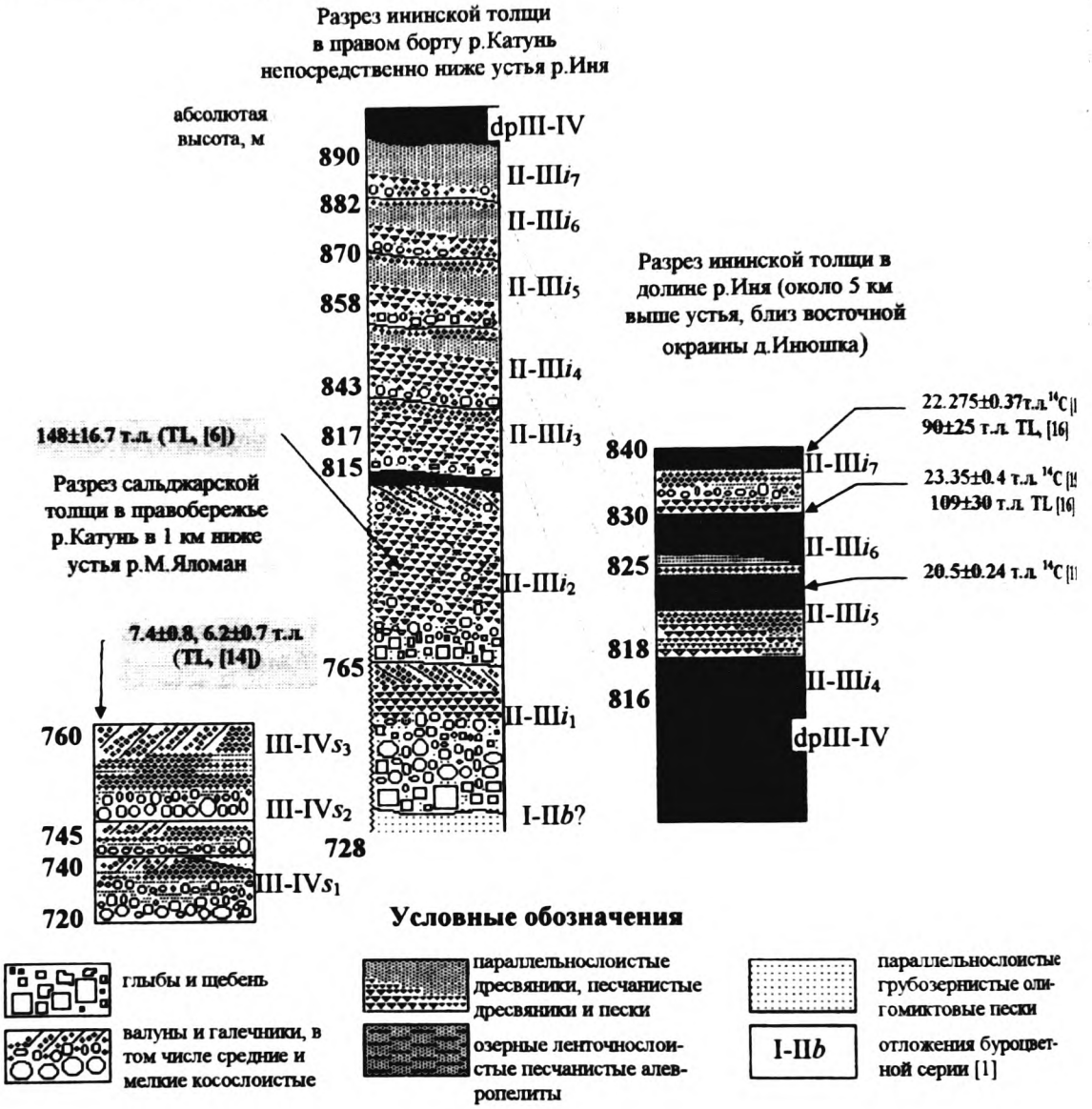



Рис. Стратиграфия отложений ининской (II-III*i*) и сальджарской (III-IV*s*) толщ в пределах Яломанской впадины (Центральный Алтай

Возраст отложений ининской толщи, учитывая непосредственные датировки и ее вероятную корреляцию с ритмически построенной хронологически охарактеризованной аллювиальной *большереченской свитой* Предалтайской равнины [17, 18], предполагается соответствующим интервалу с второй половины среднего плейстоцена (213 000 л.) до второй половины позднего плейстоцена (около 22 000 л.) или как вся вторая половина неоплейстоцена [19].

В составе сальджарской толщи в пределах Яломанской котловины выделяется три пачки (рис.), сложенные преимущественно валунно-галечным материалом средней степени окатанности и сортировки. Преобладает параллельная слабонаклонная неясная слои-

стость с падением вниз по течению рек под углами $5\div15^0$. В ряде разрезов (долина р.Чуя в 5 км ниже по течению бома Ялбак-Таш) разрез первой пачки толщи представлен косослоистой мелковалунно-галечной серией мощностью не менее 10÷12 м, рассматриваемой как доказательство **одноактного** (паводкового) генезиса отложений. В кровле пачек толщи фиксируются средние и мелкие хорошоокатанные сортированные косослоистые галечники, сопоставляемые с отложениями горизонта С паводкового циклита (табл. 2).

Таблица 2. Интерпретация обстановок осадконакопления паводковых отложений Яломанской впадины

| **Отложения** | **Режим седиментации** | **Сопоставляемые режимы и фации аллювиального седиментогенеза** |
|---|---|---|
| Ленточнослоистые песчанистые алевропелиты горизонта D | Озерный, возникал при подпоре стока вод притоков главных долин паводковыми отложениями ("барами") | Фации внутренней зоны поймы и фации сезонно-заиляющихся понижений группы пойменных фаций горного аллювия [20] |
| Градационно построенные валунные галечники горизонта С (в том числе гигантская рябь течения) | Флювиальный первой (?) фазы гладкого дна [21], спорадически - грядовый; реализовывался на стадии спада (в том числе затянутого) паводковых вод и связанных с этим уменьшением глубин и изменений скоростей течения | Стадия спада паводковых (половодных) вод с вымыванием мелкозема из материала ложа и формирование галечно-валунного "армирую-щего" слоя; грядовое движения наносов.<br>Фация самоотмостки группы русловых фаций горного аллювия [20], субфация аккумулятивных гряд стрежневой фации группы русловых фаций горного аллювия [20] |
| Параллельнослоистые щебнистые и песчанистые дресвяники, дресвянистые пески горизонта В | Первая фаза гладкого дна; реализовывался при резком падении несущей способности (скорости) течения и выпадении **взвешенного** материала, ассоциирующего с дропстоунами | "Лавинная" седиментация взвешенного материала при выходе полых речных вод на террасовые уровни долины с образованием параллельнослоистых пойменных отложений.<br>Пойменная фация горного аллювия [20, 22] |
| Неслоистые и грубослоистые щебнисто-глыбовые отложения горизонта А | Селевой водокаменный (?) режим переноса и седиментации в режиме второй (?) фазы гладкого дна | Донная фации аллювия [23], фация эллювиальной отмостки речных долин [20], фация долинного элювия [24], селевая фации аллювия [25], фация массового волочения катастрофических паводков [11] |

На поверхности третьей пачки грядовая фаза перемещения наносов в ходе паводка зафиксирована и в виде реликтового рельефа гигантской ряби течения (поверхность 60-м террасы в левобережье р.Катунь ниже п.Иня и др.). Возраст отложений сальджарской толщи, принимая во внимание установленные взаимоотношения с моренами последнего оледенения и террасовыми литокомплексами Предалтайской равнины [1], данные абсолютного датирования [14] (рис.) и палинологически зафиксированное изменение климата в течении сальджарского времени от ледникового до близкого к современному [1, 6] определяется как поздний плейстоцен - ранний голоцен.

Общее количество запечатленных в четвертичных отложениях Яломанской котловины йокульлаупов, учитывая возможную и вероятную синхронность некоторых пачек ининской и сальджарской толщ, принадлежащих к разным фациям отложений единого паводка [22], нельзя считать простой суммой установленного количества (7+3). Пока

можно констатировать, что обнаружены свидетельства не более десяти паводковых событий примерного интервала 213 000-6 000 лет назад.

Литература

1. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. - М.: Наука, 1981. - 132 с.
2. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае//Бюлл. Ком. по изуч. чет. отлож. 1964. Вып. 29. - С.11-131.
3. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае//Бюлл. Ком. по изуч. чет. отлож. 1964. Вып. 29. - С.11-131.
4. Ефимцев А.А.О новейших региональных прогибаниях горных областей (на примере Горного Алтая)//Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1968. - С.54-64.
5. Окишев П.А. О генезисе террас в среднем течении р.Катуни//Материалы научной конференции "Проблемы гляциологии Алтая". Вып. 2. Томск: Изд-во ТГУ, 1974. - С.46-73.
6. Разрез новейших отложений Алтая/ Под ред. К.К.Маркова. М.: Изд-во МГУ, 1978. - 208 с.
7. Ивановский Л.Н. Ледниковый ил в четвертичных отложениях Алтая//Вопросы географии Сибири. Сб. 3. Томск: Изд-во ТГУ, 1953. - С.195-200.
8. Попов В.Е. Четвертичные отложения долины р.Катунь в Центральном Алтае. Дисс... канд.геолого-минералогических наук. Томск, 1954. - 364 с.
9. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая//Тр.ГИН, Вып.126. М.: Наука, 1965. - 243 с.
10. Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 1987. - 210 с.
11. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель.- Томск: Изд-во ТГУ, 1993.- 253 с.
12. Рудой А.Н. Закономерности режима и механизмы сбросов ледниково-подпрудных озер межгорных котловин. Дисс. ... канд. геогр. наук. М., 1986. -205 с.
13. Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии. Автореф. дисс. ... докт. геогра. наук. Томск, 1995. - 35 с.
14. Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia//Sedimentology, **43**, 1996. - P.3-20.
15. Борисов Б.А., Чернышова М.Б. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины//Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Сборник научн. трудов. Л: ВСЕГЕИ. 1987. - С.57-62.
16. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ, 1992. - 182 с.
17. Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. - 167 с.
18. Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне верхней Оби//Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. - С.7-21.
19. Краснов И.И., Заррина Е.П. Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и сопоставление ее с различными геохронологическими шкалами// Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Сборник научн. Трудов. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. - С.19-23.
20. Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. - 287 с.
21. Best J. The Fluid Dynamics of Small-scale Alluvial Bedforms// Advances in fluvial dynamics and stratigraphy/Edited by P.Carling and M.Dawson. Wiley&Sons Ltd, Chichester, 1996. - P.67-125.
22. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск: Изд-во Красн. гос. педагогич. институт., 1993. - 226 с.
23. Рожков И.С. Строение и фации четвертичного аллювия в горных областях Сибири//Материа-лы по генезису и литологии четвертичных отложений.Минск:Изд-во АН БССР,1961.-С.126-138.
24. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981.- 383 с.
25. Кожевников А.В. Аллювий горных рек, фации, типы разрезов, условия формирования// Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. - С.391-399.

# ОРДОВИКСКИЙ ЭТАП ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

О.Ю. Перфилова
ГП "Красноярскгеолсъемка", г. Красноярск

В результате геолого-съемочных работ в пределах Сорского и Коммунаровского рудных районов (восточный склон Кузнецкого Алатау) установлено широкое развитие образований впервые выделяющиеся здесь ордовикской вулкано-плутонической ассоциации в составе вулканогенной кошкулакской свиты трахибазальт-трахит-трахириолитового состава и юлинского сиенит-граносиенитового интрузивного комплекса. Формирование ассоциации связано с самостоятельным ордовикским этапом посторогенного континентального рифтогенеза (тафрогенеза), значительная роль которого в геологической истории региона неоднократно подчеркивалась в работах Н.А.Макаренко и В.П.Парначева [4,8].

Наиболее представительные разрезы кошкулакской свиты изучены в пределах Кошкулакской (стратотип свиты ), Катюшкинской и Уленьской структур. Субвулканические образования представлены здесь дайками сиенит-порфиров и риолитов, отчетливо приуроченными к кольцевым и радиальным разломам. К наиболее сохранившимся, хорошо выраженным морфологически, вулканическим постройкам относятся: Ефремкинская, Кошкулакская, Катюшкинская, Уленьская (с центром в районе оз.Узунколь) и Алоколунгская [6,7,9,16,17]. Несколько более эродированными являются Юлинская и Сорская структуры. В их строении участвуют образования вулканической, субвулканической и гипабиссальной фаций [7,9]. На еще более глубоком уровне эрозионного среза эффузивные и субвулканические образования не сохраняются, и ассоциация представлена обособленными достаточно крупными гипабиссальными и мезоабиссальными интрузиями среднезернистых роговообманковых и биотит-роговообманковых кварцевых сиенитов, граносиенитов и субщелочных гранитов (Бельский, Случайнинский, Северный Туимо-Карышский, Вехнетуимский, Чалпанский и Котурский массивы, а также массив г.Черемных) [3, 7, 9, 10, 12].

В породах ассоциации сочетаются черты высокозрелого корового вещества с явными признаками мантийного происхождения [6, 7, 9, 12]. Первичные отношения изотопов ($^{87}Sr/^{86}Sr$) характеризуются следующими величинами: для Котурского масива – 0.7042+/0009 [12]; для Сорского массива – 0.70515+/50 [1]; для Чалпанского массива – 0.7053+/2 (Рублев, 1995), что однозначно указывает на мантийное происхождение пород ассоциации. Гранитоиды в ее составе принадлежат к особому геодинамическому типу, существование которого не учитывается современными классификациями. Отличительной чертой данной ассоциации является повышенное содержание в кислых породах, вплоть до лейкогранитов, окиси титана, кальция и магния. Отмечается также значительное превышение кларковых содержаний стронция и бария. Всем породам ассоциации свойственны низкие значения содержаний Rb (32-187 г/т) и отношений Rb/Sr (0.026-0.43) и высокие - K/Rb (111-587) [9]. В петрографически сходных с ордовикскими образованиями раннего девона содержания рубидия и стронция близки к кларковым, а величина отношения Rb/Sr варьирует от 0.8 до 2.1.

Возраст эффузивов кошкулакской свиты, определенный изохронным Rb-Sr методом, составил для стратотипа свиты 464+/11 млн. лет [6], для трахитов из района пос.Аргистар (северо-восточная часть Кошкулакского палеовулкана) он оказался равным 454+/16 млн. лет (определения С.Д.Сидораса,1997). Среднепалеозойский возраст эффузивов г.Кошкулак подтвержден также палеомагнитными данными [6]. Для интрузивных пород юлинского комплекса радиологический возраст определяется Rb-Sr методом: для Колоджульского массива – 436 и 439 млн. лет [3]; для Котурского массива – 459.9+/13.7 млн.

лет [12] (близкий возраст – 456+/15 млн. лет получен для этой интрузии K-Ar методом по амфиболу А.Г.Рублевым, 1995); для Чалпанского массива – 446+/11 млн. лет (Рублев,1995) и для Южно-Юлинского по изохроне порода-калишпат – 463+/16 млн.лет (Рублев,1995). Уран-свинцовым методом по циркону (определения Рублева,1995) возраст Чалпанского массива оказался равным 453+/5 млн. лет, а Южно-Юлинского массива несколько более древним – 470-480 млн. лет. Таким образом, становление ассоциации происходило уже после консолидации раннекаледонских складчатых структур Кузнецкого Алатау, завершившейся на рубеже кембрия-ордовика.

Ордовикский этап тектоно-магматической активизации широко проявился во всех салаирских структурах восточной части Алтае-Саянской области. Стратиграфическим и формационным аналогом кошкулакской свиты в южной части Кузнецкого Алатау является давно выделяемая здесь с неясным возрастным положением тёиская свита. Комагматичные этой свите гипабиссальные сиенит-граносиенитовые интрузии уверенно сопоставляются с интрузивными образованиями юлинского комплекса. С большей долей вероятности можно утверждать принадлежность к этому же комплексу ряда крупных интрузивных массивов юго-восточной части Кузнецкого Алатау: Саганахгольского, Улуг-Засского, Гольцового, Карлыганского (два последних, видимо, являются наиболее глубинными из относимых к ордовикской ВПА образований). По данным А.Г.Рублева [13,14] к ордовикской вулканогенно-плутонической ассоциации относятся широко распространенные по западной периферии Восточного Саяна вулканиты имирской свиты и комагматичные им интрузии шумихинского (столбовского) комплекса, а также нерхинской (агульской) свиты и огнитского комплекса в Агульском прогибе [2]. Аналогами их можно считать эффузивы сосновской и старковской свит и интрузии танзыбейского комплекса в Амыло-Кандатском прогибе (по данным В.Д. Зальцмана), а также эффузивы и субвулканические интрузии систигхемской серии северо-восточной Тувы.

Выделение данного этапа магматизма имеет важное металлогеническое значение. Именно с гипабиссальными интрузиями ордовикской вулканогенно-плутонической ассоциацией связано промышленное медно-молибденовое оруденение восточного склона Кузнецкого Алатау. В изученном районе это месторождения Сорское [1,11,15], Ипчульское и Юлия-медная [5,9]. Уверенно сопоставляются с образованиями юлинского комплекса и малые гипабиссальные интрузии субщелочных лейкогранитов, с которыми парагенетически связаны молибденитовые руды Агаскырского месторождения в северной части Кузнецкого Алатау.

Литература

1. Березина А.П., Добрецов Н.Л., Сотников В.И. Палеозойские и мезозойские магматические центры с медно-молибден-порфировыми месторождениями (Сибирь, Монголия) //Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГИН, 1996. – С.145-147.

2. Волков Ф.И., Рябцева Н.А. Корреляция и расчленение девонских палеовулканических образований Агульского прогиба // Проблемы палеовулканизма Сибири и вопросы металлогении. Тез. докладов. – Красноярск, 1988. – С.14-15.

3. Иванкин Г.А. и др. Колоджульский массив адамеллитов (Хакасия) // Изв. ТПИ, 1969. – Т.165. – С.34-43.

4. Континентальный рифтогенез и пострифтовые бассейны седиментации в геологической истории Южной Сибири / Под ред. В.П. Парначева. – Томск: Томский государственный университет, 1996. – 100 с.

5. Левченко С.В. Доплатформенная металлогения Кузнецко-Минусинского рудного района. – М.: Наука, 1975. – 191 с.

6. Липшанов А.П., Перфилова О.Ю., Сидорас С.Д. Новые данные о возрасте вулканогенных отложений кошкулакской свиты в Кузнецком Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Сб. ГП "Красноярскгеолсъемка". Вып.3. – Красноярск, 1996. – С. 37-39.

7. Липшанов А.П., Перфилова О.Ю., Сидорас С.Д. Ордовикский магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау // Проблемы геологии Сибири. Тез. докладов. Т.1. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. – С.73-74.

8. Макаренко Н.А., Парначев В.П. Щелочные породы Минусинского прогиба и Кузнецкого Алатау как индикаторы континентального рифтогенеза // Континентальный рифтогенез Сибири. Тез. докладов. – Томск, 1993. – С.18-20.

9. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л. Молибденоносная трахибазальт-трахириолит-граносиенитовая вулкано-плутоническая ассоциация восточного склона Кузнецкого Алатау // Гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации. Информационные материалы Всероссийского совещания 21-23 мая 1997 г. – Сыктывкар: Геопринт, 1997. – С.127-129.
10. Перфилова О.Ю. Опыт картирования трахибазальт-трахириолит-граносиенитовой ассоциации на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геологической картографии. Информационные материалы Шестого Восточно-Сибирского регионального петрографического совещания. – Иркутск,1997. – С.78-79.
11. Покалов В.Г., Пастухова Е.С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения // Советская геология, 1969. - №7. – С.107-122.
12. Рихванов Л.П. и др. Геологическая позиция и возраст Котурского массива Батеневского кряжа // Геология и геофизика,1989. - № 8. – С.54-59.
13. Рублев А.Г. и др. Новые данные о возрасте вулканических и гидротермальных процессов в Агульском прогибе // Проблемы палеовулканизма Сибири и вопросы металлогении. Тез. докладов. – Красноярск,1988. – С.11-13.
14. Рублев А.Г., Шергина Ю.П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и республики Хакасия. Сб. ГП "Красноярскгеолсъемка". Вып.3. – Красноярск, 1996. – С. 58-63.
15. Сорское медно-молибденовое месторождение / Под ред. Н.Н. Амшинского/ Тр. СНИИГГиМС. Вып.202. – М.: Недра,1976. – 159 с.
16. Царев Д.И. Некоторые петрохимические черты вулканических пород района высоты 805,5 (Батеневский кряж) // Изв. ТПИ. – 1969. - Т.169. – С.81-87.
17. Царев Д.И. Трещенные вулканические аппараты района рудника Юлия (Батеневс кий кряж) // Изв. ТПИ. – 1969. – Т.196. – С.77-80.

## ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА В ГЕОЛОГИИ

Л.В. Пешехонов
Томский политехнический университет, г. Томск

К значительным достижениям отечественной геологии относится разработка самостоятельного научного направления - учения о геологических формациях или формационного анализа. Формационный анализ - это, по существу, метод познания на уровне геологических формаций строения и развития земной коры, а также закономерностей распределения в ней полезных ископаемых. При современном уровне разработанности теоретических основ и накопленного опыта формационных исследований они сдерживаются существующими различными направлениями и течениями в формационном анализе, несовершенством терминологической базы и рядом других нерешенных проблем, возникновение которых объясняется тем, что к становлению этого учения причастно не одно поколение стратиграфов, тектонистов, литологов, петрографов разных геологических школ, с существенно отличающимися подходами к изучению и выделению геологических формаций. Лишь некоторые из существующих проблем здесь возможно обсудить и предложить реальные пути их решения.

В настоящее время исследователи обращают серьезное внимание (как на отрицательный фактор) на разноранговость по объему и продолжительности формирования парагенетических ассоциаций пород, выделяемых в качестве самостоятельных геологических формаций. Действительно, в осадочной геологии, например, получили известность как мелкие формации, соответствующие подъярусу или ярусу, так и крупные формации, сопоставимые с отделом и даже системой. В ранге формаций описаны, например, в Крыму 1.5 м пласт цефалоподовых известняков раннего баррема и таврическая серия мощностью до 3000 м. Протяженность формационных залежей также варьирует в широких пределах - от первых километров до первых десятков и даже тысяч километров. Время образования

единичной осадочной формации одни исследователи ограничивают 3-12 млн. лет [6], другие, диапазон образования формации увеличивают до 40-60 млн. лет, а для докембрийских формаций - до 100 и более млн. лет. Выделению таких формаций способствует «безразмерность» понятия «формация» в любом из известных его определений. Считается, что данная проблема может быть решена, если «договориться»: какого ранга парагенетическую ассоциацию пород называть формацией [5]. Предложение о выделении «договорных» формаций, по нашему мнению, не получит всеобщего признания, поскольку оно противоречит давно устоявшемуся восприятию конкретных осадочных формаций в качестве реально существующих геологических тел, образованных парагенетическими ассоциациями пород с естественными границами. Основными критериями их выделения могут быть только непрерывность однородности состава и строения. Поэтому различные размеры и продолжительность образования формационных тел - вполне естественные результаты осадочных процессов в конкретных геологических условиях.

Тормозящее воздействие на развитие формационных исследований оказывает существующая терминологическая неопределенность вспомогательных формационных подразделений. Известно, что при геологических исследованиях на ограниченной площади возникает необходимость разделять конкретные осадочные формации по особенностям состава и строения отдельных их частей на более мелкие подразделения, которые предложено было называть: «подформацией», «градацией», «субформацией», «парагенерацией» и др. По вложенному в них смыслу эти понятия являются фактически одноранговыми, подменяющими друг друга, а потому они не нашли общего признания. При формационных исследованиях в обширных регионах, напротив, возникает необходимость выделять более крупные, чем формация, подразделения. Их предложено было называть: «суперформациями», «надформациями» и др. Однако эти и другие подобные им понятия также не нашли широкого признания по отмеченным выше причинам. В последние годы обосновывается необходимость выделять геологические тела промежуточного между формационными и геосферными уровнями организации вещества - «геолинзы» [1]. Выделяют, например, ранне-среднерифейскую существенно доломитовую геолинзу, вскрывающуюся в виде отдельных выходов на Сибирской платформе, в Сетте-Дабане и на Приколымском поднятии. К весьма специфичной геолинзе отнесены позднепермские и раннесреднетриасовые трапповые образования. Геолинзы воспринимаются в качестве элементов тектонической расслоенности или разлинзования литосферы. Выделение этих геологических тел еще недостаточно опробировано и необходимо еще осмыслить их положение в иерархическом ряду различных вещественных категорий.

Проведенный анализ позволяет констатировать наметившийся кризис в формационной терминологии, который, по мнению некоторых исследователей, возможно, решить также путем договоренности: какого ранга парагенетическую ассоциацию называть: «подформацией», «парагенезом формаций», «формационным комплексом» и т.д. [5]. По нашему мнению, охарактеризованные проблемы формационного анализа могут быть решены только при разработке формационного кодекса, т.е. подобно тому, как аналогичные терминологические проблемы были решены в стратиграфии, петрографии - созданием соответственно Стратиграфического и Петрографического кодексов.

Формационные исследования в магматической геологии были начаты лет на пятьдесят позднее, чем в осадочной геологии. Поэтому, при изучении и выделении магматических формаций было возможным учесть, хотя бы отчасти, негативные последствия неопределенности формационной терминологии, наметившейся к тому времени в формационном анализе осадочных пород. Проявилось это своеобразно - как за рубежом, так и в нашей стране исследователи начали избегать понятия «формация». Вместо формаций Г.В.Тиррель (1933, 1935) выделяет, например, «родственные группы пород», Т.В.Барт (1952, 1956) - «серии горных пород», Ф.Тернер и Дж.Ферхуген (1961) - «ассоциации магматических пород», которые по своему значению в каждом конкретном случае соответст-

вуют либо формационным типам, либо конкретным формациям. Ю.А.Билибин (1955, 1959), возродивший, по существу, формации в магматической геологии, сформулировал понятие «интрузивная формация», но в более поздних работах он практически его не применяет, заменив понятием «интрузивный комплекс», которым обозначал конкретные магматические ассоциации и формационные типы. В конечном счете, в наши дни понятию «магматическая формация» придан только абстрактный смысл, как формационному типу, и вместо конкретных магматических формаций выделяют магматические (интрузивные) комплексы [3], что и нашло отражение в современном Петрографическом кодексе [4]. Не вдаваясь в обсуждение правильности положений Петрографического кодекса по рассматриваемой проблеме, отметим только, что наметились противоречия в понимании и выделении магматических и осадочных формаций. Не исключено, что рекомендации Петрографического кодекса были бы иными, если бы одной рабочей группой специалистов одновременно решались проблемы формационного анализа в осадочной и магматической геологии. В связи с этим, вероятно, здесь уместно вспомнить, что Ю.А.Кузнецов [2] в свое время предлагал иные подходы формационного анализа магматических пород. По его мнению, магматический комплекс, подобно свите в осадочной геологии, является вспомогательным подразделением, предназначенным для удобства картирования магматических пород. Не редко выделенный комплекс объединяет лишь часть магматических тел региона, распространенных на конкретной площади геологических работ. За ее пределами другие исследователи позднее выделяют или выделили ранее другой, возможно, и третий магматические комплексы, аналогичные первому. Лишь после установления парагенетического родства всех трех комплексов возможно их объединение в одну конкретную магматическую формацию. Подобные формации Ю.А.Кузнецов рассматривал формациями «большого ранга». В других случаях оказывается, что первоначально выделенный на территории крупномасштабной геологической съемки магматический комплекс объединил в себе все магматические тела определенного состава и возраста, распространенные в конкретном регионе. Такой комплекс, по мнению Ю.А. Кузнецова, является конкретной магматической формацией «малого ранга». Рассмотренные подходы изучения магматических формаций вполне согласуются с правилами и приемами формационного анализа осадочных пород и предусматривают возможность выделения разноранговых формаций как в осадочной, так и в магматической геологии.

Проанализированными вопросами не ограничивается круг существующих проблем в формационном анализе и их возможное решение видится в назревшей необходимости разработки современного формационного кодекса единого для осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и метаморфических пород.

Литература

1. Драгунов В.И. Понятие о парагенезисе и становление формациологии в формационной геологии. В кн. Геологические формации и закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Наука, 1990. - С.11-29.
2. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 388 с.
3. Марин Ю.Б. Лазаренков В.Г. Магматические формации и рудоносность. - Санкт-Петербург: Изд-во Горного института, 1992. - 168 с.
4. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. - Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. - 128 с.
5. Цейслер В.М. Изучение парагенезисов горных пород как способ выделения геологических формаций и метод выяснения их генезиса. - М.: Наука, 1990. - С.6-11.
6. Цейслер В.М. Анализ геологических формаций. - М.: Недра, 1992. -140 с.

# ХАРАКТЕРИСТИКА АКТИВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЧУЙСКО-КУРАЙСКОЙ ЗОНЫ

С.Г. Платонова
Алтайский госуниверситет, г. Барнаул

Чуйско-Курайская зона новейших впадин расположена в юго-восточной части Горного Алтая, в структурном узле, образованном разломами двух направлений: северо-северо-западного-близмеридионального и запад-северо-западного-близширотного. Интерференция структур двух этих ориентировок, в значительной степени определяет тектонический план и ориентировку кайнозойских деформаций [1, 3].

В пределах Курайской и западной части Чуйской впадин выделены и изучены многочисленные активные голоценовые геологические структуры, имеющие как северо-западное, так и близширотное простирание. Были изучены Чейбеккёльский и Чибитский разломы северо-северо-западной ориентировки. А из близширотных структур - Центрально-Курайская антиклинальная гряда [4] и хорошо известный Курайский разлом [1, 2, 3].

Объектом исследования данной работы являются молодые геологические структуры, проявленные в апикальных частях эпицентральной Чуйско-Курайской зоны, где наряду с представленными направлениями широко развиты структуры, имеющие признаки очень молодых движений, ориентированные по Аз 40 СВ и Аз 290-310 ЗСЗ. Так, в северной части в пределах Сарыачинского плоскогорья структура СВ простирания представлена цепочкой молодых антиклиналей и ограничивающим ее с севера-востока однонаправленным разломом. Гряда образована тремя антиклинальными складками, расположенными вдоль автотрассы Акташ-Усть-Улаган. В ядрах складок обнажены протерозозойские кристаллические парасланцы, прорванные разновозрастными интрузиями.

Разлом СВ простирания определяет участок русла р.Чибитка выше ее поворота от Чейбеккёльского русла, береговую линию оз.Чагакель. Отрезок долины р.Кубадру южнее пос.Чибили, контролирует линейную ориентировку озер междуречья Сарыачик-Кысхыштубек. На местности разлом хорошо выражен на северо-восточном продолжении береговой линии оз.Чагакель в виде депрессии на водораздельной части шириной 16 м, с крутым бортом высотой 2,5-5 м, нарушающий сплошность поверхности, покрытой средне-позднеплейстоценовыми флювиогляциальными образованиями. У подножия стенки борта вдоль большей ее части на протяжении почти 500 м проходит ров шириной до 2 м и глубиной до 1,5-2,0 м, заполненный угловатыми крупными глыбами осыпи со склона борта. Некоторые глыбы «перехлестнуты» через борт. Свежий неокатанный облик глыб из осыпи, отсутствие эрозионных форм, «перехлестнутые» глыбы, пространственная близость Чайбеккёльского разлома позволяют связать образование деформации во времени с сейсмическим событием, вызвавшим сейсмогенный обвал в зоне Чейбеккёльского разлома и послужившим причиной возникновения озера Чейбеккёль [4]. А статус разлома определить как сейсмогенный.

ЗСЗ (Аз 290-310) структура определяется системой мелких разломов и выражена в рельефе многочисленными линейными корытообразными депрессиями шириной 3-5 м с крутыми бортами высотой 1-2,5 м на пересекаемых положительных формах рельефа и уступов на склонах холмов. Смещения частей дайки аплита (27 км автотрассы Акташ-Усть-Улаган) вдоль трещин с простиранием по Аз 310 и амплитудой смещения 5-6 см позволяют предположить наличие левосдвиговых горизонтальных подвижек дизъюнктивов данного направления.

К югу от осевой части Курайско-Чуйской эпицентральной зоны изучены молодые образования участка урочища Ештикёль и р.Мажой (Маашей). Здесь депрессия урочища Ештикёль на правом и левом берегах р.Мажой является выраженной в рельефе сингене-

тичной и ориентированной параллельно Центрально-Курайской антиклинальной гряде синклинальной структурой ЗСЗ ориентировки. С юга синклинальные складки этой зоны ограничены разломом, с севера - антиклинальной грядой, представленной в рельефе невысокими холмами. В центральных частях, окаймляющих антиклинальных складок, выходы средне-верхнекембрийских переслаивающихся серых и красноцветных тонко-мелкозернитых песчаников и алевролитов с редкими прослоями вулканитов основного состава, которые смяты в достаточно симметричную синклинальную структуру, осложненную складками более высоких порядков. Направление оси древней каледонской синклинали совпадает с ориентировкой таковой у кайнозойской, хотя характер структуры определяется как обращённый. Современные складки гряды имеют характер горст-антиклиналей, по бортам которых развиты взбросовые деформации в виде неширокиx, шириной 20-25 м, корытообразных депрессий, ориентированных на ЮВ по АЗ 140-150$^0$, и переходящие в невысокие террасы оз.Караколь с характерными сглаженными уступами, окаймляющие озеро со всех сторон. Тектонический характер названных террас, в поле развития ледниковых форм чётко выражен в обнажении, вскрытом канавой в ходе полевых работ 1997 г.

На структуру ЗСЗ направления наложена более молодая СВ ориентировки, как и в северной части Курайской зоны на Сарыачинском плоскогорье, выраженная разломами. Северо-восточные дизъюнктивы контролируют северную часть долины р.Мажой с отрезком коленообразного нового русла р.Чуи, многочисленные правые притоки р.Корумду и значительную часть русла р.Актуру. Судя по смещению синклинальной зоны урочища Ештикёль вдоль Мажойского разлома, подвижки имеют левосдвиговый характер. Вертикальные деформации, описанные в 1996 г. [4] в верховьях реки Менки (в створе заброшенной ГЭС с амплитудой 40 см) доказывают присутствие взбросовой составляющей разлома северо-восточного направления. В отличие от однонаправленного разлома Сарыачинского плоскогорья вдоль Мажойского разлома сейсмодислокации не были замечены, исключая небольшие осыпи в районе моренно-подпрудных озёр в верхнем течении р.Мажой. А возраст последней активизации тектонического шва определяется как голоценовый .

Литература

1. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. - М.: Наука. 1981. – С.131.
2. Дельво Д., Тенисен К., Ван-дер-Мейер Р., Берзин К.А. Динамика формирования и структура при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. - Т.36. №10. - С.31-51.
3. Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. 1995. - Т.36. - №10. - С.5-19.
4. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геотектоника. 1997. - № 4. - С.30-50.

## К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В КУЗБАССЕ

Ю.Н. Попов, В.Э. Ригер
Томский политехнический университет, г. Томск

Тектоническая трещиноватость углей и вмещающих пород рассматривается, прежде всего, в качестве объективного повсеместно встречающегося структурного элемента. Анализ трещиноватости позволяет получить вполне определенный комплекс информации о кинематике и пространственно-временных взаимоотношениях тектонических процес-

сов, приведших к формированию складчатых и разрывных структур различных форм и порядков. С другой стороны, тектоническая трещиноватость оказывает существенное влияние на коллекторские свойства пород, их поведение при проходке скважин и горных выработок в процессе разведки и отработки месторождений, а также на технологические параметры переработки углей и вмещающих пород. Таким образом, тектоническую трещиноватость приходится учитывать при выборе систем отработки, определении и прогнозировании обводненности, газоносности и других горно-геологических особенностей освоения месторождений.

Систематическое изучение тектонической трещиноватости в Кузбассе начато на шахтах Прокопьевско-Киселевского геолого-экономического района в конце 30-х годов проф. А.А.Белицким, учеником акад. М.А.Усова и проф. И.А.Молчанова, и продолжено геологической школой томских политехников и, в меньших объемах, столичными и новосибирскими геологами-угольщиками и нефтяниками, а также геологами шахт и разрезов Кузбасса.

К настоящему времени с той или иной степенью детальности изучена тектоническая трещиноватость углей и вмещающих пород, практически, во всех угледобывающих геолого-экономических районах бассейна в максимально возможных диапазонах - стратиграфическом, литологическом, тектоническом.

Методика исследований, в интересах прогнозирования, предусматривает выяснение зависимостей ориентировки, интенсивности, морфологии трещин от структурной позиции, степени метаморфизма, литологического состава и мощности слоев и пачек пород и углей.

Анализ и обобщение данных по тектонической трещиноватости, проведенных разными исследованиями? должен учитывать методические приемы полевого изучения и последующей обработки для обеспечения сопоставимости материалов. Наши работы проводились, главным образом в горных выработках, подземных и открытых, поэтому для привязки наблюдений использовалась маркшейдерская основа; наблюдения по керну также имели топографическую привязку.

В качестве точки наблюдения рассматривался определенный блок горных пород, характеризующийся структурной и литологической однородностью. Поэтому в одну точку могли объединяться замеры элементов залегания трещин с довольно протяженных участков при простом строении, а в то же время отдельный небольшой объем мог характеризоваться несколькими точками, например по разным пачкам угольного пласта. Здесь уместно отметить, что наиболее нарушенными в угленосной толще оказываются сами пласты угля, как менее прочные по сравнению с большинством вмещающих пород. Послойные срывы, неизбежные при образовании концентрических складок, часто проходят по угольным пластам, по ним же проходится основной объем горных выработок, а, следовательно, и наблюдений за трещиноватостью.

Элементы залегания трещин определялись горным компасом, влияние магнитных масс в горных выработках и колебания магнитного склонения учитывались путем сравнения магнитных азимутов на момент выполнения замеров и дирекционных углов горных выработок, показанных на маркшейдерских планах. Введением поправок магнитные азимуты приводились к дирекционным углам.

Необходимое число замеров ориентировки трещин в одной точке наблюдения определялось исходя из конкретных условий. При сложном характере трещиноватости, когда проявляются трещины многих ориентировок, делались массовые (по А.А.Белицкому) замеры - 200-300, чтобы получить достоверную для выделения систем выборку. Когда в точке наблюдения четко выражено небольшое число систем, достаточно было иметь 10-20 замеров по каждой системе, чтобы судить о среднем значении ее элементов залегания. Для исключения влияния ориентировки обнажения (поверхности экспозиции) на представительность систем, наблюдения велись, по возможности, во взаимно перпендикулярных

стенках. В керне (неориентированном) определялись условные элементы залегания всех встреченных трещин, азимут падения слоя и зенитный угол оси керна принимались за 0°. Элементы залегания слоистости определялись в зависимости от информации известными методами. Трансформация из условных элементов залегания выполнялась графически.

Количественная оценка предусматривала определение частоты трещин системы, выраженной нормальными (истинными) расстояниями между трещинами, либо числом трещин системы, пересекающих метровый отрезок, ориентированный перпендикулярно к ним. Это позволило в каждой точке определять удельную частоту - число трещин, пересекающих шар диаметром в 1 метр. В обнажении, если не видны истинные расстояния, измерялись кратчайшие видимые расстояния между следами трещин системы, что позволяло через косинус двугранного угла между плоскостями трещины и экспозиции перейти к расстояниям истинным. Углы определялись графически. Частота трещин систем встреченных в керне, определялась через видимые по оси скважины расстояния и углы встречи с плоскостью трещин.

Результаты наблюдений обрабатывались составлением круговых точечных диаграмм в равноугольной стереографической проекции с последующей статистической обработкой без сглаживания с соблюдением принципа сложения вероятностей. Размер статистического окна - сферической трапеции - десять на десять градусов.

Взаимоотношения трещин со слоистостью, складчатостью и дизъюнктивами анализировались как на диаграммах трещиноватости по известным методикам, так и на структурных картах угольных пластов, представляющих собой гипсометрические планы подошвы, либо кровли пласта. Для мощных пластов структурные карты составлялись и по подошве, и по кровле. Карты строились на маркшейдерской основе в масштабах от 1:1000 и мельче в зависимости от сложности тектоники и объема информации. На структурные карты выносились точки наблюдения и диаграммы трещиноватости, а также следы от пересечения пласта трещинами разных систем.

Рассмотренная выше методика изучения тектонической трещиноватости принята за основу и позволяет проводить обобщение материалов других исследователей, а также совершенствовать анализ трещиноватости, с использованием трансформирования диаграмм с определенными элементами залегания полюсов систем трещин для выявления пространственных взаимоотношений трещин со слоистостью, шарнирами складок, обрезами пластов, сместителями дизъюнктивов. Применяемая методика позволяет выявлять элементы симметрии структур различных форм и порядков.

## ЛАТЕРИТЫ - НЕТРАДИЦИОННЫЙ ТИП КОРЕННОГО ЗОЛОТА СЕВЕРНОГО САЛАИРА

Р.С. Родин, В.А. Епифанов, М.И. Хохрякова, Л.В. Гесс, С.В. Тарновский
Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

На севере Салаирского кряжа уже более 150 лет добывают золото из аллювиальных россыпей и на протяжении всего этого периода осуществляются поиски коренных источников металла. К настоящему времени выделены золото-сульфидно-кварцевый, золото-суль-фидно-кварцитовый, золото-колчеданно-полиметаллический и другие традиционные типы руд коренного золота. В результате разномасштабных геологических съемок и специализированных работ выявлены многочисленные проявления рудного золота, некоторые из которых представлены мелкими месторождениями. Однако, ситуация на севере

Салаира такова, что известные ныне проявления коренного золота в целом ряде случаев не способны сформировать расположенные рядом современные промышленные россыпи. Более того, существуют территории с многочисленными богатыми аллювиальными россыпями, в пределах которых и вовсе не известны проявления рудного золота, а лишь установлены редкие точки сульфидной минерализации.

Однако, еще в 1940 году профессор Томского Государственного университета А.Я. Булынников впервые обратил внимание на возможную золотоносность КВ латеритного типа, и указал на то, что часть золота в салаирские россыпи могла поступать при их перемыве [3].

Прежде всего, отметим, что за рубежом уже давно и во многих странах производится разработка латеритных пород (и в том числе бокситов) в качестве коренных источников золота. В Бразилии осуществляют промышленную добычу золота из бокситовых месторождений, и из железистых бобовин иногда извлекают крупные самородки, самородное золото добывается и из россыпей, сформированных при размыве латеритов Таиланда и Индии [1]. Бокситовое месторождение Боддингтон (Западная Австралия) является одним из крупнейших по запасам (115 т металла) золоторудных месторождений континента [2]. Известны подобные объекты и в других странах. На территории России связанные с размывом латеритов промышленные россыпи золота известны на Северном Урале, и здесь же в метаморфизованных древних переотложенных (кембро-ордовик) латеритах установлены ураганные содержания металла [4].

В пределах Алтае-Саянской складчатой области (АССО) известно пока лишь два случая определения промышленного содержания золота в бокситах - это 6 г/т в обломках красных пизолитовых бокситов Егорьевского рудного поля Салаира (Песков Е.Г., Минко О.О., 1991 г.) и 3г/т в бокситах Суховского месторождения Барзасского бокситорудного района Кузнецкого Алатау [5]. Наряду с этим, наши полевые наблюдения свидетельствуют о наличии обильного обломочного материала бобовых железистых бокситов в составе аллювия одной из богатейших в прошлом золотоносных россыпей Егорьевского поля - россыпи р.Фомиха. При отсутствии вблизи россыпи значимых проявлений традиционных типов коренных источников, можно предполагать существование прямой корреляции между содержаниями в аллювии золота и бокситов.

На составленной авторами "Карте размещения золота и продуктов латеритизации северной части Салаира (с элементами прогноза)" обозначились отдельные площади, в пределах которых устанавливается корреляция, подобная отмеченной выше. Примером такой площади является Верхнеикская, где в верховьях правых притоков р.Ик широко распространены каменистые гиббситовые бокситы. В виде гальки, обломков и небольших валунов бокситы встречаются по рр. Луковой, Листвянке, Большой Еловке и Кривушке (в бассейне последней расположено коренное бокситопроявление Валовское), и по этим же водотокам выявлены не привязанные к коренным источникам промышленные россыпи золота. Можно предполагать, что металл в такие россыпи поступал при дезинтеграции бокситоносных латеритных КВ.

Анализ "Карты..." показывает, что сонахождение продуктов латеритизации и промышленных концентраций золота на Салаире явление достаточно частое. В ряде случаев богатые россыпи располагаются на площадях, где установлены проявления традиционных золоторудных формаций (сульфидно-кварцевой, сульфидно-кварцитовой и др.), и в тоже время известны латеритные КВ с бокситами. Подобные ситуации наводят на мысль о полигенности коренных источников россыпей, в том числе существования и латеритного, а потому, оценивая потенциал золотоносности территорий, следует учитывать масштабы латеритизации.

В качестве примеров таких территорий отметим две площади распространения латеритов, приуроченные к рудно-россыпным узлам - Егорьевскую и Касьминскую. В пределах Егорьевской площади, включающей бассейн нижнего течения р.Суенга, по основным водотокам и их притокам прослежены промышленные россыпи золота. К ним тяготеет золото-кварц-сульфидное оруденение и здесь же повсеместно распространены делювиально-аллювиальные развалы обломков и галек бокситов. Расположенные на площади Лутанское и Ко-

ролевское бокситопроявления приурочены к полям широко развитых в регионе красноцветных КВ с дресвой и щебнем кварца, глинистых сланцев, железистых и других пород. Опробование пестроцветных кор показало их принципиальную золотоносность (Неволько А.И., Каминская Е.С. и др., 1992 г.).

Касьминская площадь, расположенная в междуречье рр. Касьма и Ур, представляет собой рудно-россыпной узел, в котором рудное золото представлено золото-кварц-сульфидной и золотосодержащей колчеданно-полиметаллической формациями. Источником золота в россыпях рр. Звончихи, Подкопенной, Широкого и Сухого логов и др. принято считать сульфидное оруденение, но в этих же россыпях широко развиты бурые железняки, конкреции марганцевых руд и бокситы, а на водораздельных пространствах находятся богатые золотом красноцветные КВ. Обнаружено золото и в некоторых месторождениях, содержащих бокситы огнеупорных глин (Гладков Н.А., Потапов А.А., 1995 г.).

Как видно из приведенных материалов, на севере Салаирского кряжа (как и в целом на северо-западе АССО) уже отчетливо обозначается проблематика золотоносности латеритных КВ - в ряде случаев устанавливается прямая корреляционная зависимость между бокситоносностью и золотоносностью отдельных площадей и водотоков, имеются определения промышленных содержаний золота в бокситах.

Очевидно, что ближайшей задачей исследований должно стать определение масштабов и характера золотоносности коренных и переотложенных продуктов латеритизации (бокситов, аллитов, алюмогетитов), а также выявление новых и изучение существующих проявлений латеритов. При этом нужно иметь в виду результаты опробования разреза Суховских бокситов, свидетельствующие о том, что на северо-западе АССО, как и в Западной Австралии (Боддингтон), характер распределения золота в бокситоносных профилях своеобразен и весьма прихотлив - одни интервалы (горизонты) могут быть "пустыми", в то время как другие содержат промышленные концентрации. Это обстоятельство обязывает относиться к опробованию латеритов (бокситов) очень осторожно, уделяя особое внимание его массовости и системности.

Литература

1. Банерджи П.К. О современном состоянии знаний по вопросу формирования руд в процессе латеритизации. // Металлогения и рудные месторождения: Докл. XXУ11 Междунар. геол. конгр., Т.12. - М., 1984. - С.106-115.
2. Бугров В.А., Четвертков Ю.И. Условия формирования и особенности прогнозирования и поисков месторождений золота в латеритных корах выветривания. // Обзор АО "Геоинформмарк". М., 1993. - 42 с.
3. Булынников А.Я. Золотооруденение Салаирского кряжа. // Вестник Западно-Сибирского геологического управления. 1940. - Вып. 3-4. - С.20-29.
4. Озеров В.С. Метаморфизованные россыпи золота Приполярного Урала. // Руды и металлы. 1996. - №4. - С.28-37.
5. Шаров Г.Н., Трибунский Е.Н., Аввакумов А.Е., Антипьев И.В. Новые данные по золотоносности месторождений бокситов (северная часть Кузнецкого Алатау). // Пробл. геол. Сибири: Тез. докл. Науч. конф., посвящ. 75-летию геол. образ. в Том. госун-те. Томск, 1996. – Т. 2. - С.207-208.

## ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЧАРЫШСКО-ТЕРЕКТИНСКОЙ ЗОНЕ РАЗЛОМОВ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

А.И. Родыгин
Томский госуниверситет, г. Томск

Чарышско-Теректинская зона разломов отделяет Теректинский горст от Ануйско-Чуйского синклинория. Протяженность ее от восточной оконечности Теректинского горста до северного фаса Горного Алтая около 400 км. Зона продолжается и в юго-восточном на-

правлении по северным склонам Южно-Чуйского и Сайлюгемского хребтов до государственной границы и далее в МНР – не менее, чем на такое же расстояние.

Зона изучена неравномерно. Автором различные динамометаморфические преобразования наблюдались в следующих участках.

1. На правобережье р.Чарыш от р.Солоновки до с.Усть-Пустынка. Здесь зона проходит между Талицким антиклинорием на северо-востоке и Чарышским синклинорием на юго-западе. В пределах Талицкого антиклинория распространены породы маралихинской, засурьинской и чарышской свит, относимых по возрасту к интервалу от венда до позднего кембрия-раннего ордовика [3]. По характеру метаморфизма зеленовато-серые, серые до черных тонкослоистые алевролитовые, алевропелитовые, реже песчанистые сланцы маралихинской свиты, зеленовато-серые, лиловатые алевропелитовые сланцы с прослоями яшмоидов, кремнистых сланцев засурьинской свиты, серо-зеленые песчанистые сланцы с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов чарышской свиты могут быть отнесены к фации филлитов [5]. Все эти свиты образуют складки в основном северо-западного простирания. Для маралихинской свиты характерны линейные цилиндрические складки с крутым (70-80$^0$) залеганием крыльев. В Чарышском синклинории распространены предположительно кембро-ордовикские сланцы и песчаники суеткинской свиты, а также ордовикские и силурийские отложения. Их складчатая структура более сложна, однако и здесь преобладают северо-западные простирания слоистости и сланцеватости.

В Чарышско-Теректинской зоне разломов деформация пород выразилась в образовании различных по размеру мелких, обычно асимметричных складок с крутопогружающимися на юго-восток шарнирами. Нередко наблюдается складчатость трех-четырех порядков. Кроме линейности, образуемой шарнирами складок, встречается линейность пересечения плоскостей слоистости и кливажа, ориентированная параллельно шарнирам складок. Эти типы линейности являются «проникающими» структурными элементами, поскольку распределение их в пределах однородных доменов близко к равномерному. К категории «непроникающей» линейности относятся отмечаемые локально линейность развальцованных галек, минеральных агрегатов, структур пластического излома (кинкбендов) в тонкослоистых и тонкосланцеватых породах, штрихов на поверхностях скольжения и др. [8, 9].

Анализ структурных элементов разного масштаба показал, что все наблюдавшиеся наложенные приразломные складки, линейность нескольких типов представляют собой элементы одного структурного парагенезиса, связанного с формированием Чарышско-Теректинской зоны разломов. Линейность, обусловленная мелкой асимметричной складчатостью, позволила не только подтвердить сдвиговый характер нарушения, но и определить, более надежно, левостороннее направление сдвигового перемещения (ранее предполагался правый сдвиг). Линия скольжения в зоне сдвига – нормаль к генерализованному шарниру наложенных приразломных складок в плоскости сдвига – имеет пологое погружение (не более 15$^0$) на северо-запад [8].

2. В районе верховий р.Кастахты (левого притока р.Катуни) метаморфические сланцы теректинской свиты имеют преимущественно северо-восточное простирание кристаллизационной сланцеватости, полосчатости, а также изредка встречающихся пластов мраморизованного известняка. В разрезе р. Поперечной (правого притока р.Кастахты) установлена изоклинальная складчатость теректинской свиты [7]. Складчатые структуры Теректинского горста на этом участке почти под прямым углом срезаются Чарышско-Теректинской зоной разломов северо-западного направления. Зона здесь состоит из ряда сместителей, подновляющихся неоднократно и оконтуривающих линзовидные блоки, сложенные светло-бурыми мраморизованными известняками чагырской свиты ($S_2$). Известняки имеют северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток.

По обе стороны от известняков залегают полосы милонитов и ультрамилонитов. Дальше к северо-востоку находится широкое поле вулканогенно-осадочных отложений

куратинской свиты ($D_2$) – светло-зеленоватые, буроватые фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, шаровые лавы, разнообразные туфы, пачки серых, темно-серых алевролитов, глинистых сланцев, мелкозернистых песчаников с волноприбойными знаками и структурами подводного оползания.

Очковые и микроочковые милониты внешне походят на рассланцованные туфы, а ультрамилониты, содержащие редкие микроскопических размеров порфирокласты («очки») или полностью лишенные их, - на темно-серые, черные глинистые, слегка филлитизированные сланцы. Ошибиться в определении этих пород очень легко, поскольку в поле развития пород куратинской свиты встречаются разнообразные туфы, которые при рассланцевании вблизи разломов приобретают внешнее сходство с милонитами. По-видимому, здесь можно проследить все переходы от настоящих туфов к апотуфовым милонитам и ультрамилонитам. Некоторые темно-серые и черные ультрамилониты легко принять за глинистые сланцы, встречающиеся в составе куратинской свиты.

В крупно- и среднеочковых милонитах по составу порфирокластов устанавливаются такие материнские породы, как среднезернистые диориты, кварцевые порфиры, песчаники и алевролиты. О материнских породах ультрамилонитов можно только догадываться по характеру пород, среди которых они залегают. При хорошей обнаженности обычно удается проследить переход по простиранию от ультрамилонитов к хорошо диагностируемым очковым милонитам.

Форма тел, сложенных динамометаморфитами, как обычно, - линзовидная, пластообразная. Суммарная мощность их в данном пересечении зоны не менее 0,7 км.

3. Барбышский участок находится в районе юго-восточного окончания Теректинского горста. Здесь распространен известный Тургундинский метаморфический комплекс – инъекционные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, связанные с Тургундинским интрузивом [2, 6].

Милониты и ультрамилониты на данном участке нами не встречены, но установлено широкое развитие диафторитов двух типов. Первый тип развит в послойных зонах, подчиненных складчатой структуре метаморфических пород, второй – в Чарышско-Теректинской зоне разломов.

«Послойные» диафториты образуют пачки мощностью от 20 до 180 м. В разных участках степень диафтореза неодинакова – от начальных стадий в виде частичной хлоритизации до полной минералогической и структурной перестройки. Развитие ретроградного метаморфизма проявилось в постепенном увеличении количества новообразованных низкотемпературных минералов (хлорита, серицита, альбита и др.) и в таком же постепенном уменьшении, а затем и полном исчезновении реликтов кордиерита, андезина, роговой обманки, биотита и др. Послойные диафториты пересечены жилами порфировидного аляскита – одной из разновидностей пород Берткемского массива. Этим определяется верхняя (позднедокембрийская) возрастная граница диафтореза [6].

Второй тип диафторитов развит вдоль северо-восточной границы Теректинского горста – в Чарышско-Теректинской зоне разломов. Здесь выделяется несколько полос диафторитов общей мощностью до 1,7 км. Эти породы легко спутать с обычными метаморфическими сланцами, почему их раньше и причисляли к теректинской свите. Диафторическая природа их выясняется благодаря тому, что полуторокилометровая зона, в которой они развиты, не является сплошной. Между полосами с северо-западной сланцеватостью, сложенными диафторитами, лишенными признаков исходных пород, встречаются блоки, вытянутые в том же северо-западном направлении, но сохраняющие реликтовую северо-восточную ориентировку кристаллизационной слан-

цеватости частично диафторированных пород, в которых легко распознаются биотитовые гнейсы. Другим характерным признаком этих диафторитов является ячеистая структура выветрелых поверхностей обнажений – результат пересечения двух систем сланцеватости.

Юго-восточное продолжение Чарышско-Теректинской зоны изучено меньше. По данным К.Л.Волочковича [1], на северном склоне Южно-Чуйского хребта встречены «обохренные» тектонические брекчии, милониты, складки волочения, сланцы с зеркалами скольжения. Мощность зоны 1,5-2 км. Характерно чешуйчатое перемещение тектонических блоков типа сдвиго-взбросов в северо-западном направлении» (правый или левый сдвиг – не указано).

Сопоставление рассмотренных участков показывает, что в разных частях Чарышско-Теректинской зоны, имеющей характер левостороннего сдвига, динамические и метаморфические воздействия проявились по-разному. В верховьях р.Чарыш, на участке р.Солоновка – с.Усть-Пустынка – в виде наложения разномасштабной приразломной складчатости; в верховьях р.Кастахты – в виде катаклаза и милонитизации; на юго-востоке, в бассейне Барбыша – в виде милонитизации инъекционных гнейсов и последующего диафтореза в условиях фации зеленых сланцев.

Вполне возможно, что именно левосторонним сдвигом был обусловлен подворот слоев уймонской свиты в районе юго-восточного окончания Теректинского горста и сопровождающее его расслоение толщи, что способствовало образованию инъекционных гнейсов Тургундинского комплекса. Характер воздействия интрузива на вмещающие породы соответствует абиссальной обстановке [4]. По мере удаления от магматического очага РТ-условия мафиболитовой фации метаморфизма сменялись условиями эпидот-амфиболитовой, затем зеленосланцевой фации [6].

При левостороннем смещении в зоне разломов Теректинский горст испытал движение в юго-восточном направлении и некоторое взбрасывание в сторону Ануйско-Чуйского синклинория. О последнем свидетельствуют опрокинутые на северовосток складки силурийских известняков на обоих берегах долины Катуни вблизи зоны разломов [6]. Таким образом, в юго-восточной части горста оказались вскрытыми наиболее древние образования – уймонская свита и развитые по ней инъекционные гнейсы.

Литература

1. Волочкович К.Л. К вопросу о структурном значении Тигирецко-Чуйской зоны смятия в Горном Алтае. // Вопросы минер., геохимии и генезиса месторожд. редких элементов.- М.: Изд-во АН СССР, 1959.- С.242-254.

2. Егоров А.С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае. // Материалы по геологии Зап. Сиб. края. - Вып. 40. Томск, 1937. - 41 с.

3. Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. Позднедокембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурьинской свиты. // Геол. и геофиз. 1997.- Т.38. - №9. - С.1427-1444.

4. Кузнецов Ю.А. Схема классификации фаций магматических пород. // Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР.- Новосибирск, 1949.- Вып. 5. - С.1-28.

5. Маракушев А.А., Фельдман В.И., Феногенов А.Н. Систематика метаморфических пород по фациям и количественному минеральному составу. // Бюлл. МОИП. Отд. геол.- 1987.- Т.62.- Вып. 1.- С.3-15.

6. Родыгин А.И. К диагностике «сложного слоя» в изоклинальноскладчатых толщах. // Сов. Геология.- 1969.- №3.- С.153-156.

7. Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (зеленосланцевые толщи). Томск: Изд-во ТГУ, 1979. - 200 с.

8. Родыгин А.И. Линейность и ее значение в структурном анализе сложнодислоцированных комплексов на примере Чарышской зоны разломов (Горный Алтай). // Геол. формации Сибири и их рудоносность.- Томск: Изд-во ТГУ, 1991.- Вып.3. - С.124-136.

9. Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во ТГУ, 1991.- 100 с.

# ПРИРОДНАЯ МОДЕЛЬ И ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ЛЕССОВЫХ ПОРОД

Т.Г. Рященко, В.В. Акулова
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Геоэкологический анализ, проблемы которого возникли из новой парадигмы инженерной геологии, связанной с оптимизацией взаимодействия геологической среды и техносферы, включает разработку новых критериев оценки территорий, одним из которых является устойчивость отложений к геодинамическим воздействиям. В Байкальском регионе к факторам геоэкологического риска относятся лессовые породы, для которых и была решена задача по составлению их природной модели и оценке устойчивости.

Фактологической базой явилась комплексная информация о составе, структуре, состоянии и свойствах пород, а также данные экспериментальных лабораторных исследований тиксотропного разупрочнения при вибрационных воздействиях и падения напряжения при длительном деформировании в процессе реологических испытаний. В качестве природной модели лессовой толщи впервые была предложена так называемая "номенклатурная формула", представляющая в сжатой форме указанную информацию и отражающая главные, в том числе опасные, характеристики грунтов. Формула имеет вид дроби, где в числителе записывается название грунта по данным гранулометрического анализа с полудисперсной (стандартной) подготовкой образца, приводятся сведения о степени агрегированности, пластических свойствах, набухании, составе минералов глинистой фракции, содержании карбонатов, водорастворимых солей, органики. В знаменателе дается информация о плотности и степени водонасыщения грунта, прочности, сжимаемости, просадочности, скорости прохождения сейсмических волн, коэффициентах разупрочнения и падения прочности. Метод "структурных диаграмм", разработанный авторами [1], позволил дополнить числитель формулы параметрами микроструктуры: фиксируются общее количество агрегатов и степень свободы тонкодисперсной фазы (фракции менее 0,001 мм).

Критерии устойчивости лессовых пород выделялись на основе природной модели и качественных прогнозов поведения при геодинамических воздействиях, кроме того, учитывалось положение пород в геологическом разрезе. Каждый критерий имел несколько вариантов - от наиболее опасного до относительного безопасного. Оценка поведения лессовых грунтов выполнялась с использованием условных индексов, когда в случае безопасной прогнозной ситуации ставился 0, наиболее опасной – 3-4 [2].

Располагая достаточно обширным фактическим материалом по составу, структурным особенностям и свойствам лессовых грунтов Байкальского региона [3, 4, 5], мы выделили блок данных по трем ключевым участкам и провели их анализ. На основании последнего составлена номенклатурная формула, а также рассчитан индекс устойчивости отложений к геодинамическим воздействиям по разработанной оценочной шкале (табл. 1). Подобная задача решена для региона впервые как с методической, так и с научной точки зрения

Ключевые участки расположены на территории г. Иркутска (опорные скважины глубиной 20-30 м), в устье Селенги около с. Никольск (обнажения в уступах надпойменных террас) и на Ольхоне в районе Тагайской бухты (обнажения расчистки). На первых двух участках лессовые породы представлены верхнечетвертичными (верхнее звено неоплейстоцена) делювиальным и аллювиальным комплексами, последнем – известной тагайской почвенно-лессовой серией субаэральных (эолово-делювиальных) отложений эоплейстоцена [6], которую по новой стратиграфической шкале [7] следует относить к верхнему звену эоплейстоцена. Изученная группировка включала 24 образца.

Таблица 1. Критерии устойчивости лессовых грунтов к воздействию геодинамических процессов

| № п/п | Критерии | Варианты | Оценка в условных индексах |
|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1 | Положение в разрезе | Несколько прослоев (слоеный пирог)<br>один прослой<br>однородная толща | 3<br>1-2<br>0 |
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 2 | Устойчивость к выветриванию | Слабая<br>Средняя<br>Значительная | 3<br>2<br>1 |
| 3 | Водоустойчивость (влияниедополнительного увлажнения) | быстрое размокание, размываемость<br>набухание > 4 %<br>набухание < 4 %<br>снижение прочности<br>слабое проявление указанных явлений | 3<br>3<br>0<br>3<br>1 |
| 4 | Пластичность ($I_p$, %) | высокая (17-20)<br>средняя (7-17)<br>низкая (7) | 3<br>2<br>1 |
| 5 | Степень водонасыщения ($S_r$) | высокая (0,8)<br>средняя (0,6-0,8)<br>низкая (0,6) | 3<br>2<br>1 |
| 6 | Плотность грунта природной влажности ($\rho$, г/см$^3$) | низкая (<1,70)<br>средняя (1,70-2,00)<br>высокая (>2,00) | 3<br>2<br>0 |
| 7 | Плотность скелета грунта ($\rho$, г/см$^3$) | очень низкая (<1,50)<br>низкая (1,50-1,70)<br>средняя (1,71-1,80)<br>высокая (>1,80) | 3<br>2<br>1<br>0 |
| 8 | Тип микроструктуры (А – количество агрегатов, %) | скелетная (≤10)<br>смешанная (10<A≤40)<br>агрегированная (>40) | 3<br>2<br>1 |
| 9 | Состав глинистых минералов (ГМ): ГС – гидрослюда, К – каолинит, Х – хлорит, М – монтморилонит, В – вермикулит | М > 50 %, Гс (разбухающие слои), В,<br>Гс, Х, К<br>глинистая фракция полиминеральна | 3<br>2<br>1 |
| 10 | Степень свободы активной тонкодисперсной фазы ($F^6$, %) | $F^6$ > 60 % (ГМ: М>50 %)<br>$F^6$ > 60% (ГМ: Гс, Х, К)<br>$F^6$ = 15-60 %<br>$F^6$ < 15 % | 3<br>1<br>2<br>1 |
| 11 | Показатель прочности (с, Мпа; $\varphi$, град.) | $c \le 0,1$; $\varphi < 35$<br>$0,1 < c \le 0,15$; $\varphi > 35$<br>$c > 0,15$; $\varphi < 15$ | 2-3<br>1<br>0 |
| 12 | Показатели деформированности: Коэффициент сжимаемости – а, | $a > 0,1$<br>$a_{max}$ при $P=P_{пр}$ | 3<br>2 |

| | | | |
|---|---|---|---|
| | $Мпа^{-1}$;<br>Коэффициент относительной Просадочности - $\varepsilon_{sl}$;<br>Вертикальная нагрузка (природная и дополнительная) – P, $P_{пр}$, $P_{доп}$ | $\varepsilon_{sl} > 0,01$ при $P=P_{пр}$<br>$\varepsilon_{sl} > 0,01$ при $P_{доп}$<br>$\varepsilon_{sl}$ 0,01 (при $P_{пр}$ и $P_{доп}$) | 4<br>3<br>0 |
| 13 | Скорость продольных сейсмических волн ($V_p$, м/с) | низкая $V_p \le 600$<br>средняя $600 < V_p \le 1000$<br>высокая $1000 < V_p \le 2000$<br>очень высокая $V_p > 2000$ | 3<br>2<br>1<br>0 |
| 14 | Тиксотропные свойства (коэффициент разупрочения $K = \tau/\tau_в$, $\tau$ - сдвигающее усилия до и после ($\tau_в$) вибрации) | $K < 1$<br>$K \ge 1$ | 3<br>0 |
| 15 | Степень плывунной опасности (седиментационный объем – V, $см^3$) | Плывун без структурных связей (V 3,3)<br>Плывун со структурными связями пылевато коллоидной группы (V = 3,3-10)<br>Плывунные глины (V > 10) | 3<br>2<br>1 |
| 16 | Реологические свойства (коэффициент падения прочности – $K_c=c_\infty/c$, с – условно-мгновенная и длительная прочность ($c_\infty$) прочность) | $K_c > 3$<br>$1 < K_c \le 3$<br>$K_c = 1$ | 3<br>2<br>0 |

Номенклатурная формула составлена по обобщенным значениям показателей состава, структуры и свойств, рассчитанным для указанной группировки образцов лессовых пород:

$$\underline{СП(M_c 4,7\ M_п 51)\ A(19)\ F^6(17)\ ПЛ(I_p 3,6)ГМ:\ М,Гс,К(E_{об}{}^1 45)};$$
$$\rho_s 2,70 pl,81 \rho_d 1,58\ e0,72\ W15\ S_r 0,58\ \varphi 26\ c0,06\ a_{max}(0,05\text{-}0,1)0,24$$

$$\underline{Гс,Х(E_{об}{}^1 21)\ S_{вр}0,2\ S_{кр}12\ C_{орг}0,5\ E_{об}13\ pH8\varepsilon_{sw}6\ V4,5}$$
$$\varepsilon_{sl}0,009[НПР+ПР(\varepsilon_{sl}0,03)]\ Vp800\ K[1,5\ и\ 0,6]\ K_c < 1$$

Расшифровка: супеси пылеватые (по данным гранулометрического анализа с полудисперсной подготовкой, содержание глинистой фракции - $M_c$ - 4,7%, пылеватой - $M_п$ - 51%),. имеют агрегированно-скелетную микроструктуру (количество агрегатов 10%) и низкую степень свободы активной тонкодисперсной фазы (17%), пластичные; глинистые минералы представлены двумя ассоциациями монтмориллонит, гидрослюда, каолинит (фракция имеет повышенную емкость катионного обмена - 45 мг-экв) и гидрослюда, хлорит (фракция имеет пониженную емкость катионного обмена - 21 мг-экв); грунты слабо засолены ($S_{вр}$- 0,2%), карбонатны ($S_{кр}$-12%), слабо гумусированы ($C_{орг}$- 0,5%), характеризуются значительной физико-химической активностью ( $E_{об}$- емкость катионного обмена 13 мг-экв), щелочной реакцией среды (pH 8), относятся к набухающим разновидностям ($\varepsilon_{sw} > 4\%$), имеют седиментационный объем (V) 4,5 (числитель); плотность минеральной части грунта ($\rho_s$) 2,70 г/см3, они характеризуются средней плотностью при природной влажности и низкой плотностью скелета, коэффициент пористости 0,72, влажность 15%, степень водонасыщения слабая, имеют относительно заниженные показатели прочности, максимально сжимаются при начальной нагрузке (0,05 - 0,1 Мпа), преобладают непроса-

дочные разновидности (НПР), в условиях дополнительной нагрузки 0,3 Мпа (встречаются просадочные грунты ПР), скорость продольных сейсмических волн 800 м/с, коэффициент разупрочнения подтверждает наличие нетиксотропных (1,5) и тиксотропных (0,6) разновидностей, коэффициент падения прочности менее 1 (знаменатель).

Оценку за поведение выставляем по критериям устойчивости (см. табл. 1): по первому критерию отложения получают 1 условный индекс (здесь приходится рассчитывать среднее значение по двум вариантам: однородная толща получает ноль индексов; циклично построенная - 2), по второму - 2,5 (среднее значение по двум вариантам; высохшие грунты получают 2 индекса; в разной степени увлажненные - 3); третьему - 9 (грунты быстро размокают и размываются, набухают и снижают прочность при водонасыщении); четвертому - 1 (слабая пластичность); пятому - 1 (слабая степень водонасыщения); шестому - 2 (средняя плотность при природной влажности); седьмому - 2 (низкая плотность скелета грунта); восьмому - 2 (смешанный - агрегированно-скелетный тип микроструктуры) девятому - 2,5 (среднее значение по двум вариантам: монтмориллонитовая с примесью каолинита ассоциация получает 3 индекса, гидрослюдистая с примесью хлорита - 2); десятому - 2 (степень свободы активной тон коли с - перепой фазы 17%), одиннадцатому - 3 (показатели прочности); двенадцатому 2 (максимальная деформируемость при начальных нагрузках) + 2,3 (среднее значение по трем вариантам: непросадочные грунты получают ноль индексов, просадочные при дополнительной нагрузке - 3, просадочные при природном давлении - 4); тринадцатому - 2 (скорость распространения продольных сейсмических волн средняя); четырнадцатому - 1,5 (среднее значение по двум вариантам: нетиксотропные грунты получают ноль индексов, тиксотропные - 3); пятнадцатому - 2 (плывуны второго типа пылевато-коллоидной группы); шестнадцатому 3 (условно-мгновенная прочность в 6-17 раз выше длительной).Обшая сумма условных индексов равна 40,8. Максимально неблагоприятное сочетание вариантов по всем критериям оценивается 56 условными индексами, среднеблагоприятное - 26, слабонеблагоприятное - 13, благоприятное (нет опасности) - 0. На базе этих расчетов представлена классификация отложений по степени устойчивости к воздействию геодинамических процессов, и, соответственно, уровню опасности их поведения (табл. 2).

Таблица 2. Классификация отложений по степени устойчивости к геодинамическим воздействиям

| Степень учстойчивости отложений | Сумма условных индексов | | Уровень опасности при Геодинамических воздействия |
|---|---|---|---|
| | Глинистые и лессовые | песчаные | |
| Относительно устоичивые | $\Sigma \leq 13$ | $\Sigma \leq 8$ | Низкая (слабая) |
| Среднеустойчивые | $13 < \Sigma \leq 26$ | $8 < \Sigma \leq 14$ | Средняя |
| Слабоустойчивые | $26 < \Sigma \leq 40$ | $14 < \Sigma \leq 24$ | Высокая |
| Неустойчивые | $40 < \Sigma \leq 56$ | $24 < \Sigma \leq 34$ | Очень высокая |

В соответствии с классификационной таблицей изученные лессовые породы попадают в группу неустойчивых отложений и обладают очень высоким уровнем опасности поведения при геодинамических воздействиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (97-05-96495).

Литература

1. Ряшенко Т.Г., Акулова В.В. Проблемы лессоведения юга Восточной Сибири и сопредельных территорий (опыт регионального анализа) // Лессовые просадочные грунты: исследования, проектирование и строи-

тельство. Докл. Пленарного засед. Международн. научно-практ. конф. Барнаул, 1997. - С.26-45.
2. Ряшенко Т.Г. Оценка поведения грунтов при техногенных и сейсмогенных воздействиях (на примере сейсмического микрорайонирования города Усолье-Сибирское) // Техногенные изменения геологической среды. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1988в. - С.33-42.
3. Ряшенко Т.Г. Вещественный состав и физико-механические свойства лессовых пород юго-западной части Иркутского амфитеатра: Автореф. дис.. на соиск. учстеп. канд. геол.-минерал, наук. - Иркутск, 1967. - 21 с.
4. Ряшенко Т.Г. Литогенез и инженерно-геологическая оценка четвертичных отложений (Восточная Сибирь). - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - 164 с.
5. Инженерно-геологическая оценка мезо-кайнозойских отложений (Восточная Сибирь и Монголия) / Т.Г.Ряшенко, Т.Ф.Данилова, Г.Е.Нетесова, Л.В.Малышева, В.В.Акулова. - Новосибирск: ВО «Наука» Сибирская издательская фирма, 1992. - 120 с.
6. Мац В.Д., Воробьева Г.А., Шимараева М.К. Антропоген Прибайкалья (осадконакопления, почвообразование, палеогеография) Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Тез. докл. VII Весс. совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. - Таллинн, 1990. - С.166-167.
7. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. - Вып. 28. - Спб, 1996. - 24 с.

## СЕВЕРНИНСКАЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.М. Сазонов[1], В.П. Парначев[2]
[1]Красноярская государственная академия цветных металлов и золота, г. Красноярск
[2]Томский государственный университет, г. Томск

В южной части Енисейского кряжа на водоразделе рек Немкиной и Весниной Ю.И.Парфеновым в 1960 году в поле развития архей-нижнепротерозойских толщ были выделены вулканогенные образования и прорывающие их щелочные сиениты и граниты порожнинского комплекса [3]. Позднее В.М.Даценко [2] охарактеризовал эту структуру в качестве Севернинской вулкано-тектонической депрессии, а А.А.Середнев и Ю.Н.Суворикоз в 1984-1990 г.г. – как сложную кольцевую палеовулканическую постройку центрального типа.

В плане Севернинская структура имеет округлую изометричную форму площадью около 22 кв. км ( см. рис.). Она приурочена к узлу пересечения Приенисейского (Агульско-Бирюсинского) разлома с поперечными дизъюнктивами северо-восточного простирания.

Большая верхняя часть вулканической постройки разрушена и на современной поверхности обнажены ее корневые зоны.

Предполагается, что формирование палеовулкана происходило в три этапа или фазы становления.

В ранний этап или первую фазу образовался вулканический купол, впоследствии осложненный центральной кальдерой и несколькими мелкими кальдерами обрушения на месте паразитических жерловин. Остатки этих кальдер находятся на периферии структуры в виде овальных образований диаметром до 800 м. Их центральная часть выполнена туфолавобрекчиями, а краевая – трахириолитами и риолитами с обломками вулканических и метаморфических пород, а также эруптивными брекчиями. В юго-западной части палеовулканической структуры хорошо сохранилась жерловина еще одного паразитического вулкана, характеризующегося четким зональным строением. От центра к периферии наблюдается смена туфолавобрекчий трахитами, сиенит-порфирами и эрупивными брекчиями. В завершение этапа сформировалось лополитоподобное тело порфировидных щелочных сиенитов, сиенитов и нордмаркитов, апикальная и краевая части которого сложе-

ны сиенит-порфирами, переходящими в эруптивные брекчии с обломками вмещающих интрузивных и метаморфических пород. Мелкие тела и дайки сиенит-порфиров отмечаются и за пределами массива.

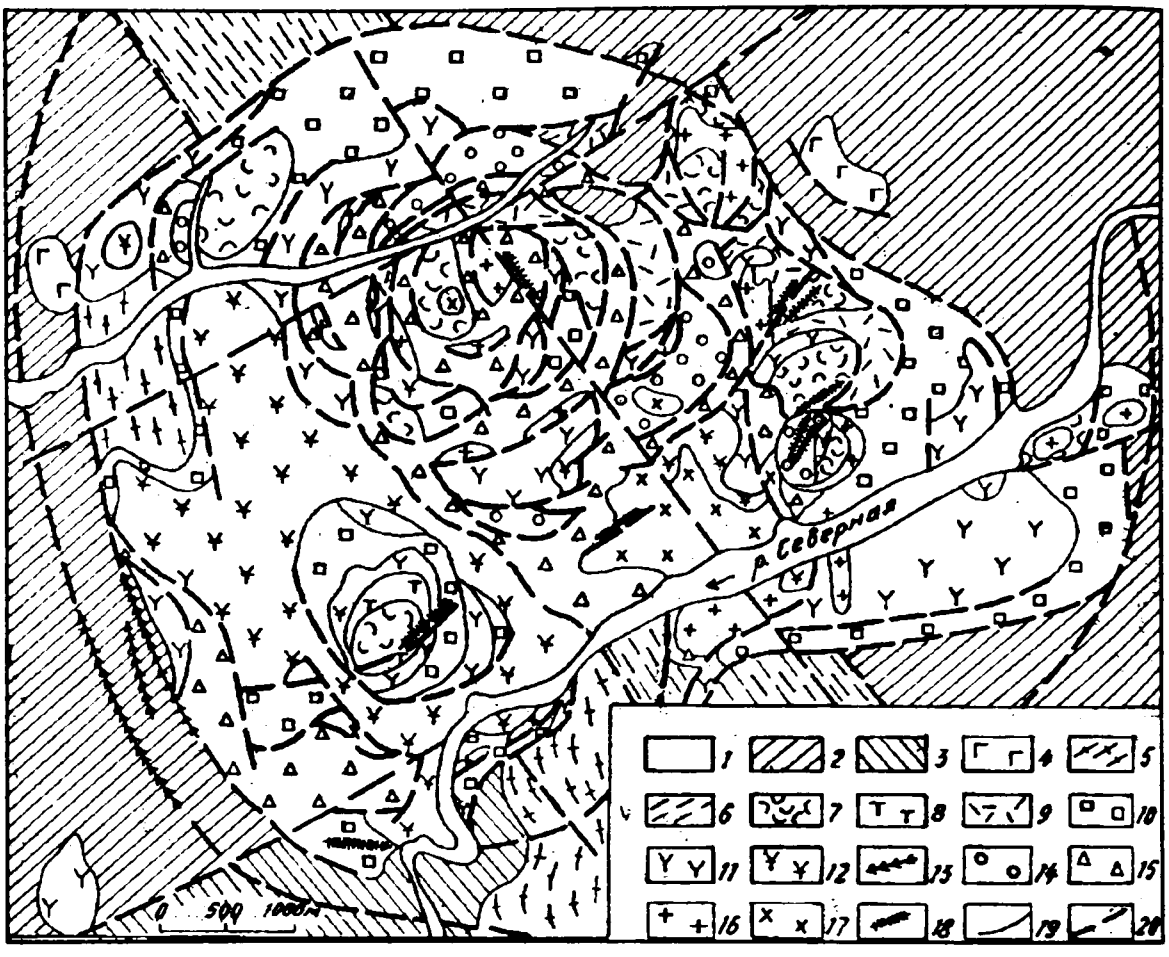



Рис. Схема геологического строения Северниинского палеовулкана.

1 – четвертичные отложения рек; 2 – гнейсы канской серии (AR); 3 – гнейсы енисейской серии (AR-$PR_1$); 4 – габбро-нориты кимбирского комплекса (AR); 5 – гнейсо-граниты татарского комплекса ($PR_1$); 6 – милониты и милонитизированные породы зоны Приенисейского разлома; 7-18 – породы порожнинского комплекса: 7 - туфолавобрекчии, игнимбриты; 8 – трахиты; 9 – риолиты первой фазы; 10 – эруптивные брекчии первой фазы; 11 – сиенит-порфиры; 12 – порфировидные щелочные сиениты, сиениты, кварцевые сиениты; 13 – дайки сиенит-порфиров; 14 – риолиты второй фазы; 15 – эруптивные брекчии второй фазы; 16 – гранит-порфиры; 17 – порфировидные щелочные граниты; 18 – дайки микрогранитов; 19 – геологические границы; 20 – дизъюнктивные нарушения.

Второй этап начинается с образования концентрических разломов и внедрения в них кислой магмы. Образуются кольцевые и линейные разрывы, вдоль которых развиваются зоны эруптивных брекчий и лавобрекчий, внедряются силлы, штоки, сложные тела и дайки щелочных гранит-порфиров и риолитов. Центральную часть жерловины выполняет шток порфировидных щелочных и субщелочных гранитов. На удалении от основного тела картируются мелкие тела гранитов. Этот процесс сопровождался метасоматической переработкой пород и минерализацией Nb, Mo, TR, Sn и др.

В заключительный этап произошло оживление разломов, внедрение дайковых тел гранит-порфиров, микрогранитов и риолитов.

Химические составы пород приведены в таблице.

Таблица. Химические составы магматических пород Севернинской палеовулканической структуры (масс. %) (по материалам В.П.Богадицы А.А.Середнева и Ю.Н.Суворикова)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72.90 | 70.00 | 63.90 | 75.07 | 65.90 | 59.05 | 72.70 | 75.10 | 73.10 | 74.94 |
| $TiO_2$ | 0.28 | 0.40 | 0.65 | 0.32 | 0.43 | 1.44 | 0.38 | 0.29 | 0.40 | 0.34 |
| $Al_2O_3$ | 13.85 | 14.60 | 16.73 | 12.30 | 18.30 | 17.80 | 12.55 | 12.60 | 12.65 | 12.65 |
| $Fe_2O_3$ | 1.69 | 1.90 | 2.58 | 1.41 | 2.10 | 6.13 | 2.15 | 1.63 | 1.47 | 1.53 |
| FeO | 0.15 | 0.85 | 2.30 | 0.53 | 0.47 | 1.00 | 0.90 | 0.55 | 1.70 | 1.03 |
| MnO | 0.04 | 0.05 | 0.10 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.06 |
| MgO | 0.89 | 0.45 | 0.47 | 0.87 | 0.80 | 0.70 | 0.10 | 0.74 | 0.98 | 0.60 |
| CaO | 0.51 | 0.60 | 0.90 | 0.45 | 0.50 | 1.03 | 1.08 | 1.45 | 1.10 | 0.60 |
| $Na_2O$ | 2.68 | 4.33 | 5.89 | 2.53 | 5.49 | 5.97 | 3.19 | 3.15 | 2.25 | 1.80 |
| $K_2O$ | 4.48 | 5.20 | 5.20 | 5.19 | 5.05 | 4.56 | 5.50 | 4.63 | 4.42 | 4.47 |
| $P_2O_5$ | 0.02 | 0.05 | 0.15 | 0.06 | 0.05 | 0.43 | 0.03 | 0.05 | 0.07 | 0.03 |
| П.п.п. | 2.38 | 1.50 | 1.07 | 1.12 | 1.06 | 1.41 | 1.38 | 0.0- | 1.65 | 2.03 |
| Сумма | 99.87 | 99.80 | 99.99 | 99.88 | 100.2 | 99.57 | 100.01 | 100.13 | 99.86 | 100.08 |
| N | 3 | 9 | 5 | 3 | 5 | 2 | 2 | 2 | 3 | 5 |

Примечание: 1 – граниты, 2 – щелочные граниты, 3 – сиениты, 4 – гранит-порфиры, 5 – щелочные гранит-порфиры, 6 – сиенит-порфиры, 7 – трахириолиты первой фазы, 8 – трахириолиты второй фазы, 9 – риолиты второй фазы, 10 – риолиты третьей фазы.

Остается предметом дискуссии время формирования Севернинской структуры. Имеются определения абсолютного возраста сходных пород средневороговского комплекса на Чапинской площади (рубидий-стронциевый метод – 620 млн. лет и уран свинцовый (- 670 млн. лет). Единичная калий-аргоновая дата гранитов порожнинского комплекса составила 635 млн. лет [1], а изотопно-свинцовое датирование двух проб цирконов, отобранных А.А.Середневым и Ю.Н.Суворикoвым и проведенное А.В.Суминым (ВИМС) дало значение 1800 и 1920+50 млн. лет. Эти цифры могут быть объяснены унаследованием цирконов из древних вмещающих пород. В настоящее время А.Травиным (ОИГГиМ СО РАН) проведено калий-аргоновое датирование щелочного гранита (225 млн. лет), нордмаркита (222 млн. лет, шелочных сиенит-порфиров (222, 25 и 235 млн. лет), риолита (255 млн. лет), а также даек долерита (243 млн. лет). Весьма широкий диапазон в значениях цифр не позволяет однозначно использовать их для определения времени магматической деятельности. Самые молодые даты, скорее всего, фиксируют время щелочного метасоматоза. Вместе с тем, положение Севернинского палеовулкана на северо-западном продолжении палеозойской Агульской вулкано-тектонической структуры склоняет нас к представлениям об ордовикском или раннедевонском возрасте севернинского магматизма Ю.И.Парфенова [3] и В.М.Даценко [2].

Литература

1. Волобуев М.И., Зацепина Е.Ф., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Магматические формации Енисейского кряжа // Вопросы геологии Красноярского края. М.: МГУ, 1964. – С.189-201.

2. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. – 180 с.

3. Парфенов Ю.И. К вопросу о щелочных породах южной части Енисейского кряжа. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 2. Красноярск, 1961. – С.253-254.

# БИОФАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ РАННЕЙ - СРЕДНЕЙ ЮРЫ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.В. Сапьяник
Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

В основу предлагаемых построений положены не только традиционные методики фациально-генетического и сейсмофациального анализов, но и использованы методы экологического анализа палеоценозов бентоса, т.е. установление палеобиофаций.

Южная часть Западно-Сибирского бассейна, в это время, отвечала условиям «морских топей», периодически заливаемых морскими водами по относительно неглубоким трансгрессивным каналам субмеридианального направления (рис.1-4), что также подтверждается общим расположением структур этой территории.

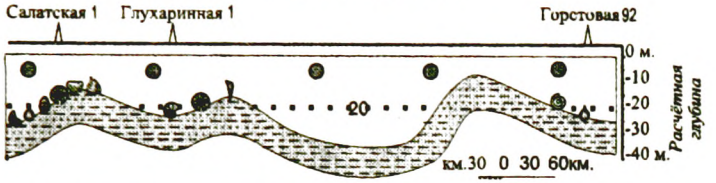
Таким образом, при повышении уровня Западно-Сибирского бассейна возникали обстановки благоприятные для широкой экспансии относительно плотных популяций фораминифер, которые образовывали монотаксонные сообщества либо занимали доминирующее положение среди ассоциаций бентосной фауны.

Можно предполагать присутствие следующих обстановок: на наиболее контрастных поднятиях Каймысовского свода и др. предполагаются субаэральные условия аккумуляции, где в мелководье с неустойчивой солёностью формировались тонко отмученные илы с обильным растительным детритом, на которые оказывал большое воздействие сезонный перепад температур и окислительная среда в придонном слое осадка. На подводных возвышенностях, которые приурочены к долгоживущим структурным элементам Средневасюганского, Пудинского мегавалов и др. групп, в условиях повышенной динамики мелководья верхней сублиторали, в окислительных условиях отлагались пески различной сортированности, вниз по склонам переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми илами, которые формировались в мелководно-умеренно глубоководных обстановках средней сублиторали, в переходных условиях от окислительных до нейтральных, на которые оказывали своё влияние хорошо аэрируемые и относительно тёплые придонные воды. Эти отложения являются основным фоном южной части Западно-Сибирского бассейна.

Помимо данных палеогеографических обстановок весьма интересная дифференциация фораминиферового бентоса наблюдается в районе Владимировского выступа. Здесь установлена трохамминово-гаплофрагмоидиновая ассоциация бентосных фораминифер в Вездеходной скв.№ 4, аналоги которой упоминаются рядом авторов, как характерные для морских окраин [1], мелководного побережья [2], прибрежных лагун вблизи устьев рек и болот [3], прибрежного мелководья [4]. Данной трактовке не противоречат установленные здесь обстановки седиментогенеза. Так, отложения шараповского горизонта, вскрытые Вездеходной скважиной № 4, представлены песчано-глинистыми образованиями с намывами мелкозернистого растительного детрита по плоскостям напластования. D. Cchachter [5], рассматривая экологию солоноватых вод, упоминает об озёрах и лагунах с солоноватой водой, расположенных на литорали закрытых морей (лиманы Чёрного моря, лагуны Мексиканского залива, Адриатики и др.), с дном, представленным илистым песком с поверхностными намывами черноватого ила, на котором предпочитали обитать эврибионтные трохаммины и реофильные гаплофрагмоидины. С известной долей условности можно предположить адекватность условий осадконакопления и для описываемых образований.

Не исключена возможность установления авандельтовых обстановок в юго-западной части территории, на что указывают обильные находки разрозненных фрагментов конечностей, панцирных остатков Ketmenidae gen. ind., широко распространённых на

а) *палеобатиметрический профиль "трансгрессивного канала" Нюрольской фациальной зоны*




б) *палеобатиметрический профиль "подводных террас" Нюрольского и Парабельского "трансгрессивных каналов"*

**Рис. 1. БАТИМЕТРИЯ МАЛЫШЕВСКОГО ГОРИЗОНТА**

а) *палеобатиметрический профиль "трансгрессивного канала" Нюрольской фациальной зоны*

б) *палеобатиметрический профиль Парабельской фациальной зоны*

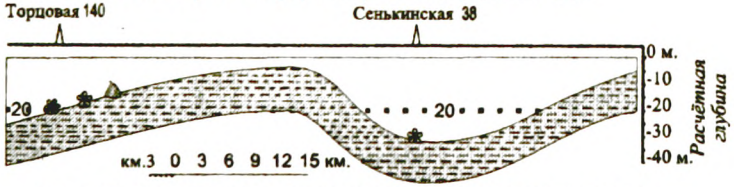
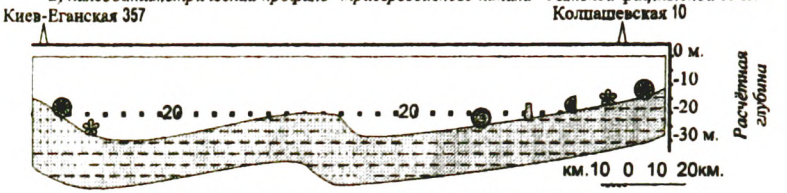



**Рис.2. БАТИМЕТРИЯ ЛЕОНТЬЕВСКОГО ГОРИЗОНТА**

а) *палеобатиметрический профиль "трасгрессивного канала" Тымской фациальной зоны*




б) *палеобатиметрический профиль "подводных террас" Нюрольского и Тымского "трансгрессивных каналов"*

**Рис. 3. БАТИМЕТРИЯ ЛАЙДИНСКОГО ГОРИЗОНТА**

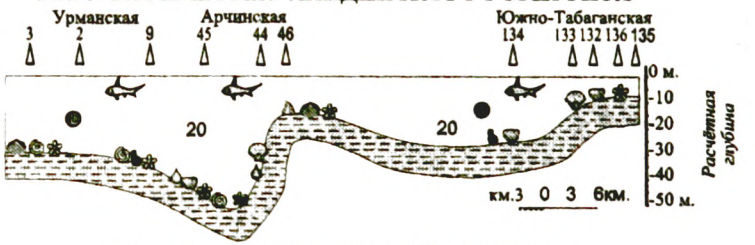
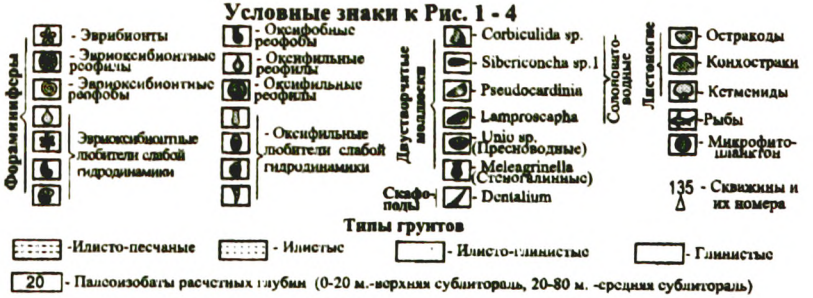



**Рис. 4. БАТИМЕТРИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ КИТЕРБЮТСКОГО ГОРИЗОНТА**

**Условные знаки к Рис. 1 - 4**



территории Казахстана.

Литература

1. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты.// С.П. Булынникова, А.В. Гольберт, И.Г. Климова и др.- Новосибирск: СНИИГГИМС, 1978. - 87 с.
2. Todd R., Bronnimann P. Recent Foraminfera and Thecamoebina from the eastern Gulf of Paria/ Cushman Found. Foram. Research. Special Pub, 3., 1957. - 43 p.
3. Phleger F.B. Ecology and distribution of Recent Foraminifera/ The Jon Hopkins Press, Baltimore, 1960. - 184 p.
4. Богомякова Е.Д. Экология меловых нодозариид и саккамминид.- Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1981. - С.37-45.
5. Cshachter D. Ecologie des eaux saumatres/ Internationale Vereinigung fur theoretische und angewandte Limnologie, Verhandlung, 1969. - S.1052-1068.

## СТРОЕНИЕ НИЖНЕМАТАРАКСКОЙ ТОЛЩИ В ПРАВОБЕРЕЖЬЕ Р. КАРЫШ (СЕВЕРНАЯ ХАКАСИЯ)

Ф.Р.Сатаев
Томский госуниверситет, г. Томск

Во время полевых работ изучалось строение нижнего девона в районе высотной отметки (выс. отм.) 730.2 м в правобережье р.Карыш, где предполагалось наличие палеовулканической структуры центрального типа.

Вулканогенные отложения этого участка сопоставляются многими исследователями [1, 2, 3] с нижнематаракской толщей Шунет-Матаракского района, сложенной преимущественно покровами и послойными телами базальтов, андезито-базальтов, трахиандезитов, их туфов, трахириодацитов с редкими прослоями терригенных пород [3]. Видимая мощность толщи в стратотипе - 300 м [3].

На описываемом участке вулканиты нижнего девона со стратиграфическим несогласием лежат на салаирском фундаменте, представленном гранитоидами Улень-Туимского комплекса. Контакт подчеркивается резко выраженным в рельефе дефляционным уступом с крутым южным склоном высотой от 1-3 м (западный край участка) до 20-25 м (в центральной части). Нижнематаракской толща падает практически моноклинально на северо-запад ($\approx 330^0$) с углами падения $15\text{-}30^0$, иногда больше.

Среди отложений нижнематаракской толщи достаточно уверенно выделяются поверхностная (стратифицированная) и субвулканическая фации. Первая представлена покровами и пластообразными телами порфировых базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов-трахириодацитов (плагиопорфиров), вулканических туфов, брекчий и лавобрекчий. Вторая - силлами трахириодацитов.

Порфировые базальты (лабрадоровые порфириты), наиболее полно сохранившиеся в юго-западной части участка (рис.), залегают в основании нижнематаракской толщи. Здесь они наблюдаются в виде покрова, мощностью около 5-8 м, с линзовидными пропластками тонкозернистых вишнево-красных карбонатизированных песчаников (?) мощностью от 3 до 10 см и протяженностью до 2 м, в центральных частях которых иногда встречаются кальцитовые обособления. Структура пород порфировая, характеризующаяся повышенным содержанием светло-серых изометричных таблитчатых вкрапленников плагиоклаза размером до 2 см. Местами в основной массе встречаются таблички черного гематита размером до 1-2 мм, реже 4-5 мм. Текстуры пористые, миндалекаменные. От правого берега р.Карыш до юго-западного склона выс. отм. 669.2 м порфировые базальты на контакте с гранитоидами наблюдаются в виде непрерывной полосы. На южном склоне они

сменяются отдельными разобщенными выходами небольшой протяженности (сохранившимися в низинах палеорельефа?).

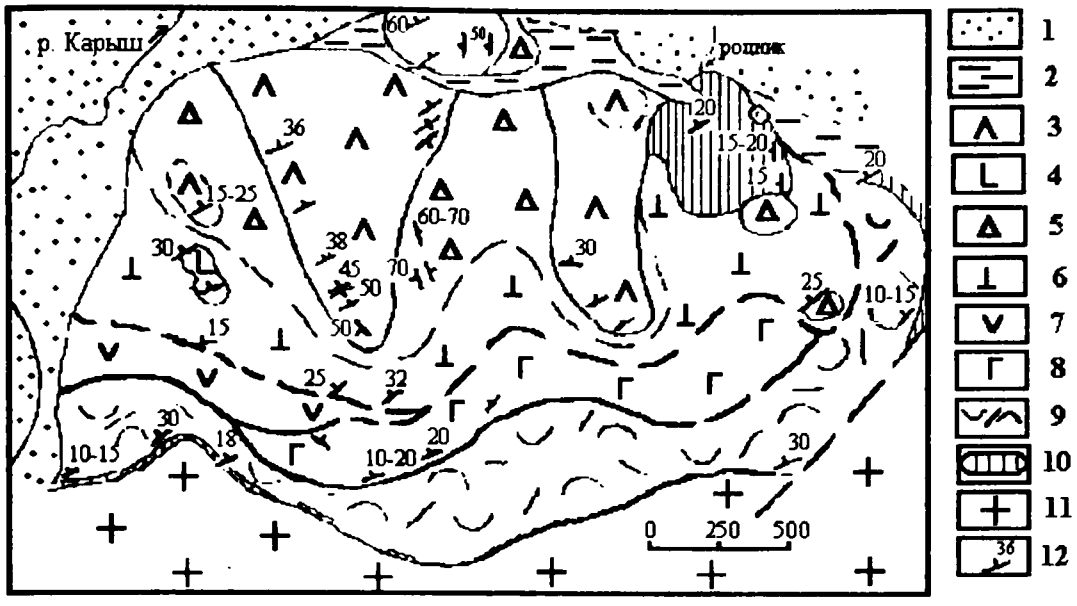



Рис. Схема геологического строения района выс. отм. 730.2 м:

1 – четвертичные отложения речных долин и озерных котловин; 2 – допридорожная пестроцветная толща [1]; 3 – силлы трахириодацитов; 4 – субвулканические(?) базальты; 5 – лавобрекчии; 6 – промежуточный горизонт; 7 – потоки трахириодацитов(?); 8 – порфировые базальты; 9 – туфы и ультракалиевые их разновидности; 10 – крупнолейстовые порфировые базальты; 11 – Улень-Туимские гранитоиды; 12 – элементы залегания слоистости (в порфировых базальтах и силлах трахириодацитов – пластовой отдельности).

Порфировые базальты перекрываются горизонтом вулканических туфов с прослоями туфолав (игнимбритов), который на южном склоне выс. отм. 669.2 м залегает непосредственно на гранитоидах фундамента. Мощность туфов до 100 м [1]. Устанавливается приуроченность к нижней части горизонта пепельно-серых и розовато-серых тонкоплитчатых туфов и более грубоплитчатых туфобрекчий трахиандезитового и трахириодацитового состава, а к верхней - темно-вишневых и красновато-бурых ультракалиевых высокоглиноземистых туфолав и лавобрекчий с флюидальнотакситовой текстурой [1].

Туфы перекрыты потоком порфировых базальтов (андезитобазальтов) общей мощностью до 15м. Порфирокласты представлены идиоморфными, таблитчатыми зернами плагиоклаза (до андезина) и оливина (обычно измененного) размером до 0.5 см. В базальтах часто встречаются зеленоватые гипергенные минералы меди. Текстуры пород мелкопузырчатые до миндалекаменных.

В юго-западной части района картируются потоки буроватых, красновато-коричневых трахириодацитов(?) с переменным количеством призматических мясокрасных, оранжевых порфирокластов плагиоклаза и игольчатых, призматических вкрапленников хлоритизированной роговой обманки, которые завершают первый цикл вулканизма [1,4]

Выше залегает так называемый промежуточный горизонт, образованный сложным чередованием туфов и многочисленных маломощных (до 2-3 м) потоков базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, трахириодацитов , прослоев граувакковых песчаников, конгломератов и эруптивных брекчий с обильным базальтоидным обломочным материалом. Его мощность достигает 100-150 м [1,4]. В западной части участка (выс. отм. 612.4 м) в промежуточном горизонте наблюдается выход порфировидных базальтов (возможно суб-

вулканические?) с тонкораспыленным магнетитом, влияющим на изменение азимута падения плоскости пластовой отдельности с СЗ 330 на ЮЗ 225, угол падения 25-30.

Вулканиты второго цикла [1,4] на участке отсутствуют, и промежуточный горизонт перекрывается слабо стратифицированными туфо- и лавобрекчиями трахириодацитового состава с размером обломков до 10 см и более, относимые Л.В.Пешехоновым [1] к прижерловой фации.

Субвулканическая фация в пределах участка представлена силлами трахириодацитов кирпично-красного, красно-коричневого, буроватого цвета с постоянным содержанием порфирокластов полевого шпата и роговой обманки. Лавы? (тела) трахириодацитов (по Л.В.Пешехонову [1] плагиопорфиры третьего цикла) слагают вершины и гребни наиболее крупных высот и имеют достаточно характерную отдельность, обособляющую отдельные плитки, раскалывающиеся на ребристые параллелепипедальные обломки.

Предварительный анализ геологического строения участка не подтверждает наличие здесь палеовулканической структуры центрального типа. Для окончательного ответа на этот вопрос планируется провести более детальное геологическое картирования после петрографического изучения вулканитов и определения петрохимического состава пород отдельных горизонтов.

Литература

1. Пешехонов Л.В., Васильев Б.Д., Иванкин Г.А., Макаренко Н.А., Номоконов В.Е. Особенности состава и строения раннедевонской вулканогенно-осадочной формации Сохочул-Иткульского района Северо-Минусинского прогиба // Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск: Изд-во ТГУ. - Вып. 3. 1991. - С.8-14.

2. Макаренко Н.А., Родыгин С.А., Елистратов Ю.М., Номоконов В.Е. Новые данные по геологии учебного полигона Томского университета в Хакасии // Вопросы геологии Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1982. – С.123-132.

3. Парначев В.П., Васильев Б.Д., Иванкин Г.А. и др. Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии. - Томск: Изд-во ТГУ, 1994. - 166 с.

4. Пешехонов Л.В., Номоконов В.Е., Васильев Б.Д. История развития раннедевонского магматизма юго-западной части Северо-Минусинского прогиба. // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. - С.34-41.

## СТРУКТУРА И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ КОЛБИНСКО-УДИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.И. Сизых
Иркутский госуниверситет, г. Иркутск

Колбинско-Удинский метаморфический пояс слагают сложно построенные, линейные, вытянутые в северо-западном направлении грабены, зачастую вложенные один в другой - Мурхойский, Чатыгойский, Негодкинский, Миричунский и Киченский, выполненные венд-ордовикскими отложениями. Общая мощность осадков в грабенах оценивается в 4,5 км.

Эволюция эндогенных режимов Колбинско-Удинского метаморфического пояса шла по схеме близкой к классической развития геосинклинали: эвгеосинклиналь-инверсия-орогенный этап-замыкание. Характерно здесь отсутствие признаков авлакогенного режима. В пределах Колбинско-Удинского метаморфического пояса широко развиты тектонические нарушения. По отношению к ориентировке основных структурных элементов они подразделяются на продольные и диагональные. Система продольных разломов - корово-мантийные разломы северо-западного простирания. Выделяются Агульско-

Ичемский, Тшиндинско-Халтинский, Киченский, Агульско-Хайломинский, Канем-Долгореченский разломы, являющиеся оперяющими структурами Главного Саянского разлома. Зоны разломов, как правило, состоят из серии сближенных субпараллельных разрывов, представляющих собой взбросы или крутые надвиги, плоскости сместителей которых погружаются под Дербинский метаморфический пояс под углами 40-70$^0$, обусловливая чешуйчатое строение. Система диагональных разломов имеет северо-восточное и субширотное простирание. Они относятся к категории корово-мантийных и фиксируются геофизическими и геологическими данными. Заложение их осуществлялось в верхнем протерозое, начиная с раннего рифея, и неоднократно подновлялось в последующие фанерозойские тектоно-метаморфические этапы.

Чатыгойский грабен слагают образования среднего и верхнего рифея, в стратиграфическом разрезе которых развиты отложения геосинклинальной стадии прогиба (чатыгойская серия: инжигейская, большеагульская, малореченская свиты) и орогенной молассы (янгодинская свита). Северо-восточной границей грабена является Главный Саянский разлом, разделяющий складчатые системы байкалид и ранних каледонид. Внутренняя структура грабена характеризуется блоковым строением с фрагментами крутых линейных, наклонных и симметричных, нередко запрокинутых на север складок. Обилие продольных северо-западных разломов обусловило широкое развитие приразломной складчатости. Палеотектонические реконструкции с учетом вещественного выполнения грабена (наличие бимодальной серии вулканитов формации натриевых базальтов-риолитов, их комагматов габбро-плагиогранитовой ассоциации и гипербазитов на начальных этапах развития и т.п.) позволяют рассматривать Чатыгойский грабен как рифтогенную структуру.

Негодкинско-Миричунский грабен - наиболее крупная структура Колбинско-Удинского метаморфического пояса, представляющая собой складчатую систему ранних каледонид. Его выполняют отложения гутарской серии (сарапульская, негодкинская, миричунская свиты) венд-среднекембрийского возраста. Заложение грабена фиксируется нижней молассой. Геосинклинальная стадия проявлена накоплением вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород негодкинской свиты. Завершающая разрез серии карбонатная формация нижнекембрийского возраста миричунская свита фиксирует перерождение рифтогенного прогиба в субплатформенный.

Киченский грабен осложняет Негодкинско-Миричунский, характеризуется как межгорный прогиб в палеотектонической реконструкции, и выполнен верхней орогенной молассой (киченская свита). Внутренняя структура грабена определяется как синклинальная, осложненная конгруэнтной складчатостью более высокого порядка, а также продольными разломами северо-западного простирания.

Гипербазиты тануольского комплекса располагаются в пределах Чатыгойского и Негодкинско-Миричунского грабенов в породах инжигейской свиты чатыгойской серии. Их локализация контролируется зонами глубинных разломов северо-западного простирания. Наиболее крупным массивом является Покровский. В центральной части массива выделяются два линзовидных тела дунитов размером 0,5 х 2 км и 0,15 х 2 км. В целом для гипербазитов комплекса характерны высокое содержание Mn, Ti, V, Co, Cu, Zn, Pb, Sn, Mo. В ряде проб выявлено наличие платины, содержание которой колеблется от 0,3 г/т до 1,3 г/т. Характер структурного положения гипербазитов, петрохимический и геохимический состав позволяет рассматривать их в качестве дунит-пироксенитовой формации, перспективной на обнаружение месторождений платины.

Гипербазиты актовракского комплекса локализованы в породах Негодкинско-Миричунского грабена, где они слагают гипербазитовый пояс. В пределах пояса максимальная концентрация массивов фиксируется в междуречье рек Большой Янгоды и Погодки. Это небольшие по размерам (0,5-0,8 х 0,2-4,5 км) линзообразные тела, дайки, ориентированные согласно с простиранием структуры вмещающих пород. В большинстве

случаев тела ультрабазитов представлены аподунитами, перидотитами и серпентинитами. Иногда в телах ультрабазитов наблюдается зональное строение: в приконтактовой части развиты тремолитизированные пироксениты, в центральной - дуниты. Постмагматические метасоматические преобразования гипербазитов выражаются в серпентинизации, отальковании, хлоритизации, актинолитизации и карбонатизации. Непосредственно в зонах глубинных разломов широко распространены магнезиальные сланцы.

В качестве второстепенных и акцессорных минералов гипербазиты содержат хромшпинелиды, магнетит, ильменит, пентландит, пирротин, пирит и халькопирит. В ассоциации с халькопиритом и пирротином отмечается золото. По данным С.М. Лаврова среднее содержание хрома в дунитах составляет 0.69% ($Cr_2O_3$ - 1,01%), а в саксонитах - 0,36% ($Cr_2O_3$ - 0.53%) при максимальном содержании хрома в единичных пробах от 4,07 до 8,90%. С гидротермально-метасоматическими преобразованиями ультрамафитов связаны рудопроявления золота и никель-кобальтовой минерализации

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (код проекта № 97-05-65844).

## ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ В СТАНОВЛЕНИИ ДЕРБИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.И. Сизых[1], Н.В. Сизых[2]
[1]Иркутский государственный университет, г. Иркутск
[2]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Дербинский метаморфический пояс представляет собой тектонический блок докембрийских пород, ориентированный в северо-западном направлении от р.Ии до р.Енисея на 570-580 км, постепенно расширяясь к западу до 80-85 км. Юго-западной границей Дербинского метаморфического пояса является Восточно-Саянский глубинный разлом, а северо-восточной границей - Главный Саянский и Майский глубинные разломы. Северо-западная часть его перекрыта среднепалеозойскими образованиями Рыбинской и Минусинской впадин. Его слагают Арзыбейская глыба, Дербинский Восточно-Саянский антиклинорий и Майский синклинорий.

В метаморфической эволюции докембрийских комплексов Дербинского метаморфического пояса выделяются четыре тектоно-метаморфические этапа: алданский, карельский, байкальский и каледонский, обусловившие метаморфическую зональность. Архейский тектоно-метаморфический этап характеризуется метаморфизмом гранулитовой фации и изучен по метаморфическим породам Арзыбейской глыбы. Минералы пород гранулитовой фации (гиперстен, диопсид, высокотитанистая роговая обманка, гранат) установлены в бассейне р.Арзыбея.

Карельский тектоно-метаморфический этап протекал в P-T условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма андалузит-силлиманитового типа с пегматитообразованием и мигматизацией. В архейских комплексах Арзыбейской глыбы он проявился как высокотемпературный наложенный метаморфизм, а в породах дербинской серии - зонального метаморфизма в P-T условиях эпидот-амфиболитовой и кордиерит-амфиболитовой фациях. Особенностью диафтореза нижнепротерозойского тектоно-метаморфического этапа является интенсивная переработка гранулитов Арзыбейской глыбы и превращение их в различные сланцы, участками схожими со сланцами и гнейсами дербинской и кувайской серий. Процессы диафтореза особенно интенсивно проявились в краевых зонах глыбы, что создает ложную картину постепенного перехода слабо метаморфизованных комплексов пород дербинской и кувайской серий в гнейсы и мигма-

титы Арзыбейской глыбы. Наличие в минеральных парагенезисах Арзыбейской глыбы силлиманита, кордиерита, проявление процессов мигматизации указывает на Р от 5 до 6 кбар, Т от 650 до 750$^0$С и соответствует Р-Т условиям кордиерит-силлиманит-ортоклазовой субфации.

С диафторезом Арзыбейской глыбы генетически связан зональный метаморфизм дербинской серии в Р-Т условиях от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Породы гранулитовой фации установлены в юго-восточной части Дербинского метаморфического пояса. Они находятся в "переслаивании" с породами кордиерит-амфиболитовой фации. В связи с ограниченностью петрологического материала по гранулитам Дербинского метаморфического пояса, о Р-Т условиях их метаморфизма можно судить исходя из петрогенетической схемы, где Р от 5 до 7 кбар и Т от 700 до 850$^0$С.

Байкальский тектоно-метаморфический этап проявился в виде диафтореза в раннедокембрийских комплексах Арзыбейской глыбы и дербинской серии и в качестве зонального метаморфизма зеленосланцевой фации в рифейских комплексах Майского синклинория и всего пояса. В пределах Дербинского метаморфического пояса выделяются мусковит-хлоритовая и хлорит-биотитовая субфации зеленосланцевой фации. Исходя из петрогенетической схемы Р-Т условия метаморфизма мусковит-хлоритовой и хлорит-биотитовой субфации определяются в Р от 1.5 до 3 кбар и Т от 350 до 475$^0$С.

Каледонский тектоно-метаморфический этап - наложенный метаморфизм в Р-Т условиях зеленосланцевой фации. Зеленосланцевые диафториты приурочены к зонам разломов. Особенно они многочисленны в зоне Главного Саянского и Майского глубинных разломов, являющихся северо-восточной границей Дербинского метаморфического пояса. Минеральные парагенезисы зеленосланцевых диафторитов характеризуют Р-Т условия хлорит-биотитовой и мусковит-хлоритовой субфаций, где Р от 3 до 5 кбар и Т от 390 до 475$^0$С.

Таким образом, динамика становления Дербинского метаморфического пояса изучена с использованием новейших петрологических материалов по породам и минералам метапелитов и метабазитов. Это позволило с определенной достоверностью и детальностью отразить Р-Т условия метаморфизма пород от докембрия до верхнего палеозоя, позволяющая рассмотреть с новых позиций геолого-структурное положение Дербинского метаморфического пояса и его металлогеническую специализацию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (коды проектов № 97-05-65844 и № 96-05-64744).

## ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ДЕРБИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ВОСТОЧНЫЕ САЯНЫ)

А.Н. Смагин
АО «Красноярскгеология», г. Красноярск

Дербинская полихронная структура – террейн состоит из тектонически сопряженных Дербинской глыбы, сложенной нижнепротерозойскими метаморфическими терригенно-карбонатными породами саянской серии, и Саянского и Жайминского прогибов (грабенов), выполненных нижне-среднерифейскими кварцит-сланцево-мраморными отложениями жайминской серии [2].

Саянская серия, в Манской зоне, в пределах Крол-Мана-Кан-Ангульского междуречья расчленена на три свиты (снизу вверх): танойбинскую, плагиогнейсово-сланцевую

(2000 м); верхнетанойбинскую, кварцит-плагиогнейсово-сланцево-мраморную (2000 м) и пезинскую, существенно мраморную (1500 м). Для свит характерно ритмическое строение (соответственно терригенный, терригенно-карбонатный и карбонатный флиш), пироксен-амфибол-кварц-плагиоклаз-кальцитовый переменный состав кристаллических сланцев и гнейсов, специфический облик крупнокристаллических мраморов светлой окраски с крупночешуйчатым графитом и наличие интрузий анортозит-пироксенит-габбрового состава которьинского, тоналит-трондьемитового – сондоевского и микроклин-гранитового - дизинского (или дербинского) комплексов.

В Кижартской зоне на Крол-Дербина-Кижартском междуречье известна толща существенно терригенного состава (аналог танойбинской свиты), где ее предлагается доизучить с целью корректного выделения из состава дербинской или каменской свит.

В Удинской зоне на Агул-Уда-Ийском междуречье возрастным аналогом танойбинской считается алыгджерская свита, отличающаяся преобладанием в породном составе гнейсов [3] и согласным налеганием мраморов пезинской (здесь дербинской) свиты. Можно предполагать отсутствие в данном разрезе толщ верхнетайнобинской свиты, или перекрытие их мраморами в результате блоково-надвиговых осложнений, или включение авторами в состав нижележащей (алыгджерской) и частично вышележащей (дербинской) свит. На основании сказанного следует, на наш взгляд, признать алыгджерский стратотип неудовлетворительно изученным или специфичным только для Удинской зоны.

Верхнетайнобинская свита и ранее [3] однозначно характеризовалась как переходная толща по составу и промежуточная по стратиграфическому положению между алыгджарской и пезинской или дербинской свитами, но определялась как верхнеалыгджерская или нижнедербинская подсвита. Подобные определения толщи недопустимо искажают представления об объеме и породных составах стратотипических разрезов выше- и нижележащих свит. Выделение ее (толщи) в качестве самостоятельной верхнетайнобинской свиты позволяет избежать таких искажений.

Структурно-вещественными аналогами верхнетайнобинской являются китормин-ская, сигачская и эденская свиты. В стратиграфическом отношении две первые, образуя ленточно-линзовидные выходы среди мраморов в моноклинальной структуре, разделяют «мраморную» толщу на две самостоятельные (дербинскую и пезинскую, канскую и пезинскую, соответственно) свиты. Эденская, имея аналогичную форму выхода, но с положением в ядре синклинальной структуры будет являться верхней в разрезе саянской серии. Если эти внутримраморные полосо-линзовидные выходы интерпретировать в качестве ядерных частей антиклинальных складок второго порядка, то они (выходы) могут считаться верхами разреза верхнетайнобинской свиты. Следовательно, сигачский, китормин-ский и эденский стратотипы желательно отвергнуть как не дающие истинного представления об объеме, составе и стратиграфическом положении этого (верхнетайнобинская свита) подразделения, ограничиваемого в наиболее полных и непрерывных разрезах (рр. Танойба, Дизо, Жерба, Крол, Бол.Арзыбей и др.) снизу терригенными фациями танойбинской свиты, а сверху мраморами пезинской свиты. В силу хорошо проявленного ритмического строения отложения танойбинской и верхнетанойбинской свит относились к каменской свите (Ю.М.Мальцев, И.П.Жуйко и др.). Напомним, что последняя выделена из состава жайминской свиты на р. Каменка [1] как молодое рифейское образование и в пределах раннепротерозойской Дербинской глыбы присутствовать не может.

Основанием для выделения пезинской свиты в пределах Манской и Удинской зон послужили следующие предпосылки: 1) стратотип дербинской свиты изучен столь недостаточно, что на Госгеолкартах-200 первого поколения отвечает объему трех свит саянской серии; 2) мраморы стратотипического разреза дербинской свиты (р.Дербина Кижартской зоны) контрастно отличаются от пезинских темной окраской, меньшей кристалличностью, мелкочешуйчатостью графита и большей обогащенностью ксеногенными минералами (кварц, слюды, темноцветы); 3) толщи мраморов пезинской свиты центриклинально замы-

каются в левобережье р.Катыма и, далее на северо-западе (Кижартская зона) похоже вскрываются только породы нижележащих танойбинской и верхнетанойбинской свит.

Жайминская серия соответствует на Госгеолкарте-200 первого поколения контурам распространения и объему жайминской свиты. Свита переведена в ранг серии [2] и расчленена на три согласно залегающих свиты (снизу вверх): конжульскую, плагиосланцево-мраморную (2000 м), жадейбинскую, плагиосланцево-чернослацевую (2500 м) и бегельскую, преимущественно мраморную (2500 м). Отложения жайминской серии прорваны расслоенными габбро-пироксенитовыми массивами нижнедербинского комплекса и редкими жилами микроклиновых гранитов, пегматитов, сиенитов и альбититов дизинского (дербинского) комплекса.

Возрастными аналогами жайминской серии считаются дургомжинская мраморно-гнейсовая и сарлыкская чернослацево-мраморная свиты хангарокской серии Ашкасокского прогиба Удинской зоны. Различия проявляются лишь в объемах выделяемых свит. Однако верхняя вулканогенно-осадочная ашкасокская свита, на наш взгляд, в состав хангарокской серии включена неправомерно. Не случайно ранее она определялась возрастным и вещественным аналогом кувайской серии.

Таким образом, на основе приведенных материалов просматривается целесообразность совершенствования легенды Восточно-Саянской серии в вопросах валидного определения стратиграфических подразделений Дербинской гетерогенной структуры для нужд Госгеолкарты-200 второго поколения. Достичь этого можно путем доизучения стратотипических разрезов выделенных свит саянской и жайминской серий до уровня эталонов.

Литература

1. Савельев А.А. Флишевые отложения нижнего протерозоя западной части Восточного Саяна // Геология и петрология докембрия. Вып. 2. - Л., ЛАГЕД АН СССР, 1960. – С.45-60.
2. Смагин А.Н, Парначев В.П. Новые данные о строении Дербинской структуры Восточного Саяна // Проблемы геологии Сибири. Тез. докл. Томск: Изд-во ТГУ, 1996. – С.98-99.
3. Хильтова В.Я., Крылов И.Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна // Докембрий Восточного Саяна. - М.Л.: Наука, 1964. – С.8-122.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ БАЙКИТСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

К.В. Старосельцев
Сибирский научно-исследовательский институт
геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Фундамент Байкитской антеклизы слагают архейские и протерозойские структурно-формационные комплексы, являющиеся продуктами глубокой переработки осадочных и магматогенных образований в условиях, доходящих до амфиболитовой, а, возможно, и гранулитовой фаций метаморфизма, сопровождающихся процессами гранитизации, мигматизации, складкообразования и блоковыми движениями по разломам. К настоящему времени фундамент этой нефтегазоперспективной структуры вскрыт 11 глубокими скважинами. Петрологическое изучение керна 8 из них, выполненное ранее (Старосельцев К.В., дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук, Новосибирск, 1992 г.), наряду с комплексной интерпретацией геофизических материалов масштаба 1:1000000 (Гришин и др., 1988), позволило выявить основные черты строения кристаллического основания территории. К началу 1998 г. удалось провести дополнительные исследования керна из трех глубоких скважин Юрубченской разведочной площади Байкитской НГО

(№№ 30, 66 и 112), вскрывших фундамент в последнее время, и выполнить соответствующее петрологическое обобщение с учетом ранее выполненных работ.

Все 11 скважин, приуроченных к гипсометрически приподнятым блокам фундамента, вскрыли на этом уровне разнотипные гранитоиды полистадийного становления. Соотношение этих гранитоидов друг с другом представляется следующим: самыми древними, вероятно, являются плагиогнейсы и гранитогнейсы того же типа, что и вскрытые Байкитской и Енгидинской скважинами (скорее всего, не моложе позднего архея), пространственно разобщенные друг с другом и с остальными девятью глубокими скважинами, располагающимися в пределах обширного Камовского свода. Более молодыми ремобилизатами этих, большей частью высокометаморфизованных комплексов, являются гнейсо-граниты Куюмбинской разведочной площади, степень метаморфизма которых несколько ниже; они достаточно четко оконтуриваются, как субизометричное интрузивное тело, на карте магнитных аномалий. Такой картины не наблюдается в районе Байкитской скважины, где можно говорить о площадном распространении гранитогнейсового и плагиогнейсового комплексов, как, например, на Алданском щите (породы фундамента Байкитской площади по многим характеристикам очень сходны с гнейсами олекминского инфракрустального комплекса). Самой молодой генерацией гранитоидов представляются плагиограниты и субщелочные граниты Юрубченской площади, не несущие следов регионального метаморфизма высоких ступеней. Здесь отмечены лишь катакластические, зеленосланцевые изменения, а также проявления приразломного калиевого метасоматоза, особенно в керне скважины № 66. Юрубченские гранитоиды обнаруживают во всех скважинах (кроме № 30, откуда извлечен только мелкий шламм) - редкое при такой площади петрографическое и петрохимическое единообразие (за исключением метасоматических изменений) - и, как и куюмбинские, выделяются в виде изометричного тела на карте магнитных аномалий.

Статистическая обработка петрохимических данных по гранитоидам трех разведочных площадей Байкитской антеклизы (Юрубченской, Куюмбинской и Байкитской) подтверждает установленные петрографические различия между ними. Например, в юрубченских гранитоидах по сравнению с байкитскими существенно выше среднее содержание $K_2O$, $Al_2O_3$, $SiO_2$. Тем не менее, наблюдается определенная петрохимическая унаследованность между тремя комплексами: во всех трех - преобладают породы, по составу отвечающие плагиограниту, среднее содержание $Na_2O$ практически не меняется. Изменения других петрогенных компонентов отражают тенденцию к подкислению гранитоидов Байкитской антеклизы от древних к более молодым в интервале архей-рифей, что характерно и для других регионов, в частности Енисейского кряжа [3].

Ряд исследователей (Кучеров В.Е. и др., 1985) полагают, что гранитоиды Байкитской антеклизы - позднерифейские интрузии, а конгломераты, алевролиты и аргиллиты, перекрывающие плагиограниты в скважине № 6 Юрубченской площади, являются базальными горизонтами венда, а не рифея. При этом постулируется невозможность существования крупноамплитудных блоковых движений в рифейское время, что, напротив, необходимо допустить, если считать гранитоиды относящимися к образованиям фундамента платформы. Тогда амплитуда смещения должна достигать нескольких километров. Но, говоря о типично платформенных условиях в предвендское время, вряд ли следует допускать в эту эпоху столь масштабные проявления гранитной интрузивной деятельности в западной части Сибирской платформы. При петрографическом и статистическом петрохимическом сопоставлении пород фундамента Байкитской антеклизы (по каждой разведочной площади отдельно) с рифейскими гранитоидами Енисейского кряжа (с использованием данных, приведенных в [1, 2]) значимой корреляции выявить не удалось. Учитывая также явно «омоложенные» результаты определения абсолютного возраста калий - аргоновым методом (в частности 1210 млн. лет для керна скважины № 6 Юрубченской площади, где апикальная часть гранитоидов эродирована, а сами они подверглись катаклазу),

следует отнести гранитоиды Байкитской антеклизы к разновозрастным (но определенно допозднерифейским) образованиям фундамента и признать наличие крупномасштабных блоковых движений в рифейское время.

В ближайшее время должны быть выполнены определения абсолютного возраста некоторых из описанных гранитоидов на современном уровне исследований (в частности самарий-неодимовым методом) в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН, что позволит существенно уточнить не только представления о геологическом строении территории, но, возможно, и о перспективах нефтегазоносности Байкитской антеклизы.

Литература

1. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса / Отв.ред. Г.Н.Бровков, Л.В.Ли, М.Л.Шерман. - Красноярск, 1985. - 291 с.
2. Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1984. - 120 с.
3. Корнев Т.Я. Эволюция магматизма и оруденения во времени. - М.: Недра, 1986. - 128 с.

## О НЕТРАДИЦИОННОМ ПОДХОДЕ К РАНЖИРОВКЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПО РЕОЛОГО-ДИЛАТАНСИЧЕСКОМУ ПРИНЦИПУ (НА ПРИМЕРЕ БАЖЕНОВСКОГО НГК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

В.И.Стреляев, Т.А.Водянова
Томский государственный университет, г.Томск

Баженовский нефтегазоносный комплекс (главным образом баженовская свита, волжский ярус - низы берриаса) занимает особое положение среди аналогичных комплексов Западно-Сибирской тектонической плиты. Этот комплекс (баженитов) является одновременно нефтематеринским, регионально-флюидоупорным и нефтегазовым. Притоки нефти здесь получены не из традиционных песчаных горизонтов, а в основном из пластичных глинистых (пласт $Ю_0$) пород.

Таблица 1. Петрохимический состав БНГК Центральных и Южных районов

| Компонент, масс.% | Центральные районы | | Южные районы | |
|---|---|---|---|---|
| | Салымский | Сургутский | Тобольский | Демьянский |
| $SiO_2$ | 54,74 | 56,13 | 54,93 | 56,37 |
| $TiO_2$ | 0,32 | 0,26 | 0,43 | 0,51 |
| $Al_2O_3$ | 7,21 | 7,10 | 8,99 | 8,87 |
| $Fe_2O_3$ | 5,63 | 4,52 | 4,36 | 3,72 |
| FeO | 0,48 | 0,60 | 0,87 | 0,86 |
| CaO | 5,36 | 5,14 | 4,61 | 3,56 |
| MgO | 1,51 | 1.15 | 1,24 | 1,76 |
| MnO | 0,03 | 0.03 | 0.03 | 0,03 |
| $Na_2O$ | 1,06 | 0.86 | 1,07 | 0.97 |
| $K_2O$ | 1,55 | 1.31 | 1,87 | 1,65 |
| П.п.п. | 22,09 | 22,87 | 20,97 | 20.85 |
| Сумма | 99,98 | 99,97 | 99,37 | 99,15 |
| С орг. | 10,77 | 10,42 | 9,92 | 10.54 |

Предыдущими исследованиями [1] было установлено, что сопоставление петрохимического и катионного составов образований Баженовского нефтегазоносного комплекса (БНГК) различных районов якобы выявляет их полную идентичность (табл. 1,2).

Таблица 2. Состав поглощенных катионов БНГК Центральных и Южных районов

| Содержание катионов, мг/экв | | | | Сумма |
|---|---|---|---|---|
| Na | K | Ca | Mg | |
| Центральные районы | | | | 10,52 |
| 4,69 | 0,8 | 3,5 | 1,53 | |
| Южные районы | | | | 10,37 |
| 2,91 | 1,67 | 4,01 | 1,78 | |

А.Ф.Летников [2], А.В.Чекунов и др. [3] подчеркивают, что масштабным эндогенным процессам *всегда* сопутствует, во-первых, мощный *вынос* углерода и, во-вторых, значительные пластические деформации, сопровождающиеся *увеличением* объемов пород и открытой пористости (процесс *дилатансии*). В связи с этим, мы применили реолого-дилатансический метод, основанный на равновесном распределении жидкофазной системы в поле тяготения Земли и подробно освещенный в работе [4].

Результаты определений реологических и дилатансических параметров пород Баженовского НГК (за исходную базу взяты данные из табл. 1, 2) показали совершенную не идентичность свойств баженитов центральных и южных разрезов Западно-Сибирской плиты (табл. 3, 4).

Таблица 3. Аномальное сопротивление выносу (Ry.ед.) Баженовского НГК

| Na | K | Ки | $Fe^{+3}$ | $Fe^{+2}$ | Кэ | Ко | $SiO_2$ масс.% | Ry.ед. | Подтип НГК |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Центральные районы | | | | | | | | | |
| Салымский | | | | | | | | | 1 |
| 24,38 | 67,42 | 18,8 | 172,84 | 5,85 | 2,67 | 48,4 | 54,74 | 88 | |
| Сургутский | | | | | | | | | 2 |
| 19,78 | 56,98 | 18,05 | 188,76 | 4,32 | 4,0 | 72,36 | 56,13 | 128 | |
| Южные районы | | | | | | | | | |
| Тобольский | | | | | | | | | 2 |
| 24,61 | 81,43 | 15,73 | 133,55 | 10,61 | 6,0 | 94,79 | 54,93 | 172 | |
| Демьянский | | | | | | | | | 3 |
| 22,31 | 71,77 | 16,16 | 164,2 | 19,78 | 13,60 | 212,72 | 56,37 | 377 | |

Таблица 4. Дилатансические параметры (Dy.ед.) Баженовского НГК

| Na | K | Ки | Ca | Mg | Кэ | Ко | Сумма | Dy.ед. | Подтип НГК |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Центральные районы | | | | | | | | | |
| 107,87 | 34,8 | 3,09 | 87,88 | 21,42 | 4,10 | 12,67 | 10,52 | 120 | 1-2 |
| Южные районы | | | | | | | | | |
| 66,93 | 72,64 | 0,92 | 100,65 | 24,92 | 4,03 | 3,7 | 10.37 | 35,7 | 3 |

Примечание. Ки - коэффициент интенсивности, Кэ - коэффициент экстенсивности, Ко - общий коэффициент, Ry.ед. - реологический параметр (аномальное сопротивление выносу углерода), Dy.ед. - дилатансический параметр (коэффициент изменения объема).

Из табл. 3, 4 вытекает, что аномальное сопротивление выносу углерода в подкомплексе БНГК-1 более чем в 4 раза меньше, чем в подкомплексе БНГК-3, а открытая пористость, обусловленная увеличением объема, на эту же величину больше, при равном содержании $C_{орг.}$ (среднее 10,41).

Вероятно, решающее значение на величину аномального сопротивления выносу углерода из мантии, как показывают наши исследования, имеют геодинамические обстановки *расширения*, господство которых падает на Центральные районы Западно-Сибирской тектонической плиты. В Южных районах, где развиты пограничные зоны сочленения форланда тектонической плиты со складчатой системой Центрального Казахстана (5), характерно господство геодинамической обстановки *сжатия*. Здесь решающее значение имели подводящие каналы с высокими реологическими и низкими дилатаксическими параметрами.

Таким образом, по реологическим и дилатаксическим признакам в «однородном» Баженовском нефтегазоносном комплексе можно выделить три морфогенетических подкомплекса: БНГК-1, БНГК-2 и БНГК-3 с тремя типами баженитов (предположительно мантийным, *переходными* и коровым).

Первоочередными объектами для выявления промышленных залежей являются объекты типа БНГК-1, обладающие низкими показателями R и высокими D, а также унаследованными высокими пластовыми палеотемпературами (I).

Баженовский НГК сегодня служит важнейшим резервуаром увеличения добычи нефти в Западной Сибири, в составе которого наиболее перспективными являются углеводородные залежи градаций НГК-1.

Литература

1. Нестеров И.И., Ушатинский И.Н., Рыльков А.В. Перспективы нефтегазоносных комплексов мезозоя южных районов Западной Сибири. // Отечественная геология, 1995. - №10. - С.18-25.
2. Летников А.Ф. Эволюция флюидного режима глубинного петрогенеза в раннем докембрии.// Эндогенные режимы формирования земной коры и рудообразования. Ленинград, 1985. - С.22-31.
3. Чекунов А.В., Соллогуб А.Б., Гинтов О.Б. и др. Комплексирование сейсмометрических и тектонофизических данных при изучении структуры и динамики литосферы. // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1984. - №5. - С.16-34.
4. Стреляев В.И., Паскаль Ю.И. Равновесное распределение компонентов жидкофазной системы в поле тяготения Земли. // Изв. вузов. Физика, 1986. - №1. - С.29-34.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. // Геология и геофизика, 1994. - №1. - С.8-28.

## ГЕОЛОГИЯ, МАГМАТИЗМ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Т.Н. Сурин
Челябинское гос. геол.-геофиз. Предприятие, г. Челябинск

Восточно-Магнитогорская островная дуга является восточной ветвью Магнитогорского палеовулканического пояса, представляющего собой сложную систему «двойная островная дуга - междуговой бассейн». Эта дуга была весьма активна на протяжении длительного времени, от конца эйфеля до позднего визе включительно, т.е. на протяжении более 50 млн. лет, с чем связано исключительное разнообразие эндогенных рудных формаций, сформировавшихся в процессе ее эволюции. Наиболее отчетливо эта эволюция проявлена в северной части дуги, где на значительной площади в настоящее время проводятся интенсивные работы по геологическому доизучению и геодинамическим реконст рукциям, в связи с чем представ-

ляется весьма актуальным рассмотрение основных металлогенических особенностей указанной структуры.

По современным представлениям, в северной части Восточно-Магнитогорской дуги выделяются четыре структурно-формационные зоны: Гумбейская, Учалино-Александринская, Магнитогорская и Кизильская (с востока на запад). В первых трех сосредоточены все определяющие металлогению района рудные месторождения, проявления и пункты минерализации.

Гумбейская зона сложена, главным образом, порфировыми среднедевонскими (от эйфеля до позднего живета включительно) вулканитами основного и, значительно реже, среднего состава. Они относятся к известково-щелочной островодужной серии. На поздней стадии развития зоны, во время затухания вулканизма, возникали отдельные постройки андезитов и андезидацитов, с которыми связано формирование вулканогенных малоглубинных сульфидно-золото-серебряных прожилково-вкрапленных и жильных руд с адуляром, халцедоном, гидрослюдами и кварцем во вмещающих метасоматитах (Куросанское рудное поле, месторождения Северный и Южный Куросан). Отношение Au/Ag в рудах примерно равно 2:5 при сравнительно небольших размерах рудных тел. На поверхности они фиксируются полями гематит-кремнистых осадков с сульфидами и повышенными содержаниями марганца и благородных металлов. Ранее указанные месторождения различными исследователями описывались как колчеданные или медно-порфировые. Между тем их геолого-структурная позиция, особенности состава вмещающих метасоматитов и руд, охарактеризованные выше, по нашему мнению, позволяют считать их типичными представителями «золото-серебряной формации островных дуг», которая широко проявлена во многих островодужных структурах западного обрамления Тихого океана.

Важно отметить, что подобные месторождения, несмотря на небольшие размеры, всегда образуют «цепочечные» скопления внутри вулканогенных поясов, что говорит о высоких перспективах Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение.

Небольшие тела коллизионных гранитоидов гумбейского комплекса (средний карбон) несут непромышленную редкометальную минерализацию (W, Mo, Bi, Sn и др.).

В Учалино-Александринской зоне выделено несколько магматических и терригенных комплексов, каждый из которых имеет свои металлогенические особенности. Латерально-временной ряд девонских вулканогенных комплексов, реконструированный нами в этой зоне, включает в себя (от ранних к поздним): контрастный базальт-риолитовый (ранний живет), непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый (поздний живет - ранний фран), базальт-андезибазальтовый (поздний фран) и трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовый (ранний фамен) комплексы. Приведенный ряд совпадает с петрогеохимическим рядом островодужных серий: толеитовая и палингенная известково-щелочная - известково-щелочная - известково-щелочная-шошонитовая и отражает конструктивный этап в формировании островной дуги, т.е. ее эволюцию от «юной» до «развитой» и «зрелой» стадий своего развития. В указанном ряду увеличивается глубина зарождения первичных магм, что выражается в постепенном увеличении в магматитах K, Ti, суммы щелочей, P, литофилов и РЗЭ. Эти изменения интерпретируются как усиление тангенциального сжатия в процессе развития магматизма и коррелируются с увеличением мощности земной коры и ее сиаличности. Взаимодействие магм с корой было максимальным на ранней стадии развития дуги, что связано с максимальным прогревом ее при переходе от растяжения к сжатию.

С вулканизмом раннеживетского контрастного базальт-риолитового (карамалыташского) комплекса связано образование крупнейших медно-цинковоколчеданных месторождений Узельгинского и Учалинского рудных полей, в пределах которых известно 10 промышленных рудных объектов. Все они детально описаны в литературе. Максимум колчеданного оруденения приурочен к верхней части разреза контрастного комплекса и прямо связан с временным максимумом проявления кислого вулканизма в конце раннего

живета. Комплекс является полигенным, в его составе выделяются две главные серии: толеитовая и палингенная известково-щелочная. Толеитовая серия является аналогом толеитовых серий ранних стадий развития островных дуг. Оси базальтовых гряд фиксируют древние магмовыводящие разломы этапа растяжения. Дифференциация магм происходила в условиях низкой летучести кислорода и повышенного общего и флюидного давления (проявление «анортозитовой тенденции»), что говорит о смене растяжения на сжатие. Выплавление палингенных магм происходило при повышенном геотермическом градиенте. Латеральное сжатие способствовало отделению магм от субстрата и формированию промежуточных очагов, которые являлись первопричиной возникновения гидротермальных колчеданоносных систем. Выжимание куполов на поздней стадии становления формации происходило при усилении сжатия. Позднеживетские низкокалиевые вулканиты непрерывного базальт-андезит-дацит-риолитового (улутауского) комплекса являются рудоносными для колчеданных проявлений с повышенной «полиметалличностью» (Южно-Молодежное, Ржавцы, Каменная гора, рудные тела верхнего этажа Западно-Озерного месторождения и проявления Барсучье и др.). Отмечается хорошо выраженная эволюция состава колчеданных руд во времени и пространстве. Так, медноколчеданные проявления локализованы исключительно среди образований карамалыташского комплекса, в то время как в отложениях улутауского комплекса они не встречаются. Медно-цинковоколчеданные месторождения и проявления локализованы, главным образом, среди пород верхней части разреза карамалыташского комплекса, отдельные рудные тела отмечаются также в отложениях улутауского комплекса. Цинковоколчеданные проявления установлены в большом количестве в породах карамалыташского (верхняя часть разреза) и улутауского комплексов. Серноколчеданные проявления образуют «фон», на котором выделяются рудные поля. Колчеданно-полиметаллические проявления с повышенными содержаниями золота и серебра являются наиболее поздними по времени формирования и нередко обнаруживают четко выраженную пространственную приуроченность к тектоническим нарушениям. Возможно, формирование колчеданных руд Александринского рудного поля, отличающихся низкими содержаниями серы и высокими - всех главных и сопутствующих полезных компонентов, также связано со становлением вулканитов непрерывного комплекса. С интрузивными комагматами улутауского комплекса связана убогая медно-молибденовая минерализация.

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ СИБИРИ

В.С. Сурков
Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Для территории Сибири, ее отдельных регионов имеется большое количество тектонических карт, отображающих строение, главным образом, верхних частей систем и структур разного ранга, а также геодинамических и палинспастических карт.

В СНИИГГиМСе традиционно разрабатываются методы объемного тектонического моделирования структуры земной коры и литосферы Сибири. Для этой территории составлены карты: мощности земной коры, литосферы, рельефа кровли консолидированной коры, структурно-плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии.

На основании выполненных палеотектонических реконструкций с учетом объемной структурно-плотностной модели литосферы предложена концепция геодинамического развития главных структурных элементов Сибири в неогее.

Тектоническое развитие структур земной коры Сибири рассматривается с позиции мобилизма в широком понимании и с учетом геодинамических моделей «горячих полей» и мантийно-корового диапиризма. Обоснована целесообразность расчленения неогея на ранний и поздний.

Ранний неогей (1600-250 млн. лет) включает поздний протерозой и палеозой. Он представляется законченным суперциклом, в течение которого за счет рифейских и вендпалеозойских рифтогенно-спрединговых и коллизионных систем, сформировались сложные латеральные ряды структур (мегакомплексы).

Поздний неогей (250-0 млн. лет) включает мезозой и кайнозой. Это начальная стадия нового суперцикла, в течение которого образовались современные рифтогенно-спрединговые, в том числе океанические структуры и связанные с ними пояса коллизий.

На основе указанных положений и имеющейся геолого-геофизической информации на территорию Сибири составлено две цветных тектонических карты масштаба 1:2500000 (в традиционной и электронной версии) с врезками, характеризующих плотностную и структурную неоднородность земной коры и литосферы.

1. Карта структурно-формационных комплексов раннего неогея (докембрий и палеозой).

2. Карта структурно-формационных комплексов позднего неогея (мезозой и кайнозой).

Анализ карт показал, что развитие литосферы Сибири в неогее протекало направленно-циклически.

В Сибирском сегменте Урало-Монгольского пояса в раннем неогее проявилось четыре тектоно-магматических цикла (байкальский, салаирский, каледонский и герцинский). Каждый цикл включал в себя деструктивную (доорогенную) и конструктивную (орогенную) стадии, сменявшие друг друга во времени и пространстве, но проявлявшиеся одновременно (противофазно) в различных системах.

На древней Сибирской платформе в раннем неогее с тектоно-магматическими циклами связано формирование структурных этажей (мегакомплексов) платформенного типа. В позднем неогее проявилась первая (деструктивная) стадия мезо-кайнозойского тектоно-магматического цикла.

Выделенные на картах структурно-формационные комплексы (СФК) доорогенных (растяжение, прогибание) ранне- и позднеорогенных (сжатие) и платформенных стадий содержат многоцелевую информационную основу для минерагенических исследований.

## БЕСКАРКАСНЫЙ ДЕВОНСКИЙ РИФ СЕВЕРО-ВОСТОКА ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Г.И. Таныгин, И.В. Вараксина
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

В настоящее время бескаркасные рифовые отложения описаны различными исследователями во всем разрезе палеозоя, с максимальным их развитием в силуре-перми [2]. Дж.Уилсон [5] связывает пик их распространения с нижним карбоном или фаменом-нижним карбоном.

В сводовой части Вездеходного поднятия на востоке Томской области пробурена параметрическая скважина Вездеходная-4. Под мезозойскими отложениями в интервале 3106.4-3541.5 м скважиной вскрыт мощный карбонатный комплекс пород, залегающий субгоризонтально и подстилаемый вулканогенно-осадочной толщей. По литологии и текстурно-структурным особенностям пород и данным ГИС карбонатную часть разреза

можно представить в следующем виде (снизу вверх):

Интервал 3535.6-3541.5 м. Доломиты серые и темно-серые известковистые с неясной обломочной структурой. В верхней части тонкослоистые (ламинитовые), напоминающие пластовые строматолиты. Взаимоотношение с подстилающими отложениями неясно, возможно, по тектоническому контакту.

Интервал 3500.0-3535.6 м. Переслаивание красноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников. В основании пачки - гравелит (песчаник грубозернистый) мощностью 10 см. Непосредственно на нем залегают доломиты органогенно-обломочные (1.3 м) в которых определен комплекс верхнедевонских (франкский ярус) фораминифер: *Petchorina schtzhimovensis* Reittlinger, *Uslonia permira* Antropov, *U. Aff permira* Antropov,. *Caligella borovkensis* Antropov, *C. aff. antropovi* (Lipina), *Cribrosphaeroides* sp., *Rauserina*? sp., *Corbiella*? sp., *Paralagena*? sp., и *Baituganella*? sp. (заключение О.А. Богуш).

Интервал 3391.7-3500.0 м. Доломиты серые кристаллические однородные и неправильнополосчатые с прослоями ровно-горизонтальнослоистых микротовых разностей. Стенки многочисленных пор и каверн выполнены тонкими корочками изопахитового цемента - текстуры типа строматактис.

Интервал 3317.0-3391.7 м. Доломиты серые и светло-серые неправильнолинзовидно полосчатые с многочисленными крупными (до 0.5 х 5.0 см) кавернами, которые выполнены ритмично-зональными (изопахитовыми) корочками волокнистошестоватого доломита. Прослои (до 0.4 м) кавернозных, сильно перекристаллизованных доломитов. В пачке отмечены остатки известковых водорослей *Rothpletzella* sp., предположительно верхнедевонского (франкского) возраста (заключение В.А. Лучининой).

Интервал 3265.0-3317.0 м. Доломиты серые микрокристаллические однородные и неяснополосчатые в переслаивании с ярко полосчато-прерывистыми доломитами со строматактоидными и глазковыми (фенестральными) текстурами. Полые поры и каверны инкрустированы микродрузочками прозрачного доломита. Характерно чередование пакетов (1, 3, 5 см), в которых преобладают либо светлые (более однородные) разности доломитов, либо пятнисто-пре-рывистые (более темно-серые) доломиты.

Интервал 3252.0-3565.0 м. Доломиты серые кристаллические пористые сильно выщелоченные до рыхловатых. В многочисленных мелких порах (до 1.0-1.5 мм) часто отмечаются хорошо ограненные кристаллики прозрачного кварца.

Интервал 3136.8-3252.0 м. Доломиты серые мелкокристаллические полосчатые, пористые и кавернозные. Прослои плотных крепких массивных доломитов. Светло-серые более перекристаллизованные прерывистые, часто "рваные" полосы мощностью 1-2 мм, реже до 5 мм, чередуются с более тонкокристаллическим доломитом и макроскопически напоминают структуры типа строматактис. В шлифах часто отмечаются "тени" комковато - сгустковой структуры, явно водорослевого происхождения.

Интервал 3106.4-.3136.8 м. Доломиты серые, светло-серые кристаллические, пористые и кавернозные. Основная ткань породы представлена, как правило, тонкокристаллическим доломитом, среди которого просматриваются «тени» (комочки и сгустки) микро- и криптокристаллического доломита, округлой и неправильной фермы, явно водорослевого происхождения. Перекристаллизованные участки нередко напоминают фенестральную (окончатую) текстуру или текстуру типа «тичий глаз». Выше с размывом залегают терригенные отложения мезозойского комплекса.

Как видно из приведенного описания разреза девонских отложений, вскрытых скважиной Вездеходная-4, верхняя его часть сложена преимущественно доломитовой толщей мощностью около 400 м. Изучение этих пород под микроскопом с окрашиванием шлифов ализарином красным, данные термического, рентгено-структурного и рентгенофлюорисцентного анализов свидетельствуют о том, что карбонатная толща в минералогическом отношении представлена преимущественно очень чистыми доломитами, примесь алюмосиликатного материала практически отсутствует, а содержание Mg и CaO (пример-

но 22 и 32% соответственно) отвечает формуле стехиометрического доломита.

Доломиты Вездеходной площади слагаются плотно прилегающими кристаллами, как правило, неправильной формы и лишь в порах и кавернах они имеют ромбоэдрические очертания. Такая форма кристаллов обычна для доломитов замещения и перекристаллизации. Время же образования растягивается, вероятно, от стадии диагенеза до катагенеза включительно, когда, видимо, и достигается сплошная доломитизация. Известно также [2, 3 и др.], что карбонатные породы в рифовых фациях в значительной мере подвержены процессам доломитизации. Минералогические, петрографические, палеоэкологические и геохимические данные, а также характер распределения доломитов в рифах и перекрывающих их отложениях свидетельствуют часто о катагенном метасоматическом характере доломитизации рифовой части карбонатных отложений. Эти процессы могут приводить к полной доломитизации вплоть до образования сплошных сахаровидных кавернозных доломитов, как это наблюдается в иловых постройках фамена-турне Камско-Кинельской впадины Русской платформы [1, 2]. Карбонатные отложения, вскрытые скв.4 Вездеходной площади, являются, вероятно, прекрасным примером полной доломитизации и перекристаллизации центральной части рифового массива в различные стадии литогенеза, включая катагенез.

Распределение отношения Sr/Ca в доломитах Вездеходной площади свидетельствует о том, что в фациальном отношении они соответствуют отмельным и лагунным обстановкам, а по времени образования попадают преимущественно в область позднедиагенетических доломитов (Sr/Ca преимущественно меньше 0.25), что в отечественной терминологии соответствует катагенезу, и лишь некоторые пробы попадают в область раннедиагенетических доломитов.

По степени преобразованности и соответственно текстурно-структурным особенностям доломитовый комплекс пород можно условно разделить на две части. Нижняя часть (инт. 3317.0-3500.0 м) представлена доломитами серыми перекристаллизованными, пористыми и кавернозными с многочисленными текстурами типа строматактис, в которых ярко проявлено концентрически-зональное выполнение изопахитовыми корочками внутренних пустот, образовавшихся в различные стадии диагенеза и катагенеза. Такие агатоподобные текстуры характерны для различного рода водорослевых биогермов [3, 6 и др.]. Основная ткань породы доломитовой толщи представлена микро- и тонкокристаллическим доломитом, в котором часто отмечаются комочки и сгустки явно водорослевого происхождения. Верхняя часть толщи (инт. 3106.4-3317.0 м) сложена кристаллическими доломитами с часто проявляющейся комковато-сгустковой структурой и перекристаллизованными участками с текстурой типа «птичий глаз».

Прерывисто-полосчатый характер распределения разнокристаллического доломита, многочисленные текстуры типа «птичий глаз» и строматактис, образование которых связывают с жизнедеятельностью бактерий и водорослей [2, 3, 6], и отсутствие каких-либо других седиментационных признаков отложения карбонатного материала, позволяют достаточно уверенно считать, что первоначально это были карбонатные известковые илы, описанные в литературе как рифовые холмы, иловые холмы (купола) или иловые постройки уолсортского типа [5].

Размеры иловых построек изменяются от десятков метров до нескольких километров в диаметре и морфологически разделяются на симметричные, в поперечном сечении куполовидные или уплощенно-линзовидные образования, и ассиметричные [2]. Морфология подобных построек аналогична каркасным рифам и отличие их заключается в литологии и биотических сообществах. Так, не менее 60%, а чаще до 80% их объема сложено микрокристаллическим известняком [2].

«Нерифовая» литология и отсутствие каркасообразующих организмов обуславливает различные мнения о природе их образования. Чаще предполагается, что бескаркасные рифы формируются на незначительной глубине в афотической зоне и отсутствии

воздействия волн и течений, т.е. в спокойных гидродинамических условиях. Однако разнообразие построек подобного типа, их различный возраст, предполагает и разнообразие условий их образования по набору организмов, глубине и гидродинамике [2].

Текстурно-структурные характеристики доломитов, вскрытых скв.4 на Вездеходной площади, отличаются однородностью, массивностью, но чаще неясной полосчатостью, явно унаследованной от седиментационной слоистости. Как было показано выше, слоистость (полосчатость) в них параллельная, полого-волнистая, прорывисто-линзовидная, иногда напоминает пластовую строматолитовую. Обилие строматактисовых текстур, особенно в нижней части карбонатного разреза, многочисленные глазковые (фенестральные) или текстуры типа "птичий глаз", наиболее широко развитые в верхней части разреза, свидетельствуют о том, что описываемые отложения с уверенностью можно отнести к бескаркасным рифам. Юго-западнее описываемого объекта, в скважине Вездеходная-3, также вскрыт мощный комплекс доломитовых пород, характеризующийся аналогичным составом и текстурно-структурными характеристиками [4]. Имеющийся фрагментарный материал по этой скважине, свидетельствует о том, что строматактисовые текстуры отмечаются как в нижней части разреза, так и в верхней. Значительная мощность разреза (около 800 м) в скважины Вездеходная-3, а также наличие строматактисов, которые наиболее характерны для ядра рифовых построек, свидетельствует о том, что в пределах Вездеходной площади скважинами 3 и 4 вскрыт комплекс карбонатных пород, который можно отнести к бескаркасным рифам. Недостаток фактического материала по близлежащим площадям, а также неуверенная корреляция с близлежащими скважинами, в которых вскрыты палеозойские отложения, не позволяют пока определить контуры этого сооружения. В тоже время практически удвоенная мощность разреза, вскрытого скв.3, позволяет считать, что в северо-восточном (или восточном) направлении происходит довольно быстрое выклинивание бескаркасного рифового массива, в сторону более открытой (?) и относительно глубоководной части моря. Текстурно-структурные характеристики верхней части разреза скв.4 Вездеходной площади также свидетельствуют о том, что условия их образования происходили в периферической части рифа (отсутствуют типичные строматактисовые текстуры, характерные для ядерной части рифа).

Таким образом, в пределах Вездеходной площади скважинами 3 и 4 вскрыты бескаркасные рифовые отложения мощностью до 800 м, формирование которых происходило, вероятно, в краевой части карбонатной платформы в достаточно спокойных гидродинамических условиях.

Литература

1. Биджаков В.И., Миндигалиев А.С., Некрасов Н.Е. Геологические результаты параметрического бурения по палеозою Томской области. - Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1980. - С. 25-39.

2. Кузнецов В.Г. Бескаркасные рифы - типы, строение, положение в геологическом разрезе. Сообщение 2. Иловые холмы и постройки, сложенные онколитоподобными образованиями. Общая характеристика бескаркасных рифов. // Литол. и полезн. ископаемые, 1996. - №6. - С.602-613.

3. Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. - М.: Недра, 1981,- 751 с., М.: Наука. 1973. – 276 с.

4. Степанов С.А. Закономерности в распределении литофаций карбонатного девона юго-восточной части Западно-Сибирской плиты по данным глубокого бурения. // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стратиграфических схем.- Новосибирск, СНИИГГиМС, 1986. - С.83-90.

5. Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. - М., Недра, 1980.- 463 с.

6. Bourque B.A., Boulvain F. A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoic carbonate mounds. / I.of Sed. Petrol., 1993. - V.63. - N 4, - P.607-619.

# О ВОЗРАСТЕ КЕБЕЗЕНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Ю.А. Туркин, С.И. Федак, В.Н. Коржнев
Горно-Алтайская экспедиция, с. Малоенисейское, Алтайский край

Возраст Саракокшинского габбро-плагиогранитного массива (СМ) и кебезенского метаморфического комплекса (КМК) до сих пор остается одним из самых дискуссионных вопросов геологического строения северо-восточной части Горного Алтая. В общем виде существуют две взаимоисключающие друг друга точки зрения на данную проблему. Первая из них предполагает каледонское происхождение как метаморфической (кристаллосланцы, мигматиты), так и плагиогранитной составляющих Саракокшинского полигенно-полихронного массива и имеет много сторонников [1, 2 и др.]. Другая точка зрения, нашедшая свое отражение в «Легенде Алтайской серии листов Госгеолкарты - 200», базируется на отнесении метаморфитов, развитых в районе с.Кебезень (КМК), к докембрийским образованиям, а плагоогранигов СМ - к инъецирующим их породам раннекембрийского интрузивного комплекса.

Рассматривая данную проблему, прежде всего, необходимо отметить, что ни на одной из существующих геологических карт нет удовлетворительного разграничения в пространстве кебезенского и саракокшинского комплексов, а фактологическая основа рассуждений о возрасте СМ и КМК не может не учитывать, такого обстоятельства как наложенный характер метаморфических преобразований. Вывод о развитии кебезенских метаморфитов по сарысазским метабазальтам и раннекембрийским габброидам был сделан еще в процессе проведения здесь групповой геологической съемки и подтвержден огромным фактическим материалом, свидетельствующем о том, что в различной степени мигматизированные амфиболиты, подобные закартированным в районе с.Кебезень, распространены по всей площади СМ, перемежаясь с плагиогнейсами и плагиогранитами нередко метаморфогенного облика с унаследованными петрогеохимическими характеристиками гранитоидов М-типа (мантийной генерации).

Интенсивность рассланцевания, амфиболитизации и мигматизации метабазитов, разгнейсования пород плагиогранитного ряда варьирует в широких пределах, что фиксируется в разрезах и каменном материале. В результате наряду с мигматитами и амфиболитами развиты бластопорфировые амфиболитовые сланцы, в восточной части Кебезенского горста сменяющаяся интенсивно амфиболитизированными порфировыми метабазальтами сарысазской свиты.

В тесной породной ассоциации с амфиболитами и сланцами находятся бластопорфировые мелкозернистые плагиогнейсы, распространенные как в приустьевой части р.Уймень, так и в правобережье р.Кузи в западной части СМ. Кроме того, горными работами в районе горы Пларт среди толщи вышеперечисленных метаморфитов установлено наличие мраморов и кварцитов, а в береговых разрезах реки Уймень обнажены апотерригенные альбит-хлорит-серицитовые и кварц-альбитовые метаморфические сланцы, развитые и в других районах СМ. Таким образом, реконструированный субстратметаморфитов в целом соответствует комплексу пород венд-нижнекембрийской сарысазской вулканической ассоциации с интрузивными телами саракокшинских габброидов, относимых, в настоящее, время большинством геологов к структурно-вещественным комплексам энсиматической (примитивной) островной дуги.

Вопрос об инъекционном происхождении кебезенских мигматитов как «cosa in se» может по разному решаться геологами, но, на наш взгляд, существует ряд обстоятельств, не учитывать которые нельзя. Во-первых, морфология мигматитов чаще свидетельствует о их метасоматическом или метаморфическом происхождении, во-вторых, состав лейкократовой компоненты мигматитов варьирует от диоритоидов повышенной основности до

ультракислых лейкоплагиогранитов и при этом по набору минералов и структурно-текстурным особенностями породы лейкосомы образуют с амфиболитовым субстратом единые и непрерывные петрографические серии, и, наконец, важно то, что лейкосома данных мигматитов нередко представляет собой плагиогнейсы, то есть метаморфиты, относимые «Легендой...» уже к кебезенскому комплексу.

Очень важным аспектом при решении вопроса о возрасте СМ и КМК является наличие в гальках нижнекембрийских конгломератов убинской и тырганской свит пород плагиогранитного ряда. Попытки отождествления их с плагиогранитами СМ предпринимаются до сих пор, что на наш взгляд является упрощением проблемы возрастной датировки и происхождения данных пород. Прежде всего, обращает на себя внимание различие структурно-текстурных особенностей плагиогранитов СМ и галек конгломератов. Последние в подавляющем большинстве случаев при массивной текстуре имеют порфировую и порфировидную совершенно нехарактерную для пород СМ структуру, где в фе нокристаллах развит плагиоклаз низкой основности. Петрографически они соответствуют альбитофирам, порфировым плагиориолитам и плагиогранитам субвулканического облика. Наряду с ними в гальке конгломератов распространены метабазальты, терригенные породы, микрокварциты и археоциатовые известняки при полном отсутствии мигматитов, плагиогнейсов и других мегаморфитов, типичных для Саракокшинского «массива» и КМК.

Проведенный нами сравнительный анализ петрогеохимических особенностей саракокшинских плагиогранитов и порфировых пород из галек конгломератов убедительно показывает расхождение их фигуративных полей на диаграммах по калию, алюминию, фосфору, титану, частично по кремнезему, стронцию и др. При этом обращает на себя внимание сходство химического состава низкокалиевых и низкоглиноземистых плагиориолитов и порфировых плагиогранитов галек и бластопорфировых плагиогнейсов КМК. Их фигуративные поля обычно совмещены.

Таким образом, собранный фактический материал позволяет предполагать, что размыву в раннем кембрии подвергались СВК энсиматической островной дуга до того, как они были вовлечены в процесс метаморфической и последующей метасоматической перекристаллизации. В результате интенсивных преобразований был сформирован единый гетерогенный и полихронный метаморфический комплекс, включающий и Саракокшинский «массив», и кебезенские мигматиты. Общие вопросы внутреннего строения и генезиса данного комплекса уже были ранее предметом нашего рассмотрения [2], здесь же сделан акцент на его возрасте, а именно на возрасте метаморфизма, принимаемом нами с учетом упомянутых обстоятельств как кале допекли или постраннекембрийский. Это подтверждается и определениями абсолютного возраста в различной степени метаморфизованных пород (568-349 млн. лет).

Литература

1. Кривчиков А.В. К вопросу о генезисе пород габбро-плагиогранитной формации. // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтая. Барнаул, 1982. - С.38-41

2. Туркин Ю.А. О связи метаморфизма и гранитообразования северо-восточной части Горного Алтая. // Новые данные по геологии и полезным ископаемым западной части Алтае-Саянской области. Новокузнецк, 1995. - С.231-233.

# О ВОЗМОЖНОСТЯХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ В ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.П. Федотов, Е.Г. Вологина
Лимнологический институт, г. Иркутск

Применение методов минералогического районирования для определения областей сноса является традиционным способом, используемым в геологическом изучении континентальных и океанических условий осадконакопления. Решение этого вопроса для озёрных бассейнов затруднено. Одним из условий успешного решения задачи является непрерывность образования донных осадков. Этому условию отвечают осадки Академического хребта оз. Байкал [1]. Результаты минералогического районирования береговых комплексов и донных осадков могут быть использованы в решении некоторых палеоклиматических задач, в частности, определения направления палеоветров. Работа основывается на изучении составов гранатов, как минералов образующихся в различных PT-условиях и имеющих широкое распространение в береговых комплексах и донных осадках Академического хребта. Для исследования отбирались зёрна граната размерностью >100 мкм. Рассматриваемая фракция указывает на достаточно сильные ветра, способные перемещать столь тяжёлые зёрна на расстояние 20 км (расстояние от береговой линии до Академического хр.).

Для решения палеоклиматической задачи необходимо выяснение роли эолового переноса в осадкообразовании оз. Байкал. В процессе исследования рассматривалось два вида эолового переноса – «летний» и «зимний».

«Летний» перенос. Переносятся, в основном, лёгкие глинистые частицы, в знаках отмечаются алевритовые зерна с разным удельным весом (табл.1).

Таблица 1.

| Тип перевоса | Минералогический состав | Количество минеральных частиц | Размер минеральных частиц (мм) |
|---|---|---|---|
| Летний | Кварц | 10 | 0.01-0.1 |
| | Биотит | 8 | 0.01-0.05 |
| | Ильменит | 1 | 0.08 |
| | Хлоритоид | 1 | 0.01 |
| | Хлорит | 1 | 0.02 |
| Зимний | Кварц | 11 | 0.1-0.3 |
| | Слюды | 4 | 0.1-0.2 |
| | Гранат | 1 | 0.08 |

«Зимний» перенос. Осуществляется по льду озера и является наиболее эффективным для передвижения частиц с алеврито-песчаной размерностью (табл.1). Переносу способствует возможность частиц передвигаться скачкообразно в несколько этапов. Максимумы количества зерен граната в пробе приходятся на периоды похолодания. Это объясняется увеличением сроков ледостава Байкала (в среднем на месяц) и увеличением скорости ветров в 1.5 раза по сравнению с тёплыми периодами.

Исследование зерен граната из донных осадков на рентгеновском микроанализаторе МАР-3 выявило широкое разнообразие составов (табл.2).

Выделяется пять групп гранатов.

1. Гранаты пироп-альмандинового ряда с низким содержанием гроссуляра и варьирующими количествами спессартинового компонента. Гранаты подобного состава характерны для метаморфических толщ пелитового состава, причем степень метаморфизма

может варьировать от зеленосланцевой (богатые спессартином) до гранулитовой (богатые пиропом) фаций. Такие толщи широко распространены на западном берегу оз. Байкала и нередко встречаются на восточном побережье.

Таблица 2.

| Состав | 1 | | 2 | | 3 | 4 | | 5 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 38.32 | 37.36 | 37.46 | 37.90 | 37.81 | 35.22 | 38.83 | 35.90 |
| $TiO_2$ | 0.0 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 1.41 | 0.43 | 0.23 |
| $Al_2O_3$ | 21.10 | 20.85 | 20.62 | 21.35 | 20.92 | 5.79 | 19.65 | 19.14 |
| $Cr_2O_3$ | 0.0 | 0.1 | 0.24 | 0.16 | 0.09 | 0.11 | 0.07 | 0.00 |
| FeO | 27.54 | 29.2 | 25.19 | 26.99 | 29.50 | 2.76 | 2.42 | 16.69 |
| $Fe_2O_3$ | 0.58 | 0.39 | 1.14 | 0.21 | 1.07 | 22.51 | 4.03 | 1.33 |
| MnO | 1.09 | 8.6 | 6.15 | 1.46 | 2.57 | 1.78 | 0.33 | 24.19 |
| MgO | 8.19 | 2.87 | 3.38 | 3.12 | 6.43 | 0.13 | 0.11 | 0.19 |
| CaO | 1.98 | 1.31 | 5.76 | 8.83 | 1.30 | 30.12 | 34.24 | 2.19 |
| **Сумма** | **98.76** | **100.71** | **99.96** | **100.04** | **99.72** | **99.82** | **100.10** | **100.07** |
| Андрадит | 1.7 | 1.2 | 3.4 | 0.6 | 0.6 | 71.0 | 11.5 | 4.3 |
| Альмандин | 60.2 | 65.3 | 56.2 | 59.5 | 43.8 | 6.3 | 5.2 | 35.9 |
| Гроссуляр | 3.8 | 2.3 | 12.3 | 23.8 | 46.6 | 17.7 | 82.0 | 2.3 |
| Пироп | 31.9 | 11.4 | 13.4 | 12.3 | 2.6 | 0.5 | 0.4 | 0.8 |
| Спессартин | 2.4 | 19.5 | 13.9 | 3.3 | 6.2 | 4.1 | 0.07 | 56.8 |
| Уваровит | 0.0 | 0.3 | 0.7 | 0.5 | 0.2 | 0.4 | 0.2 | 0.0 |

2. Гранаты альмандин-гроссуляр-пиропового состава с варьирующими содержаниями спессартинового компонента. Эта группа также характеризует метаморфические породы, но основного и среднего состава (метабазиты). Распространенность метабазитов в прибрежных районах Байкала примерно такая же, как и у метапелитов.

3. Гранаты, преимущественно, гроссуляр-альмандинового состава. Распространенность подобных гранатов крайне невелика, а в прибайкальском регионе они вообще не отмечались. Судя по литературным источникам альмандин-гроссуляровые гранаты изредка встречаются в ретроградно измененных эклогитах [3]. Кроме того, близкими составами гранатов при более высоких содержаниях пиропового компонента характеризуются гнейсы, ассоциирующиеся с проявлениями ультра-высокобарического метаморфизма [4].

4. Гранаты андрадит-гроссулярового состава, обычные для скарнов и скарноидов (в том числе специфических пород - святоноситов), образующихся в контактовых зонах гранитоидов с карбонатными толщами. Вопросы площадного распространения этих пород в Байкальском регионе пока изучены недостаточно, но в целом они распространены гораздо реже по сравнению с метаморфическими толщами.

5. Гранаты спессартин-альмандинового состава с небольшим содержанием гроссулярового компонента при полном отсутствии пироповой составляющей. Для них возможны два коренных источника: пегматитовые жилы, достаточно многочисленные среди гранитоидов восточного побережья и описанные также среди породных комплексов западного берега; породы гондитовой формации, известные в настоящее время в Приольхонье и Южном Прибайкалье [2]. Богатые спессартиновым компонентом гранаты характерны также для метаморфических пород низкотемпературных фаций. Но в этом случае они характеризуются достаточно резкой зональностью, которая не отмечалась в проанализированных гранатах.

Таким образом, мы видим, что разнообразный состав гранатов свидетельствует о поступлении их в донные осадки с различных береговых областей. Отслеживание направления зимнего переноса гранатов с береговой линии в район Академического хребта будет являться определением направления палеоветров.

Исследования проведены при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований - проекты № 97-05-96367 и № 97-05-96410.

Литература

1. Грачев. М.А., Лихошвай Е.В., Федотов.А.П. Сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена в осадках озера. // Геология и геофизика, 1997. - Т.38. - №.11.
2. Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Вишняков В.Н. Первая находка гондитов в докембрии Южного Прибайкалья. // Доклады АН СССР, 1976. - Т. 229. - № 5. - С.1195-1464.
3. Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. Новосибирск: Наука, 1964.
4. Shatsky V.S., Sobolev N.V., Vavilov M.A. Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). In: Ultra-high pressure metamorphism (eds. Coleman R.G. and Wang X.). Cambridge: Cambridge University Press, 1997. - P.427-455.

# СТРОЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДЖИДИНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ ВЕНДА (?) - РАННЕГО ПАЛЕОЗОЯ

А.В. Филимонов
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

В палеогеодинамических реконструкциях последних лет Джидинская зона каледонид Юго-Западного Забайкалья и Северной Монголии рассматривается в качестве субдукционного террейна, представляющего собой фрагмент активной окраины Палеоазиатского океана [1, 2]. На основе петрохимических данных и общего анализа геологического строения в ее составе выделены магматические, вулканогенные и осадочные образования, характерные для геодинамических обстановок спрединговых зов, внутриплитного океанического магматизма и островных дуг. Предполагается, что указанные комплексы формируют отдельные части крупных аллохтонов и в значительной мере "перемешаны" в результате тектонического скучивания раннеколлизионного этапа [1]

В забайкальской части Джидинской зоны собственно островодужные образования формируют самостоятельный, пространственно обособленный структурно- вещественный комплекс (СВК), залегающий в виде крупного аллохтона, сильно деформированного и фрагментированного позднеколлизионнымн сдвиговыми дислокациями. Тектонический разрез аллохтона обычно имеет трехчленное строение. Нижний пакет тектонических пластин сформирован толщей базальтов с включением разновеликих тектонических блоков базитов-гипербазитов, карбонатных пород, средних и кислых вулканитов. Средняя часть разреза представлена относительно крупными покровами, сложенными вулканокластитами среднего состава, карбонатными породами, средними и кислыми вулканитами известково-щелочной и субщелочной серий, красноцветными конгломератами. В кровле аллохтона часто залегают отдельные покровы и/или пакеты пластин андезитов, дацитов, риолитов, плагиогранитов. Описанные тектонические подразделения картируются по отчетливым структурным несогласиям и изменениям в характере и степени вторичных преобразований пород, а их границы обычно маркируются тектонитами различного типа.

Проведенный нами фациальный анализ различных частей островодужного СВК позволяет реконструировать единый последовательный формационный ряд энсиматической островной дуги и на этой базе наметить основные этапы ее эволюции. Характер взаимоотношений формаций определяется путем изучения состава пластики обломочных пород. Вертикальная (временная) последовательность формаций обосновывается взаимосвязанными закономерными изменениями составов магматических продуктов (толеитовая - известково-щелочная - субщелочная серии) и обстановок седиментации и вулканизма (глубоководные - мелководные - субаэральные).

Начальный этап развития Джидинской островной дуги фиксируется породными ассоциациями измененных гипербазитов, пироксенитов, габбро, примитивных толеитовых базальтов, формирующих офиолитовый комплекс и, вероятно, представляющих собой фундамент энсиматической островной дуги [3]. В верхней (?) части вулканической серии

офиолитового комплекса присутствуют известково-щелочные базальты и, возможно, породы марианит-бонинитовой серии, выявленные в монгольской части Джидинской зоны [1]. Обстановки формирования базальтовых толщ характеризовались относительной глубоководностью, о чем свидетельствует низкая пористость пород и крайне ограниченные объемы вулканокластики, присутствующей только в форме редких тел базальтовых лавокластитов.

Следующий этап развития дуги связан с появлением излияний лав кислого и среднего состава, формировавших морфологически выраженные вулканические постройки, что находит отражение в наличии повсеместной и постоянной ассоциации вулканитов андезит-дацит-риолитовой толши с карбонатными осадками. Отдельные постройки на этом этапе, видимо, могли достигать поверхности моря, так как в составе карбонатных отложений выявлены фации зоны действия волн и/или приливных течений (ооспаррудиты, ооспариты). Рассматриваемый этап зафиксирован во времени (ранний кембрий) благодаря находкам остатков археоциат.

Переход островной дуги от юной стадии к развитой связывается с началом массовых излияний пород среднего состава, сопровождавшихся внедрением комагматичных им интрузий диоритов-плагиогранитов джидинского комплекса, прорывающих все более ранние островодужные образования. В этот период в ходе вулканической деятельности сформировалась мощная толща преимущественно псаммитовых туфов и туффитов среднего состава Поставка больших объемов обломочного материала практически подавила карбонатонакопление. Отдельные горизонты известняков присутствуют только в наиболее дистальных, тонких фациях вулканокластитов. Накопление туфовой толщи происходило в субаквальных обстановках (зеленокаменные преобразования пород), вероятно, в условиях резко расчлененного рельефа, обусловленного дифференцированнымн блоковыми тектоническими движениями. Наличие крупных тектонических уступов с выходами пород основания дуги фиксируется широким распространением тел грубообломочных отложений с вулканакластитовым матриксом.

Заключительная стадия тектонической эволюцни островной дуги представлена пространственной породной ассоциацией субаэральных субщелочных вулканитов (трахитовая толща) с красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками терригенной толщи. Состав обломочной части последней свидетельствует о синхронности субщелочного вулканизма и денудации всего сформировавшегося комплекса островодужных образований и формирующихся вулканических построек. Продукты эрозии отлагались в субаэральных обстановках существенно речных аллювиальных конусов аридных регионов с недостаточным поступлением мелкозема из областей сноса.

Во времени зафиксирован только ранний этап появления собственно вулканической дуги. Время завершающих стадий эволюции островной дуги - дискуссионно. Описанный формационный ряд может быть чисто временным (вертикальным) и/или частично или полностью синхронным латеральным вкрест простирания островодужной системы с переходом от формаций фронтальной дуги (офиолиты, толща базальтов) к формациям вулканической дуги (андезит-дацит-риолитовая, карбонатная, туфовая толщи) и далее к задуговым или внутридуговым обстановкам (трахитовая и терригенная толщи). Формационный ряд может быть также комбинированным временным плюс латеральным вкрест дуги или латеральным по простиранию дуги. В зависимости от выбора вышеперечисленных вариантов строения и эволюции дуги возрастной интервал ее формирования может варьировать от узкого (кембрий) до максимально широкого (кембрий-девон). Но независимо от интерпретации общая последовательность формаций сохраняется.

Литература

1. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д. Джидинская зона - фрагмент Палеоазиатского океана. // Геотектоника, 1996. - № 4. - С.25-42.
2. Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана Восточный сегмент. // Геология и геофизика, 1994. -Т.35, - № 7-8, - С.29-40.
3. Богатиков О.А., Цветкова А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. - С.248.

# СУБАЭРАЛЬНАЯ ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ

В.П. Чеха
Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

Четвертичные отложения Минусинских межгорных впадин изучались преимущественно попутно при геологических съемках в 50-60-годы нашего столетия. Специализированные исследования обычно ограничивались аллювием террас Енисея (работы С.П.Горшкова, С.А.Архипова, А.П.Пуминова, Д.П.Финарова и др.). Основанием для углубленного изучения субэральных образований послужило открытие в конце 80-х годов наиболее древних в Средней Сибири археологических памятников ашельского и мустьерского возраста [2].

Основные составляющие субаэральной формации - лессовые породы, ископаемые почвы и их осадочные аналоги, склоновые грубообломочные отложения. Наибольшее развитие породы формации имеют в восточной части впадины, а на западе господствует дефляционный рельеф. В локализации осадочного материала существенна роль орографических барьеров. Отчетлива связь субаэральной формации с отрицательными элементами рельефа, - в первую очередь, с долинами Енисея и его притоков. Лессовые породы к предгорьям Восточного Саяна становятся более глинистыми и выше 500-600 м они исчезают.

Долина Енисея в пределах впадины имеет двухъярусное строение. В верхнем ярусе выделяется четыре террасы высотой от 60 м до 170 м. Нижний ярус включает комплекс низких террас и с 1971 г. затоплен водами Красноярского водохранилища. Ярусы разделены поясом крутосклонного рельефа, сформировавшегося в конце среднего плейстоцена. Одной из пространственных закономерностей рассматриваемой формации является ее преимущественное развитие в верхнем ярусе долины Енисея. На низких террасах мощности субаэральных "покрышек" редко превышают 5 м [3].

На востоке впадины суммарная мощность пород субаэральной формации в верхнем ярусе долины может достигать 70 м. Наиболее полны и представительны разрезы формации в Куртакском расширении долины Енисея (Куртакский археологический район) Здесь вскрываются лессовые породы и ископаемые почвы, охватывающие период от позднего плиоцена до голоцена. В настоящее время это наиболее полный разрез субаэральных образований на юге Средней Сибири, считающийся стратотипическим [1].

В местной стратиграфической схеме антропогена Северо-Минусинской впадины выделены следующие подразделения субаэральной формации. Верхний плиоцен - лессовые породы и ископаемые почвы мощностью до 8 м на аллювии 60-ти метровой террасы Енисея. Верхнегорская серия (лебёдский горизонт нижнего плейстоцена) - отложения погребенного эрозионного вреза Енисея и залегающие на них лессовые склоновые шлейфы суммарной мощностью до 50 м. Бережековская серия (средний плейстоцен) - вишняковский педокомплекс (тобольский горизонт); грубообломочная пестроцветная толща, представленная продуктами переотложения древней коры выветривания пород карбона и плиоценового аллювия (самаровский горизонт); верхнекаменская толща, включающая лессовые породы, перигляциальный аллювий (самаровский, тазовский горизонты). Куртакская серия (верхний плейстоцен) - каменноложская почва (до 0,6 м) (казанцевский горизонт); лесс I мощностью до 0,3 м; сухоложский педокомплекс мощностью 2,0-3,5 м и его аналоги - докуртакские слои; чанинская толща

мощностью до 20 м или лесс II (муруктинский горизонт); куртакский педокомплекс (каргинский горизонт); трифоновские слои мощностью до 8 м. или лёсс III (сартанский горизонт).

Лессовые породы различного возраста близки по облику и свойствам. Они имеют исключительно алевритовый состав с преобладанием "лессовой фракции", повсеместную, но невысокую (обычно до 6 %) карбонатность, пористость, легкую размокаемость в воде, вертикальную отдельность и просадочные свойства (определенно для верхней части трифоновских слоев). От типичных лессов (в понимании Н.И. Кригера) их отличает слоистый характер и иные соотношения с рельефом. Облекающее залегание, параллельное древним склонам, увеличение мощностей вниз по склонам, текстуры указывают на делювиальное происхождение пород. Однако изначально однородный алевритовый материал поставлялся эоловыми процессами. Областями дефляции служили западные части Минусинских межгорных впадин.

Лессовые породы разделяются на "серый" и "коричневый" лесс. В разрезах чередуются те и другие разности, но последние чаще слагают нижние части лессовых серий (трифоновские слои, чанинская толща и др.). "Серый" лесс богат кварцем, а различные оттенки коричневого цвета создаются за счет повышенного содержания выветрелых гидрослюдисто-глинисто-кремнистых обломков пород. Это различие обусловлено климатическими причинами.

Ископаемые почвы субаэральной формации, в отличие от лессовых пород, демонстрируют определенную эволюцию, отражая нарастающее похолодание от плиоцена к позднему плейстоцену. Выделяются палеопочвы нормальные черноземные (например, каменноложская), примитивные неполноразвитые, палеопочвы со слабодифференцированными профилями (педолиты), например, сухоложский педокомплекс. Последние являются переходными от лессов к нормальным почвам и указывают на явление синседиментационного древнего почвообразования.

Характерным для субаэральной формации являются различные палеокриогенные явления - грунтовые жилы, псевдоморфозы по жильным льдам, криотурбации, солифлюкция, ожелезнение и карбонитизация на мерзлотно-геохимических барьерах, текстуры вытаивания сегрегационных льдов. Появление многолетней мерзлоты во впадине отчетливо реконструируется лишь для второй половины муруктинского времени.

Строение субаэральной формации циклично. Для верхнего плейстоцена (включая верхнегорскую серию среднего плейстоцена) выделяются три цикла I порядка: 1) верхнекаменская толща - каменноложская почва - сухоложский педокомплекс; 2) чанинская толща - куртакский педокомплекс; 3) Трифоновские слои - современные почвы (?). Лессовые толщи разделяются на два элемента: нижний - "коричневые лессы" и верхний - "серые лессы". Педокомплесы в общем случае представлены в нижней части черноземами, в верхней части педолитами. Это циклы II порядка. Особым элементом формации являются трещинно-полигональные палеомерзлотные образования - как границы разделов циклитов II порядка (только для педокомплексов)

Литература

1. Археология, геология и палеогеография палеолитических памятников юга Средней Сибири (Северо-Минусинская впадина, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян) / Н.И.Дроздов, В.П.Чеха, Е.В.Артемьев и др. Красноярск, 1992. – 130 с.

2. Хроностратиграфия палеолитических памятников Средней Сибири. / Н.Н.Дроздов, В.П.Чеха, С.А.Лаухин и др. Новосибирск, 1990. – 185 с.

3. Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. - 336 с.

# СВЯЗЬ ПОЛЯРНЫХ СИЯНИЙ С ГЛУБИННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

В.С. Чувакин, Л.Н. Попов
Томский госуниверситет, г. Томск

Одним из достижений современной радиофизики является установление взаимосвязи электромагнитных параметров литосферы и ионосферы (полярных сияний). В Томском госуниверситете разработан дистанционный метод исследования недр, основанный на ионосферном зондировании по данным полярных сияний. Составлена карта пространственного распределения отклонений частоты появления полярных сияний от нормального поля в изолиниях Норильского района в координатах $77^0$ – $100^0$ вост. долготы и $65^0$ – $74^0$ сев. широты на площадь более 100000 км$^2$ (далее в тексте - Карта). Карта охватывает северо-западную часть Сибирской платформы и, прилегающие в виде широкой полосы пограничные структуры Таймыра (на севере) и Западно-Сибирской плиты (на западе). К Карте составлена диаграмма вариационной кривой полярных сияний по профилю сейсмического разреза Воркута-Тикси.

Карта отражает анизотропию петрофизических неоднородностей глубин Земли. На ней выделяются аномальные зоны и узлы обоих знаков, которые характеризуются повышенной или пониженной частотой появления полярных сияний, а также аномальным положением изолиний, отличающимся от широтного, принимаемого за теоретически нормальное. Оптимальное пространственное разрешение съемки полярных сияний составляет 100-250 км$^2$ , что позволяет выделить перспективные рудоносные участки. Например, прослеженная площадь Талнахского рудного поля с Октябрьским и Талнахским месторождениями составляет 225 км$^2$.

Анализ материалов показал, что полярные сияния связаны с крупными мегаблоками, главными характеристиками которых, определяющих эту связь, являются: морфология поверхностей подошвы (граница Мохо) и кровли (подошва чехла) консолидированного комплекса земной коры; вещественный состав, строение и мощность сейсмических слоев (по трехслойной модели) земной коры и структурных ярусов, включая самые молодые, с унаследованными "сквозными" параметрами тектонических элементов; границы мегаблоков и тектонических структур разного порядка; глубинные внутрикоровые и сквозные (мантийные) разломы; пликативные структуры.

Сопоставление Карты с данными о рельефе поверхности Мохо показывает, что все положительные аномалии частот полярных сияний - северная, центрально-восточная (норильская) и восток-северо-восточная, кроме крайней северо-западной, пространственно совпадают с отрицательными структурами рельефа поверхности Мохо, то есть с максимальной глубиной залегания (ниже -39 км) подошвы консолидированного комплекса земной коры. Отрицательные аномалии связаны с положительными структурами рельефа поверхности Мохо, то есть с минимальной глубиной залегания подошвы земной коры (выше отметки -39 км). При этом пространственная ориентировка и характер аномалий и аномальных узлов отражают морфологические особенности, ориентировку и контуры структур рельефа поверхности Мохо, с которыми они связаны.

На Карте особо выделяется норильская положительная аномалия полярных сияний, в центре которой располагается Норильский промышленный узел. Аномалия совпадает с Путоранской отрицательной структурой рельефа поверхности Мохо, которая в виде субширотной зоны находится в границах Тунгусской синеклизы. Мы предлагаем часть этой структуры в Норильском районе назвать - "норильский желоб", чтобы отметить его особое положение и связь с норильской аномалией полярных сияний. Анализ глубинных геологических разрезов севера Азии и сейсмического разреза профиля Воркута-Тикси с диа-

граммой вариационной кривой полярных сияний показывает, что норильская аномалия связана с положительной кольцевой магматогенной космогеоструктурой фемического профиля. Земная кора под норильской аномалией сложена геоблоками, в составе которых преобладают породы повышенной основности верхнего и среднего слоев. Суммарная мощность слоев в этой части земной коры является более высокой, чем в соседних пограничных структурах - глубина границы Конрада здесь достигает 30 км, а глубина поверхности Мохо здесь является максимальной.

Карта отражает особенности строения поверхности фундамента в границах платформы и обрамляющих ее пограничных западных (приенисейских) и северных (таймырских) структур. Морфология поверхности фундамента характеризуется плавными изменениями изометричных положительных и отрицательных форм в границах глубин минимальных от 5-6 км, до максимальных 8-10 км. При этом глубина подошвы чехла увеличивается в сторону границы платформы. Карта в площади платформы представлена спокойным аномальным полем, которое выражено разреженными изолиниями полярных сияний со значениями 1 и 2 переменных знаков. Исключением является норильская положительная аномалия, расположенная в северо-западной приграничной полосе платформенных структур.

Морфология кристаллического фундамента в зоне сочленения платформы с приенисейскими структурами на западе и таймырскими на севере отражает ее дугообразную форму. При этом изогипсы глубины залегания кровли фундамента в юго-западной части имеют меридиональное простирание и в направлении на северо-восток от устья реки Енисей и Енисейского залива изогипсы меняют свое простирание на северо-восточное и субширотное. Глубина залегания фундамента составляет здесь 8-10 и до 12 км. В северной таймырской части фундамент в направлении с юга на север имеет тенденцию к резкому воздыманию с глубины – 12 км до отметок 5–1 км от дневной поверхности. На Карте отрицательное аномальное поле полярных сияний также образует широкую дугу, пространственно совпадающую с пограничными структурами Западно-Сибирской плиты и Таймыра. Аномальное поле имеет сложное и контрастное строение, содержит аномальные узлы в западной и северной частях с максимальной интенсивностью в эпицентрах со значениями изолиний (-10)-(-8). Западная граница Сибирской платформы определяется исследователями по р.Енисею, или - западнее Енисея на 200-250 км. По нашим данным более достоверной является западная граница платформы. В разрезе граница платформы имеет форму уступа с крутопадающей вертикальной составляющей. Менее вероятно ее наклонное положение.

Структура полярных сияний зависит от разрывной тектоники. Особенно отчетливо проявляется связь полярных сияний с глубинными внутрикоровыми и сквозными (мантийными) разломами фундамента. На Карте положение разломов фиксируется изменением знаков аномального поля, простиранием изолиний частоты полярных сияний, конфигурацией аномальных узлов, их пережимами и другими особенностями.

Анализ диаграммы вариационной кривой частот появления полярных сияний показывает: 1) отрицательные ветви кривой связаны с геоблоками, в которых кровля консолидированного комплекса земной коры поднимается ближе к дневной поверхности, а состав ее тяготеет к салическому; 2) смена знаков вариационной кривой обусловлена присутствием пограничных геотектонических структур разного типа и разделяющих их сквозных (мантийных) или внутрикоровых разломов.

# К ВОПРОСУ ОБ ОБЪЕМЕ ЕФРЕМКИНСКОЙ СВИТЫ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Л.В. Шуринова
ГП "Красноярскгеолсъемка", г. Красноярск

Ефремкинская свита выделена Г.А. Иванкиным и др. (1965) на Ефремкинском хребте (бассейн р.Белый Июс). Наиболее полный и хорошо изученный ее разрез, принимаемый за типовой, расположен в правом борту ручья Известкового.

К настоящему времени сложилось две точки зрения на объем ефремкинской свиты в стратотипической местности. Одна из них отражена в Региональной стратиграфической схеме [2], вторая - в легендах к геологическим картам масштаба 1:50000 (Шипицын, 1989) и 1:200000 (Махлаев,1993).

Согласно первой точки зрения (Иванкин, 1965) свита понималась как подразделение соответствующее обручевскому горизонту. В типовом разрезе она расчленяется на две части-толщи. Нижняя толща (150 м) представлена красноцветными песчаниками, алевролитами, мергелями. Перекрывающая ее толща (150 м) сложена серыми и светло-серыми известняками. Отложения охарактеризованы трилобитами, археоциатами, брахиоподами, хиолитами, водорослями. На подстилающих отложениях колоджульской свиты с фауной санаштыкгольского горизонта ефремкинская свита залегает с размывом, о чем свидетельствует развитый в ее основании базальный конгломерат с галькой подстилающих пород. По представлениям авторов свиты, контакт с перекрывающей безымянной свитой несогласный. Безымянная свита в типовом разрезе по руч.Известковому начата с пачки темных плитчатых известняков с прослоями глинистых пород, перекрытых пачкой песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев и мергелей, в которой определены трилобиты среднего кембрия (т.ИЗ-11). В одном из первых вариантов авторов и в соответствии с определениями А.К.Семашко эти трилобиты сравнивались с трилобитами сладкокореньевской свиты (мундыбашский горизонт), однако позднее, что отражено в Региональной стратиграфической схеме [2], они были помещены на уровень агатинского горизонта.

Вторая точка, зрения на объем сфремкинской свиты принадлежит В.А.Шипицыну (Шипицын, 1985). В ее стратотипе к свите он относит те же две толщи, но присоединяет к ним глинисто-карбонатную нижнюю пачку пород безымянной свиты. Он поддерживает определения А.К. Семашко, считая, что трилобиты вышерасположенной пачки песчаников и алевролитов принадлежат комплексу мундыбашского горизонта Соответственно, пачка глинисто-карбонатного состава, "зажатая" между известняками с обручевской фауной и безымянной свитой (в им принятом сокращенном объеме) с мундыбашскими трилобитами, попадает на уровень агатинского горизонта. В 1995 году автором этой статьи [3] были проведены дополнительные сборы из т.ИЗ-11. Полученные данные позволяют еще раз подтвердить правильность заключений предшественников о более молодом, чем агатинский, возрасте вмещающих трилобиты отложений [3].

Иной тип разреза ефремкинской свиты наблюдается на г. Кошкулак. В Региональной стратиграфической схеме [1] здесь к свите отнесена толща темных известняков с глинистыми известняками и песчаниками в верхней части (100 м) и трилобитами обручевского горизонта. Выше расположенная пачка "серых гравелитов, песчаников и алевролитов" (50-300 м) сопоставлена с безымянной свитой, а перекрывающие ее известняки с трилобитами агатинского горизонта (более 230 м) отнесены к карасукской свите. В.А.Шипицын (Шипицын, 1989) весь комплекс отложений между колоджульской свитой и кошкулакской свитой ордовика отнес к ефремкинской свите.

По данным автора и О.В.Сосновской (тематические работы 1993-1995 г.г.) на г. Кошкулак в этом интервале наблюдается следующее:

1. По литологическим признакам разрез (370м), начиная с базальных конгломератов, рас-

членяется на две части-толщи: нижнюю представленную темными плитчатыми известняками с прослоями зеленовато-серых песчаников, алевролитов, реже грубообломочных пород (170 м) с трилобитами обручевского и агатинского горизонтов, и верхнюю (более 200 м), сложенную светло-серыми известняками с трилобитами агатинского горизонта.

2. Пачка гравелитов, песчаников и алевролитов (безымянная свита по И.И.Коптеву) [2] имеет выдержанную мощность не более 30 м. Ее породы аналогичны породам, создающим прослой в подстилающих известняках. В данном разрезе она может рассматриваться как составная часть сфремкинской свиты, с которой приемственно связана, но не как самостоятельное подразделение в ранге свиты. Кроме того, возраст пачки древнее безымянной свиты [3], так как она перекрывается известняками с агатинскими трилобитами. В самой же пачке трилобиты не определялись. По существу, она может быть причленена к любому стратиграфическому уровню: или обручевскому, или агатинскому. Граница между агатинским и обручевским горизонтами в данном разрезе может быть пока определена путем договоренности, но не подтверждается фактами.

3. Выше и ниже описанной пачки отмечаются темно-серые плитчатые известняки с прослоями своеобразных конгломератовидных известняков, что еще раз подтверждает единство всего разреза нижней толщи. Если здесь выделять свиты, то именно такое подразделение может рассматриваться в этом ранге.

4. Верхняя толща (светлые рифогенные известняки с агатинскими трилобитами) литологически отличается от нижней, но связана с ней возрастом.

Непосредственно разрезы нижне-среднекембрийских отложений окрестностей д. Ефремкино и г.Кошкулак по литологическим данным не коррелируются, однако, если подразделения рассматривать, как предложено в легендах, т.е. несколько увеличить объем ефремкинской свиты, то такие корреляции существенно упрощаются.

Обе рассмотренные выше толщи г.Кошкулак ефремкинской свиты хорошо сопоставляются с комплексом отложений между колоджульской и безымянными (без глинисто-карбонатной пачки) свитами в окрестностях стратотипа (рис.).

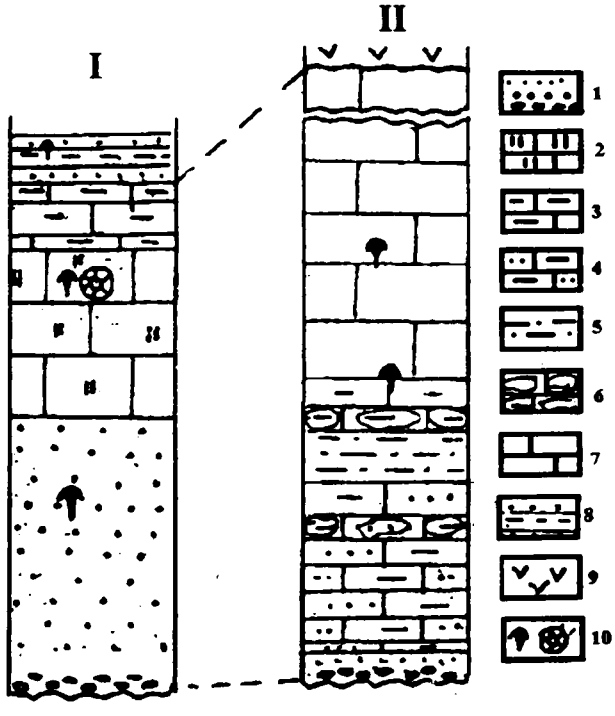



Рис. Сопоставление разрезов ефремкинской свиты руч.Известкового (I) и г.Кошкулак (II): 1-3 - ефремкинская свита руч.Известкового: 1 - нижняя толща (песчаники, алевролиты, мергели), в основании - конгломераты; 2 - средняя толща (извест-няки светлые); 3 - верхняя толща известняки темные глинистые, алевролиты, кремнистые сланцы); 4-7 - ефремкинская свита г.Кошкулак: 4 - нижняя толща (известняки темные, алевролиты, конгломераты, песчаники); 5 - пачка "песчаников и алевролитов";6 - "конгломератовые" известняки.; 7 - верхняя толща (известняки светлые); 8 - безымянная свита (песчаники алевролиты с трилобитами); 9 - кошкулакская свита ордовика (вулканиты); 10 – местонахождения фауны.

В таком объеме сфремкинская свита представляется как хорошо картируемое, сложно построенное образование с фациально изменчивым разрезом. Она сложена слои-

стыми породами, среди которых на разных уровнях появляются рифообразные постройки (средняя толща светлых известняков стратотипической местности, верхняя толща светлых известняков г.Кошкулак).

С учетом полученных последних данных о разрезе кембрийских отложений окрестностей д.Ефремкино и г.Кошкулак предлагается внести коррективы в Региональную стратиграфическую схему, в ту ее часть, где приведены стратиграфические колонки для этих участков. Так в колонке "дер.Ефремкино" представленный разрез в природе не наблюдается и является сводным. Данные по безымянной свите взятым стратотипа свиты у д.Ефремкино , а по карасуксой свите- с окрестностей д.Малая Сыя, где наблюдается тип разреза агатинского горизонта г.Кошкулак. У д.Ефремкино разрез кембрия заканчивается безымянной свитой и она нигде не соприкасается со светлыми массивными известняками среднего кембрия. Конечно, такой разрез нельзя предлагать в качестве гипостратотипа агатинского горизонта.

Во второй колонке "г.Кошкулак" рекомендуется исключить из разреза название "безымянная свита", т.к. подразделение, по именуемое так, не является стратиграфическим аналогом безымянной свиты стратотипа (см. выше), указать действительную мощность этой пачки (30 м.) и, по мнению автора, следует убрать знак перерыва в ее основании, поскольку полученные данные о взаимоотношениях пачки с подстилающими отложениями его не подтверждают.

Предложенный вариант нового объема ефремкинской свиты (рис.) предлагается для обсуждения.

Литература

1. Коптев И.И. Разрез нижне- и среднекембрийских отложений района горы Кошкулак (восточный склон Кузнецкого Алатау). // Биостратиграфия и фауна пограничных отложений нижнего и среднего кембрия.- Новосибирск, Наука. 1983. - С. 82-90.

2. Решения всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.1. Новосибирск, 1983. – 215 с.

3. Шуринова Л.В. К вопросу о возрасте безымянной свиты (Кузнецкий Алатау). - Томск, 1996. - С.198.

## СБЛИЖЕННАЯ СУБПАРАЛЛЕЛЬНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬИ СООТНОШЕНИЕ КРУТЫХ И ПОЛОГИХ ТРЕЩИН КАК РЕГИОНАЛЬНЫЕФАКТОРЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА В КРУТОПАДАЮЩИХ РУДНЫХ ТЕЛАХ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

А.С. Яценко
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Нельзя не обратить внимание на устойчивое пессимистическое отношение значительной части геологов в последние 20-25 лет к исследованиям трещинной тектоники горных пород для целей прогнозирования и оценки эндогенного золотого оруденения. На наш взгляд пессимизм подхода к этой проблеме не может быть обоснован сколько-нибудь аргументировано при условии вполне удовлетворительной обнаженности на объектах исследований, сравнительно частой встречаемости довольно крупных обнажений с размерами в 3-х взаимоперпендикулярных направлениях не менее 3 м, вполне приемлемых для изучения трещиноватости, а также при широком распространении гранитоидов, гнейсов, кристаллосланцев, кислых эффузивов, метапесчаников и других хрупких пород. Углеродистые алевросланцы и другие "мягкие" породы также подходят для исследования трещинноватости, но крайне желательно корректирование результатов замеров трещин этих

пород и перемежающихся с ними хрупких, чтобы правильно объяснить как высоко-, так и низкоконтрастные трещинные аномалии [5].

Золоторудные поля Саяно-Байкальской горной области (СБГО) в целом выделяются повышенной трещиноватостью горных пород от ближайших окрестностей, что принципиально согласуется с наблюдениями геологов в других регионах СНГ, изучавших эндогенные гидротермальные месторождения различных металлов [1-4]. Так, в ближайших окрестностях Холбинского золоторудного поля Восточных Саян, плотность крутопадающих трещин (> 45°) составляет до 5-7, а пологозалегающих (< 45°) до 3-5 на пог. м. Во вмещающих породах рудного поля, представленных гнейсогранитами и гранитоидами, величина этого коэффициента возрастает на 0,5-2 порядка для класса "крутопадающие трещины" и на 0,5-1 для класса "пологозалегающие трещины".

При возрастании плотности трещин увеличивается относительная распространенность сближенных трещин приблизительно одинаковой ориентировки (die Kluftschar). К упомянутым отнесены трещины в зонах сближенной трещиноватости, когда количество трещин в зонах >3, а расстояние между соседними трещинами <10 см. За пределами Холбинского поля отношение количества всех субпараллельных сближенных трещин к общему их числу, в целом, значительно больше и составляет от 23 до 29 % на 3 площадках изучения трещиноватости. На различных участках этого поля отношение количеств всех субпараллельных сближенных трещин к общему их числу, в целом, значительно больше и составляет от 23 до 90% на 26-ти площадках изучения трещиноватости.

Вблизи от крутопадающих продуктивных рудных тел (10-100 м) Холбинского поля отношение между количествами субпараллельных сближенных трещин крутопадающих к пологозалегающим составляет, в среднем, 3:1 (от 1:1 до 4:1 на 9-ти площадках изучения трещиноватости). В многократно большей части этого поля, при удалении от продуктивных рудных тел свыше 200 м в окрестностях поля, отношение между количествами субпараллельных сближенных трещин крутопадающих и пологозалегающих обычно значительно выше и составляет от 2:1 до 66:1 на 20-ти площадках изучения трещиноватости.

Отмеченные тенденции относительного увеличения количества сближенных трещин, приблизительно одинаковой ориентировки, на золоторудных объектах, в сравнении с их окрестностями, и устойчивого, почти равного соотношения между крутыми и пологими сближенными субпараллельными трещинами вблизи от продуктивных крутопадающих рудных тел, проявляются практически повсеместно в пределах СБГО, в том числе и на значительно отработанном в начале XX столетия золото-медном месторождении Намаминском (Ангаро-Баргузинская горная страна), и перспективных рудопроявлениях золота Самокутского поля (Средний Витим). Большая продуктивность крутопадающих рудных тел различных объектов при их залегании во вмещающих породах с достаточно интенсивным развитием сближенной субпараллельной крутопадающей и резко повышенным распространением сближенной субпараллельной пологозалегающей трещиноватости предопределена повышенной искривленностью длительно развивающихся рудовмещающих нарушений (либо отдельных интервалов последних) не только по простиранию, но и по падению-восстанию. В таких нарушениях, пересекающих многочисленные мелкие зоны сближенной субпараллельной пологозалегающей трещиноватости, наиболее отчетливо пространственно обособлены поздние минеральные ассоциации, образуя на отдельных объектах рудные тела с устойчиво повышенной золотоносностью.

Пространственная связь сближенной субпараллельной трещиноватости и устойчивого почти равного соотношения крутых и пологих сближенных субпараллельных трещин в различных вмещающих породах с местоположением многих крутопадающих рудных тел СБГО позволяет рассматривать оба фактора в качестве региональных, которые активно "вмешиваются" в процесс формирования золотого оруденения.

Литература

1. Вальд А.К., Егоров А.А. Роль трещинной тектоники в локализации рудных тел одного из районов Кузнецкого Алатау. // Актуальные вопросы геологии Сибири (тез. докл.). Томск, 1988. - С.68-69.
2. Вислявных Н.А., Иващенко А.К., Кузин А.А. Роль трещиноватости в локализации оруденения (На примере месторождения Становой области). // Минерагения Приамурья. Владивосток, 1989. - С.35-40.
3. Сим Л.А., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений и формирование структур рудных полей. // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. - С.159-164.
4. Умарходжаев М.У., Исматуллаева Л.А., Велиходжаев К.М. Признаки выявления разрывных нарушений на одном из полиметаллических месторождений Западного Узбекистана. // Структуры рудных полей и прогнозирование оруденения. Ташкент, 1987. - С.24-28.
5. Яценко А.С. Золото близ трещин. Трещинная тектоника одного золоторудного поля и особенности пространственного размещения продуктивных кварцевых жил. // Недра Востока. Чита, 1996. - №3. - С.28-32.

# Стратиграфия и палеонтология

# ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ТАТАРСКОЙ И МАРЬЯНОВСКОЙ СВИТ (ВЕРХНЯЯ ЮРА) ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.Н. Алейников
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Верхнеюрский нефтегазоносный комплекс считается одним из наиболее изученных геологических объектов Западной Сибири. За все годы изучения был накоплен обширный фактический материал, легший в основу многочисленных публикаций и стратиграфических схем. Тем не менее, изученность различных стратонов далеко не равнозначна и некоторые из них выделены довольно условно. Вызывает сомнение валидность отдельных свит. Этот факт подтверждается недавно проведенной ревизией коллекций кернового материала из Омского района. Сопоставление раннекимериджских комплексов аммонитов (роды Rasenia, Prorasenia, Pictonia и Amoeboceras (Amoebites) sp.), описанных во многих публикациях [1,2], и литологического облика вмещающих пород по Татарской (инт. 2454-2460) и Омской (инт. 2377-2387) опорным скважинам, свидетельствует об их полной тождественности. В обоих разрезах - это зеленовато-серые, тонкоотмученные, аргиллитоподобные глины с раковистым изломом. По возрасту эти отложения относятся к георгиевскому горизонту. А в работе [1,3] и, соответственно, в унифицированной стратиграфической схеме (1991 г.) аммониты из Татарской опорной скв.1 (инт. 2454-2460) считаются происходящими из марьяновской свиты (Ажарминский и Тебисский районы). Валидность марьяновской свиты весьма сомнительна. Как известно, эта свита первоначально была выделена в 1955 г. в качестве подсвиты тебисской свиты (стратотип по Омской опорной скважине), а затем в 1960 г. была переведена в ранг свиты в объеме келловея - низов нижнего мела. В 1967 г. на стратиграфическом совещании вместо марьяновской свиты были выделены барабинская, георгиевская и баженовская свиты. И здесь же было решено сохранить это название за глинистыми небитуминозными отложениями юга и запада низменности, но уже в объеме кимериджа - низов нижнего мела. Согласно Стратиграфическому кодексу применение марьяновской свиты в таком объеме невалидно.

Весьма запутан вопрос и с выделением барабинской пачки. В корреляционной стратиграфической схеме 1960 года она выделялась в качестве базальных слоев марьяновской свиты. На стратиграфическом совещании в 1967г. (г.Тюмень) барабинская пачка переведена в ранг свиты в объеме келловея - раннего оксфорда (стратотип -Барабинская скв.1-Р , интервал 2084-2105), а в 1990 г. там же, в Тюмени, принято решение выделять барабинскую пачку, но уже в объеме низов позднего оксфорда - низов раннего кимериджа. Следует также отметить и неудачный выбор голостратотипа барабинской пачки. Явно была завышена и ее мощность (Барабинская скв 1-Р, интервал 2105-2084). Что же касается Cardioceras cf. costromense Nik. приводимого в качестве докательства раннеоксфордского ее возраста, то он был переопределен как Amoeboceras cf. costromense (Nikitin)[3]) и помещен в георгиевскую свиту. В отношении же находки Quenstedtoceras sp. , якобы найденного в кровле стратона (Барабинская скв. 1-Р, инт. 2086-2105)[1], можно предположить, что это была ошибка в определении. Изложенные критические замечания должны привлечь внимание специалистов к совершенствованию и детализации стратиграфической схемы верхнеюрских отложений Западной Сибири, с которыми связываются значительные перспективы нефтегазоносности.

Литература

1. Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. - Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1972. - 149с.
2. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. - М.:Гостоптехиздат, 1957. - 490 с.

3. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. - М: Недра, 1990. - Т.1 285с.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО КАРБОНА ПРИСАЛАИРЬЯ

С.А. Анастасиева
ИГНиГ СО РАН, г. Новосибирск

Вопрос о положении границы между турнейским и визейским ярусами неоднократно поднимался и обсуждался. Граница турне и визе в стратотипе была установлена без предварительного биостратиграфического обоснования, и сейчас вопрос о палеонтологическом критерии границы во Франко-Бельгийском бассейне находится в стадии разработки.

Согласно решениям Всесоюзного Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем 1979 года [5] в Кузбассе выявлены: в турнейском ярусе - абышевский, тайдонский, фоминский горизонты, в визейском ярусе - подъяковский и верхотомский.

Если следовать предложениям Международной рабочей группы по границе девона и карбона, то нижняя часть абышевского горизонта в составе топкинской толщи условно может быть отнесена к фаменскому ярусу верхнего девона [1]. Таким образом, это повлечет за собой изменение объема абышевского горизонта.

Подъяковский горизонт визе подразделяется на две части - нижнюю, представленную везде, кроме присалаирской полосы, туфогенными отложениями (щегловская толща) и верхнюю, существенно карбонатную (мозжухинская толща). В присалаирской, южной полосе Кузбасса щегловской толще отвечает по возрасту семенушкинская толща, состоящая или целиком из известняков, или из переслаивания карбонатно-туфогенных пород и известняков с преобладанием последних [3].

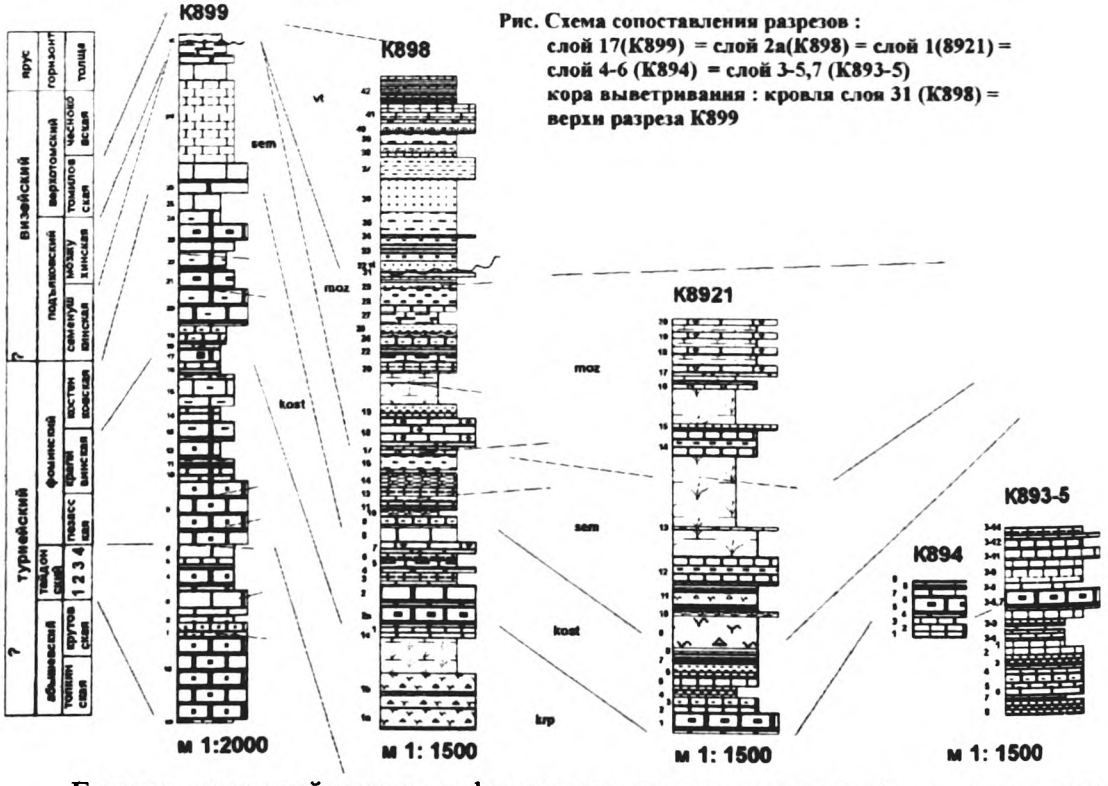



Рис. Схема сопоставления разрезов :
слой 17(К899) = слой 2а(К898) = слой 1(8921) =
слой 4-6 (К894) = слой 3-5,7 (К893-5)
кора выветривания : кровля слоя 31 (К898) =
верхи разреза К899

Граница между тайдонским и фоминским горизонтами турнейского яруса постепенная, что отражается и на характере фауны: верхи тайдонского и низы фоминского го-

ризонтов содержат много общих форм. Три толщи фоминского горизонта прослеживаются, за исключением Присалаирья, достаточно четко на всей площади Кузнецкой котловины. В присалаирской - литологически сливаются, и границы их намечаются лишь приблизительно по смене фаунистических комплексов.

Нижнекаменноугольные отложения присалаирской полосы Кузбасса в большинстве подверглись сложной складчатости, здесь можно наблюдать и опрокинутые складки, и надвиги. Практически все исследователи отмечали недостаточно хорошую обнаженность. Выходы коренных пород изучались лишь в береговых обрывах и долинах рек. За последние двадцать лет появились новые, ранее никем не изученные разрезы. На сегодняшний день карьерами в Беловском районе Кемеровской области вскрыт практически полный разрез морского нижнего карбона. Два крупных разрабатываемых на щебень карьера располагаются на водоразделе Заречных сопок северо-восточнее дер. Новобачатское, в пределах 5 км от деревни. Из серии опробованных здесь разрезов наиболее полным, от абышевского по верхотомский горизонты, является разрез Большой (К899 или IX). Вторая серия разрезов расположена по правому борту р. М. Бачат по сопкам против бывшей дер. Семенушкино. Кроме известных ранее отдельных выходов пород (К894, К893-5), здесь также появились новые обнажения после выработки щебня (малый карьер К898). Особое внимание было уделено разрезу К8921, известному в литературе под названием Артышта, так как он является типовым для границы турне - визе в Кузбассе.

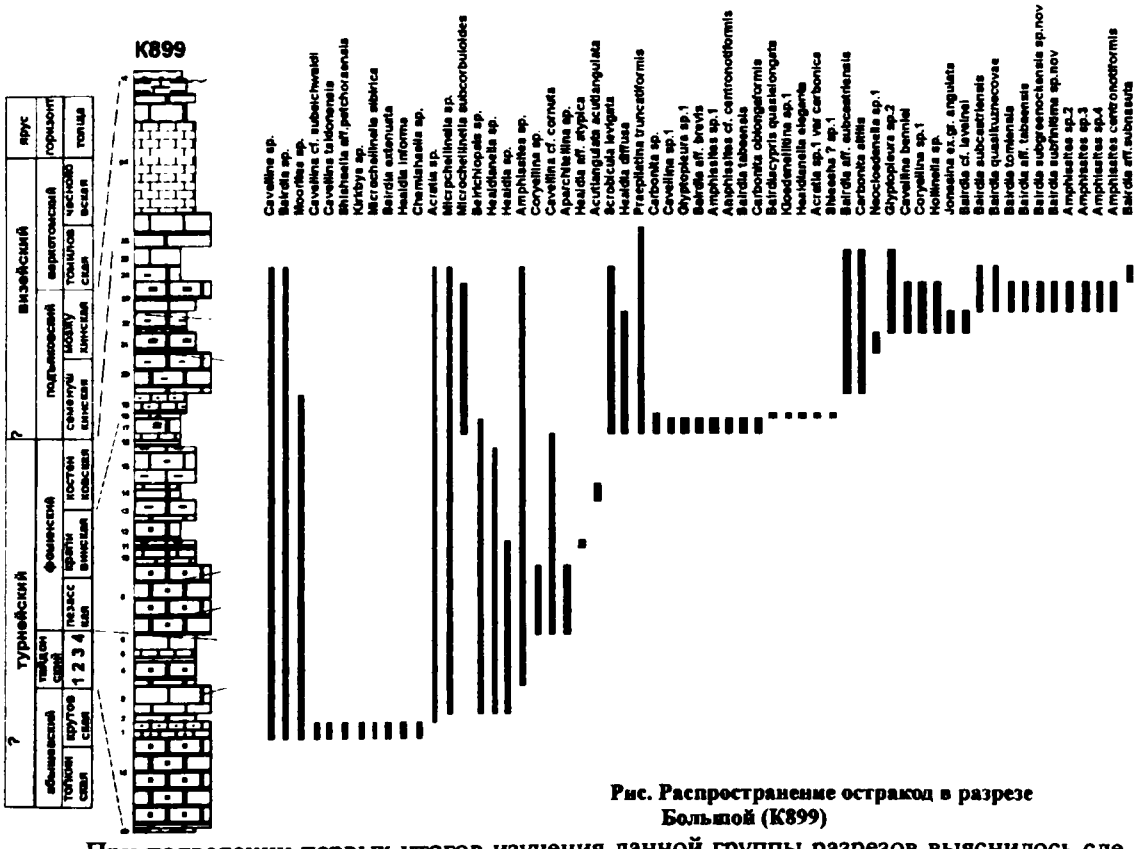



**Рис. Распространение остракод в разрезе Большой (К899)**

При подведении первых итогов изучения данной группы разрезов выяснилось следующее: 1. Впервые обнаружен полный и непрерывный разрез нижнего карбона в присалаирской полосе Кузбасса (р-з Большой). 2. В разрезе Большой представлены границы всех выделенных для Кузбасса горизонтов нижнего карбона. 3. Разрезы Присалаирья являются разрезами переходного типа - от нормально морских в турне к континентальным в визе; граница между подъяковским и верхотомским горизонтами визе проходит по коре выветривания. 4. Изученные разрезы хорошо охарактеризованы различными группами

фауны (остракоды, конодонты, фораминиферы, рыбы, брахиоподы, гастроподы, мшанки). 5. При применении различных методик растворения пород в уксусной кислоте, наряду с остракодами, удалось выделить фораминиферы и конодонты. Впервые для визе Кузбасса выделены конодонты (разрез К8921 - Артышта).

При анализе стратиграфического распространения остракод в описанных разрезах отчетливо выделяется рубеж в средней части фоминского горизонта. В каждом из разрезов в 6-ти метровом слое толстоплитчатых известняков с булками (15-25 см) черных кремней происходит значительное обновление комплекса за счет появления целой группы визейских видов, таких как *Cavellina ovatiformis, Bairdia brevis, B.sucestriensis, B.tabaensis, Healdia diffusa, Microcheilinella subcorbuloides* и другие. Выше по разрезу, в костенковской толще фоминского горизонта число визейских видов продолжает увеличиваться; здесь появляются *Carbonita altilis, Cavellina benniei, Bairdia quasikuznecovae, Amphissites centronotiformis, Glyptopleura sp.2.* Комплекс остракод семенушкинской толщи несомненно визейский. Присутствие среди остракод фоминского комплекса визейских видов отмечала еще Л. С. Бушмина [2], однако ввиду малого количества экземпляров не принимала их во внимание. Подобная картина распространения мшанок с резким обновлением комплекса в середине фоминских известняков была описана в монографии В.Б.Тризны [4], что позволило ей провести границу турне-визе ниже общепринятого уровня. Сходная картина наблюдается и по фораминиферам: в шлифах вышеупомянутых разрезов, на том же уровне, что и для остракод отмечается появление первых *Tetrataxis, Eoendothyranopsis sp., Endothyra prisca* наиболее характерных для визейского яруса. Особо следует отметить, что общепринятые зоны фораминифер, хотя и отражают общую тенденцию в развитии группы, однако являются акмезонами, выделенными по максимуму распространения видов.

Таким образом, по распространению остракод наиболее отчетливый рубеж располагается в середине фоминского горизонта в интервале границы крапивинской и костенковской толщ, и последняя, вероятно, должна быть отнесена в состав визейского яруса. Разрез Артышта, описанный в литературе как типовой для границы турне-визе имеет значительные пропуски в своем составе и не является непрерывным. Кроме того, комплекс остракод и конодонты из его верхней части свидетельствуют несомненно о визейском, но не о пограничном возрасте отложений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект , № 97 - 05 -65209.

Литература

1. Богуш О.И., Бушмина Л.С. Основные разрезы пограничных отложений девона и карбона Кузнецкого бассейна. - Минск: Наука и техника, 1988. - С. 212-216.
2. Бушмина Л.С. Раннекаменноугольные остракоды Кузнецкого бассейна. - М.: Наука, 1968. -128с.
3. Максимова С.В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 90с.
4. Тризна В.Б. Раннекаменноугольные мшанки Кузнецкой котловины. - М.-Л.: Гостоптехиздат, 1958. 298с.
5. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч.II (средний и верхний палеозой). - Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1982. - С. 74-87.

## ГОЛОВОНОГИЕ ИЗ РАЗРЕЗА КИМЕРИДЖА НА Р. ЛОПСИЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Ю.И. Богомолов, О.С. Дзюба
ИГНиГ ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Морские верхнеюрские отложения по р. Лопсии (Приполярное Зауралье) представлены глинистыми отложениями нижнего и верхнего кимериджа. Снизу их подстилают

континентальные русловые отложения верхнего оксфорда, постепенно переходящие в мелководно-морские. Перекрыты кимериджские отложения нижневолжскими серыми глинами морского генезиса. Это наиболее полный разрез кимериджского яруса на территории России [3].

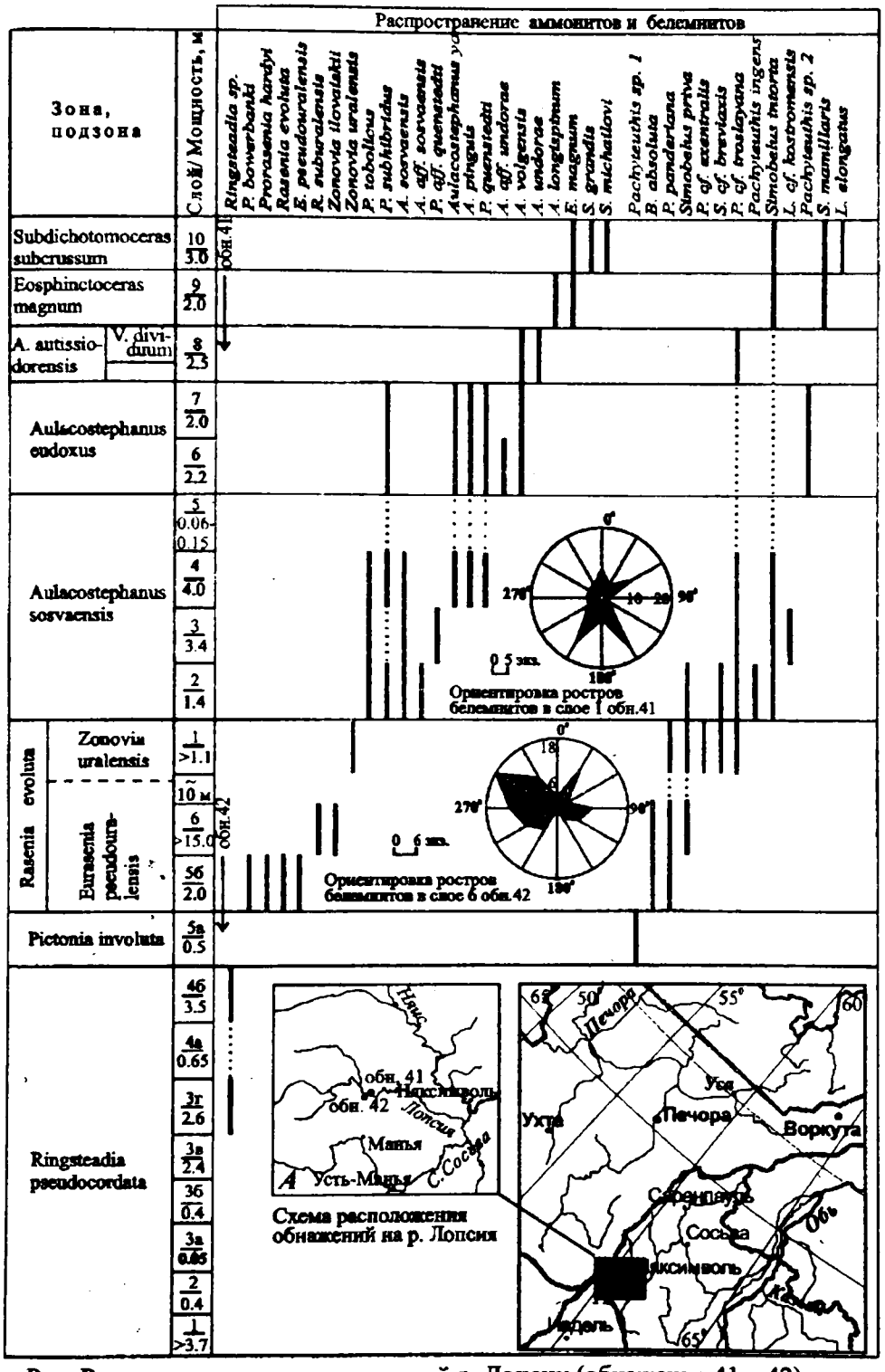



Рис. Разрез верхнеюрских отложений р. Лопсии (обнажения 41 и 42)

В нем представлены оба подъяруса и все зоны, выделенные в кимеридже. Об его уникальности говорит тот факт, что в настоящее время рассматривается вопрос о предложении этого разреза в качестве бореального эквивалента кимериджского яруса [2]. В этой связи в 1997 г. было проведено комплексное переизучение разреза группой геологов ИГНГ СО РАН. Разрез был подробно описан по двум обнажениям. Всего выделено свыше 20 слоев, общая мощность выходов составляет более 50 м. Из обнажений была собрана представительная коллекция макрофауны. Все слои опробованы на микрофауну и спорово-пыльцевой анализ. Уже предварительная обработка коллекций макрофауны позволила получить ряд важных результатов по стратиграфии и палеобиогеографии.

Аммониты. В разрезе р. Лопсии установлено 33 вида из 17 родов. Это позволяет выделять в кимеридже р. Лопсии (рис. 1) 2 подъяруса и 7 зональных и подзональных уровней. Новые находки видов аммонитов из родов *Razenia* и *Aulacostephanus* позволили уточнить распространение этих родов. Наиболее характерными родами для нижнего кимериджа являются: *Pictonia, Amoebites, Prorasenia, Rasenia, Eurasenia* и *Zonovia*. Верхний кимеридж охарактеризован следующим родовым комплексом: *Aulacostephanus, Pararasenia, Zonovia, Amoebites, Nannocardioceras, Euprionoceras, Virgataxioceras, Aspidoceras*. На границе верхнего кимериджа и нижневолжского подъяруса впервые был определен *Aspidoceras longispinum* (Sow.). Самой восточной точкой проникновения аспидоцератид считалось Поволжье (Русская платформа). Там аспидоцерасы известны из верхней зоны Aulacostephanus autissiodorensis верхнего кимериджа. Находка представителя рода *Aspidoceras* открывает новые корреляционные возможности при сопоставлении бореального кимериджа с пери-тетическими аналогами, так как этот вид известен в верхнем кимеридже Франции [6].

Белемниты. Из разреза кимериджа р.Лопсии изучались и ранее [1,4,5]. Нами установлено 11 видов из 3 родов (рис.1). Наиболее разнообразен в комплексах род *Pachyteuthis* (8 видов), также встречаются представители рода *Acroteuthis* (1 вид) и рода *Lagonibelus* (2 вида). Разрез хорошо охарактеризован белемнитами, массовые же их скопления обнаружены в двух слоях нижнего кимериджа, в которых были проведены тафономические наблюдения с замерами ориентировок ростров. Установлено, что для подзоны Eurasenia pseudouralensis роза-диаграмма (рис.1) имеет хорошо выраженную моду северо-западного направления (альвеолы белемнитов ориентированы преимущественно на северо-запад), а для подзоны Zonovia uralensis на розе-диаграмме наблюдается несколько мод, две основные из которых имеют юго-восточное и юго-западное направления. Отчетливая ориентировка белемнитов указывает на наличие морских течений, направленных на северо-запад в момент времени Eurasenia pseudouralensis и на юг в момент времени Zonovia uralensis. Построение размерно-частотных гистограмм по отдельным наиболее представительным в ориктоценозах таксонам белемнитов из тех же слоев позволило установить, что размерно-частотные моды резко смещены в сторону молоди в обоих случаях. Однако в рассматриваемом слое подзоны Eurasenia pseudouralensis бентосные группы практически отсутствуют, а в слое подзоны Zonovia uralensis наряду с белемнитами встречаются в изобилии. Видимо это связано с различием в условиях формирования слоев.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по гранту 97-05-65265.

Литература

1. Густомесов В.А. Позднеюрские бореальные белемниты (Cylindroteuthinae) Русской платформы. // Тр. Геол. инст. АН СССР, 1964. - Вып. 107. - С. 91-211.

2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997. - Т.38 - № 5. - С. 927-956.

3. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. - Ленинград: Недра, 1984. - 157 с.

4. Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды Cylindroteuthis и Lagonibelus. - М.-Л.: Наука, 1964. - 259 с.

5. Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды Pachyteuthis и Acroteuthis. - М.-Л.: Наука, 1966. - 166 с.

6. Hantzpergue P. Les Ammonites Kimmeridgiennes du haut-fond d'Europe occidentale: biochronologie, systematique, evolution, paleobiogeographie. U.A.C.N.R.S., - Paris, 1989. - 428p.

# ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ АНГАРИДЫ (КРИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ИЗУЧЕННОСТИ)

И.В. Будников[1], В.Е. Сивчиков[2], В.О. Ярков[3]
[1]СНИИГГМС, г. Новосибирск
[2] ЗСИЦентр, г. Новокузнецк
[3]Запсибгеолком, г. Новокузнецк

Полифациальность отложений и высокая степень эндемичности органических остатков в верхнепалеозойских отложениях Ангариды обуславливают повышенные требования к региональной шкале, являющейся стратиграфическим стандартом значительного временного отрезка на огромной территории. Начиная с середины 1930-х годов на эту роль выдвинулся разрез Кузнецкого бассейна. Это было обусловлено полнотой этого разреза (по крайней мере, отсутствием в нём заметных перерывов) и более высокой степенью геологической и, особенно, биостратиграфической изученности. Все группы органических остатков, встречающиеся в отложениях данного типа, как правило, первоначально изучались в Кузбассе, и лишь потом они применялись для стратиграфии других районов.

Первая стратиграфическая схема бассейна, официально принятая в 1934 г., базировалась на комплексировании лито-фациальных и палеонтологических признаков [1, 7], но явно не отвечала требованиям к детальности расчленения. Существенный прорыв произошёл с принятием второй схемы на совещании в г. Ленинск - Кузнецке в 1954 г. [3]. В ней были синтезированы многочисленные, новые к тому времени, данные, как по самому бассейну, так и по сопредельным регионам. Материалы по районам совместного нахождения ангарской флоры и морской органики были обстоятельно проанализированы М.Ф.Нейбург [8] и легли в основу выделения основных рубежей МСШ в континентальных отложениях Кузбасса и всей Ангариды. В последующих вариантах стратиграфических схем (1964, 1979 гг.) детальность расчленения обеспечивалась только за счёт совершенствования биостратиграфических построений. Постепенно в сознании геологов из-за чрезвычайной монотонности строения разреза формировалось убеждение, что усовершенствование стратиграфической основы угленосного верхнего палеозоя возможно только на палеонтологической основе. При этом свиты стали отождествлять с биогоризонтами и большинство, если не все границы свит были скорректированы по уровням смены комплексов органических остатков [5]. Впрочем, гипертрофированное значение палеонтологии в стратиграфии характерно для 1960 - 70-х годов во всём мире и пример Кузбасса не является чем-то особенным.

Так или иначе, трактовка стратиграфии только в биостратиграфическом смысле значительно обеднила её возможности и надёжность - из построений практически полностью был исключён седиментологический аспект, не учитывалась и не изучалась этапность развития бассейна. Это привнесло ряд негативных моментов в стратиграфический потенциал разреза Кузбасса, что в свою очередь отразилось на построениях по всей Ангариде. Естественно, что сложившееся положение не могло не вызывать критику. Значительная её часть касалась непосредственно увязки отдельных районов и месторождений бассейна, но предлагались и принципиально новые построения [6], разбор которых выходит за рамки данного обзора.

При исследованиях в большинстве других районов, где развиты отложения с органическими остатками ангарского типа (Печорский бассейн, Минусинская впадина, Тунгусская и Вилюйская синеклизы, Таймыр, Верхоянье и ряд других) вещественному составу и лито-фациальным особенностям толщ, их соотношению с комплексами органических остатков придавалось гораздо большее значение, хотя и здесь не удалось достичь гармоничного сочетания разных аспектов стратиграфического познания. По мере того, как

сглаживались различия в степени изученности между Кузбассом и другими районами Ангариды, возникли некоторые неувязки и противоречия в отношении принятого стандарта. В первом приближении их можно свести в две группы.

Первая группа проблем связана с принятыми для кузнецкой шкалы возрастными датировками, т. е. её корреляцией с МСШ. Эти противоречия особенно ярко проявились в районах, где в одних разрезах известны находки типичной ангарской органики и морской бореальной фауны (Таймыр, Верхоянье, Лено - Анабарский прогиб, восток Тунгусской синеклизы). Условность ярусного расчленения континентальных отложений Ангариды неоднократно подчёркивалась [2, 4], но к настоящему времени становится ясным, что в разрезе верхнего палеозоя Кузбасса нет ни одного достоверно установленного аналога подразделений МСШ. Даже положение такого крупнейшего рубежа как граница перми и триаса до сих пор вызывает многолетнюю и малопродуктивную дискуссию. Для границ меньшего ранга степень определённости, по крайней мере, не выше.

Второй круг проблем касается вопросов соотношения лито- и биостратиграфических подразделений. Примеров несовпадения границ свит и рубежей биотических перестроек в Ангариде уже достаточно много. Эта проблема тесно связана с вопросами этапности или событийности седиментогенеза. Данные рубежи выявляются путем изучения литофациальных особенностей разреза, чему в Кузбассе уделяется совершенно недостаточно внимания. Работы, касающиеся расчленения и корреляции разрезов на основе цикличности их строения носят в большей степени декларативный характер из-за неразберихи в понятийной основе и отсутствии хотя бы общей модели накопления позднепалеозойских толщ Кузбасса, что безусловно необходимо при такого рода исследованиях.

Ещё одним недостатком, относящимся собственно к комплексам органических остатков, является недостаточно строго разработанные критерии их разграничения. По этой причине объёмы комплексов и границы их стратиграфического распространения трактуются неоднозначно.

Круг проблем стратиграфии верхнепалеозойских отложений не исчерпывается затронутыми выше вопросами, но ограничен нами, так как они не относятся или имеют отдалённое отношение к опорному разрезу. Из сказанного ясно, что современная стратиграфическая схема Кузнецкого бассейна слабо ориентирована на функцию опорного разреза и уже по этой причине нуждается в существенной доработке. Но это совсем не означает, что работы по совершенствованию этой схемы должны иметь сугубо "внешнюю" ориентацию. Следует отметить некоторые первоочередные вопросы, без решения которых невозможно создание схемы нового поколения.

1. Провести инвентаризацию и оценить валидность типовых разрезов каждой из свит верхнепалеозойских отложений.

2. Провести районирование бассейна на структурно - фациальной основе и отказаться от геолого - экономического.

3. Для каждой из зон должен быть изучен полный разрез с установленными взаимоотношениями между литостратонами и комплексами органических остатков (в первую очередь - неморскими двустворками, растительными макро- и микрофоссилиями).

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 97-05-64847

Литература

1. Белянин Н.М., Халфин Л.Л. Стратиграфическая схема Кузбасса, принятая совещанием 1954 г. (общая характеристика) // Вопросы геологии Кузбасса (материалы второго совещания по стратиграфии угленосных отложений) М.: Углетехиздат. 1956. С. 7-29.

2. Верхний палеозой Ангариды // О.А. Бетехтина, С.Г. Горелова, Л.Л. Дрягина и др. - Новосибирск. Наука, 1988. - 265 с.

3. Вопросы геологии Кузбасса (материалы второго совещания по стратиграфии угленосных отложений) М.: Углетехиздат. 1956. 250 с.

4. Горелова С.Г., Бетехтина О.А. Проблема ярусного деления континентального позднепалеозойского разреза Ангариды // Проблемы ярусного расчленения систем фанерозоя Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1984. – С. 43-52.
5. Горелова С.Г., Будников И.В. Основные этапы изучения стратиграфии верхнего палеозоя Кузбасса // Кузбасс - ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Т.1. - Новосибирск, 1969. - С. 7-12.
6. Лежнин А.И., Папин Ю.С. Проблемы стратиграфии верхнепалеозойских угленосных отложений Кузбасса // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1991. - С. 23-32.
7. Лежнин А.И., Папин Ю.С. Роль первой региональной стратиграфической схемы Кузбасса в установлении крупных этапов осадконакопления // Кузбасс - ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Т.1. - Новосибирск, 1969. - С. 12-19.
8. Нейбург М.Ф. Фитостратиграфические горизонты Кузнецкого бассейна и их аналоги в смежных областях / Вопросы геологии Кузбасса. Вып. 1 Углетехиздат. 1956. С. 86–98

# ДЕТАЛИЗАЦИЯ УНИФИЦИРОВАННЫХ ГОРИЗОНТОВ СРЕДНЕГО ОРДОВИКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ИХ СТРАТОТИПОВ

В.И. Бялый, Ю.Г. Жилина, Н.И. Степанова
ВостСибНИИГГиМС, г. Иркутск

Биостратиграфическая детализация проведена в стратонах, послойное описание и фаунистическая характеристика которых имеется в общедоступных публикациях. В стратотипических обнажениях вскрывается полный разрез среднего ордовика в мелководных нормально-морских фациях, где остатки бентосной фауны встречаются в большинстве слоев. Авторы дополнили имеющиеся материалы послойными сборами фауны на стратотипах вихоревского, волгинского, киренско-кудринского горизонтов и парастратотипе баксанского горизонта на р. Лене у дер. Заборье, что дополнило списки остракод, особенно в отложениях баксанского горизонта, и цефалопод. Последние несмотря на их высокую стратиграфическую информативность ранее не приводились в послойной характеристике стратотипических обнажений. В целях максимальной корреляционной детализации разреза приняты условные хронологические корреляционные уровни с шагом в 1 млн. лет За границы среднего ордовика взяты традиционные датировки 480 и 460 млн лет. В результате анализа послойного распространения фауны с учетом литологии и мощностей стратотипических обнажений предложены биостратиграфические зоны, позволяющие наметить дополнительные рубежи в большинстве унифицированных горизонтов (рис.). Предлагаемая схема требует некоторых пояснений.

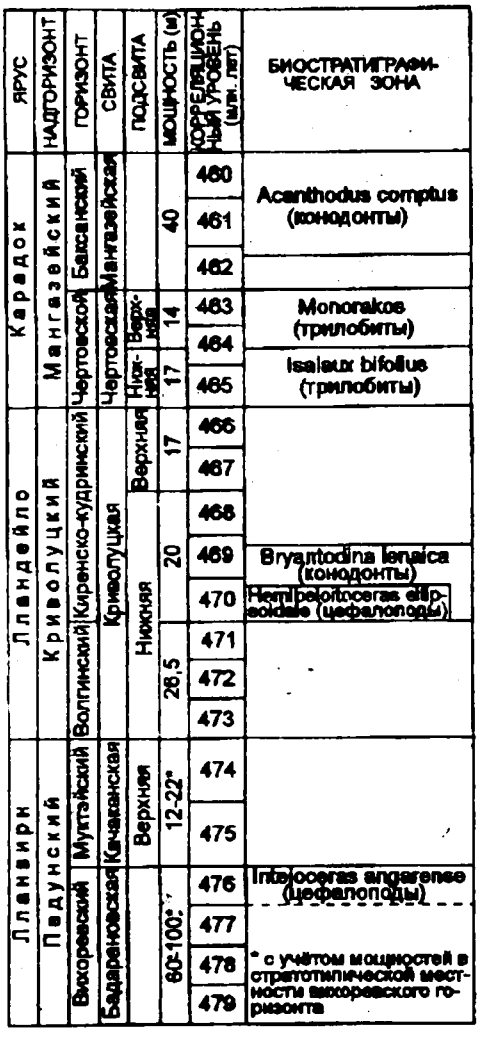
Полная мощность вихоревского горизонта проблематична, т. к. между фаунистически охарактеризованными слоями верхов нижнего ордовика и слоями с фауной вихоревского горизонта имеется значительная толща "немых" осадков. К вихоревскому горизонту относится толща мощностью 60-100 м. В верхней части этой толщи в стратотипическом обнажении на р. Вихоревой вскрываются пестроцветные глинистые песчаники (12 м.), в которых наряду с транзитной фауной находятся многочисленные цефалоподы Intejoceras angarense. Последние широко известны только в верхней части вихоревского горизонта (бассейны рек Ангары, среднего течения Лены, Каларская впадина Забайкалья).

Вышележащие образования муктэйского и волгинского горизонтов характеризуются едиными комплексами фауны по всей стратиграфической вертикали каждого из этих горизонтов, что не дает основания для более детального расчленения.

Конодонтовая зона Bryantodina lenaica (12 м) выделяется внутри нижней подсвиты криволуцкой свиты и имеет характерный комплекс фауны. Так, из 66 видов, отмеченных в стратотипе киренско-кудринского горизонта, 28 видов найдены только в этой зоне. В нижней части данной зоны обращает на себя внимание интервал массового развития це-

фалопод Hemibeloitoceras ellipsoidale. Из 6 видов цефалопод этого уровн 50% найденных раковин принадлежит этому виду, эпиболь которого имеет мощность 3,65 м. H. ellipsoidate имеет широкое географическое развитие на Сибирской платформе, его морфологические особенности позволяют проводить полевые определения.

Верхняя часть киренско-кудринского горизонта мощностью 25 м. не содержит характерных форм, свойственных только этому уровню. Конодонты рода Evencodus, считавшиеся индексом "кудринского" горизонта, потеряли свою стратиграфическую значимость.




В нижней половине чертовского горизонта, практически в объеме нижней подсвиты одноименной свиты, выделяется зона трилобитов Isalaux bifolius. Всего в стратотипе известно 36 видов фауны и 19 из них не выходят за пределы указанной зоны.

В верхней части чертовского горизонта, и соответственно в верхней половите одноименной свиты, в стратотипе исчезает вся фауна нижней подсвиты, но появляются трилобиты рода Monorakos. В других синхронных фациях на Сибирской платформе, при сохранении в верхней части чертовского горизонта основных его фаунистических компонентов, трилобиты рода Isalaux все равно сменяются родом Monorakos. С учётом такой обязательной смены трилобитовой составляющей чертовского биоценоза и несмотря на то, что Monorakos продолжает свое существование в более молодых образованиях, предлагаем выделять интервал-зону Monorakos.

В баксанском горизонте конодонтовая зона Acanthodus comptus обосновывается его тейльзонами в стратотипической местности по разрезам ПТ-II, ПТ-III, ПТ-IV и ПТ-V в приустьевой части р. Столбовой [1]. Данный вид появляется в разрезе стратотипа на 12 метре от основания горизонта и встречается вплоть до его кровли.

Довольно высокая изученность ордовикской фауны Сибирской платформы позволяет говорить о региональном значении предлагаемых зон. Объем этих зон в различных субрегионах платформы требует изучения опорных разрезов.

Необходимо обратить внимание на значительную общность фауны вихоревского и муктэйского горизонтов, обусловленную, главным образом, общими для обоих горизонтов конодонтами родов Coleodus и Neocoleodus, ангареллами и цефалоподами отряда Intejocenda. Отмеченная общность фаун позволяет объединить эти горизонты в надгоризонт с названием по Падунским порогам р. Ангары в стратотипической местности вихоревского горизонта, что восполнит существующий пробел унифицированной шкалы.

Литература

1. Москаленко Т.А. Конодонты среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. - Вып.137. - 143 с.

# РАСТИТЕЛЬНОСТЬ, КАК ИНДИКАТОР ГЛОБАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

В.С. Волкова
Институт геологии нефти и газа СО РАН

Глобальные изменения климата обуславливают развитие различных компонентов природной среды и в первую очередь почв, растительности и животного мира. В связи с этим чрезвычайно важна реконструкция растительности прошлых геологических эпох. Она позволяет восстановить все особенности климата. Для восстановления растительности кайнозоя большое значение имеют палинологические данные. В лаборатории палинологии ИГНиГ СОРАН накоплен большой палинологический материал, который является научной базой для реконструкции природной среды и особенно для восстановления климата, начиная с палеоцена и кончая голоценом. В последние годы лаборатория палинологии проводила исследования по разработке палеоклиматических сценариев для плейстоцена и голоцена в связи с прогнозом климатических изменений на 2000 год и середину XXI века. Результаты исследований нашли отражение в ряде публикаций в журнале «Геология и геофизика» [1,2,3,7].

В последние годы лаборатория палинологии приступила к созданию палинологической базы для Западной Сибири. Западная Сибирь представляет собой огромный регион с равнинной территорией и с абсолютными отметками 20-60 м на севере, до 80-100 и 250 м на юге. Уникальность этого региона заключается в том, что простираясь с севера на юг, более чем на 2500 км, он представляет собой редкий пример сравнительно правильного широтного чередования природных зон (арктической пустыни, тундры, лесотундры, тайги, лесостепи, степи и полупустыни), что позволяет использовать современные климатические показатели в качестве близких аналогий для оценки природных обстановок прошлых геологических эпох, особенно плейстоцена и голоцена.

Кроме того, в пределах Западной Сибири развиты различные генетические типы четвертичных отложений (морские, ледниковые, озерные, речные и субаэральные) мощностью до 400 м. Разнообразие отложений позволяет выявить все особенности спорово-пыльцевых спектров (СПС) и использовать их для реконструкции природы ландшафтных зон в исторической последовательности. Детально разработанная климатостратиграфия с широким использованием палеомагнитных данных и физических методов датирования (радиоуглеродного, термолюминесцентного, а так же метода ЭПР), выдвигает Западную Сибирь в качестве опорного региона для всей Северной Азии.

При использовании растительности в целях восстановления глобальных изменений климата проводится целый ряд различных исследований. При климатических реконструкциях большое внимание уделяется изучению субрецентных спектров. Для Западной Сибири в настоящее время имеется большой банк пыльцевых данных с поверхности различных генетических типов осадков из всех современных ландшафтных зон [4,5,6,20]. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры (СПС) служат методической основой для реконструкции растительности и климата всего позднего кайнозоя. Путем сравнения СПС поверхностных проб и фоссильных устанавливается их адекватность и делается вывод о характере растительности. Изучение рецентных СПС по меридиональному профилю вдоль Оби от 54 до 70 градуса с.ш. из разных ландшафтных зон и генетических типов отложений позволило отработать их особенности, установить общность компонентов с современными растительными зонами и использовать их при восстановлении растительности прошлых геологических эпох. Связь компонентов СПС и их климатической характеристики используется математиками при расчетах количественных показателей климата.[4]. Для определения количественных показателей климата большая роль отводится также изучению СПС и климатической характеристики лесообразующих пород, которые ис-

пользуются нами в качестве индикаторов природной среды. Западная Сибирь входит в состав западно-сибирской флористической провинции, для которой характерен слабый видовой эндемизм, а родовой полностью отсутствует [21]. Анализ флоры показал, что в современной флоре Западной Сибири отсутствуют рода Quercus, Fraxinus, Acer, Corylus и многие другие широколиственные. Они выпали из состава растительности под влиянием похолодания климата уже в начале плиоцена. Из широколиственных только Tilia cordata Mill произрастает скйчас на территории Западной Сибири на широте г. Тобольска (58 с.ш.). Основу современных лесов, пыльца деревьев которых встречается в СПС, составляют Picea obovata Ldb., Larix sibirica Ldb., Abies sibirica Ldb., Pinus sibirica {Ruper.}, Pinus silvestris L., Betula pubescens Shrh., B. verrucosa Ehrh., B. nana, Salix древовидная,и кустарничковая ольха. Из травянисто-кустарничковой растительности в СПС наиболее широко представлены компоненты семейств Asteraceae, Chichoriaceae, Poaceae, Fabaceae, Cyperaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Laminaceae, Scriphulariaceae.

В лаборатории палинологии сейчас отработаны климатические показатели всех лесообразующих пород, а именно температуры воздуха и почв, необходимые для жизнеобеспечения растений, количество осадков, влажность воздуха, величина снежного покрова, зональность распространения видов и их доля участия в лесах разных географических зон и степень адекватности ископаемого СПС того или другого вида и его отражение в современном покрове. Климатические характеристики лесообразующих пород использованы для количественных оценок климата. Кроме того многолетние изучение СПС из четвертичных отложений позволило установить три типа флор, образующих растительные формации, отражающие определенные типы климата с определенными климатическими показателями.

Под влиянием глобального похолодания климата на рубеже 1,6 млн. лет возник новый тип флоры, в состав которого вошли арктические и субарктические виды растений-Betula nana, B. humilis,Salix polaris, S. herbaceae, Dryas octopetola, камнеломки (Saxifraga caespitosa, S. opposifolia), арктические плауны - Lycopodium alpinum, L.pungens и ксерофиты из семейств Asteraceae и Chenopodiaceae. Этот тип растительности соответствует арктическому климату [3].

Для второго типа флоры характерно участие бореально-таежных видов, входящих в состав лесных формаций. В оптимальные фазы климата в составе флоры принимали участие Tilia cordata, Ulmus, Quercus [7]. Набор таксонов в составе этой флоры отражает климат от тепло-умеренного до умеренно-бореально холодного.

Третий тип флоры характеризуется большой долей участия травянисто-кустарничковой растительности из семейств Poaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae, Fabaceae, Rosaceae, Bracsicaceae и др. Такой тип флоры встречается в субаэральных отложениях внеледниковых областей.

Анализ типов флор, климатических характеристик лесообразующих пород с учетом географической зональности позволил В.С. Волковой разработать типизацию климатов в пределах Западной Сибири и создать климатическую кривую, на которой отражены все флуктуации климата на протяжении позднего кайнозоя и показать в четвертичном периоде изменение температур января, июля и количество осадков.

При создании климатической кривой большое значение придавалось также анализу границ миграции ареалов, как отдельных видов растений, так и границ растительных зон прошлого, относительно современного положения. Для самаровской ледниковой эпохи растительные формации типа тундры и лесотундры от границ своих ареалов мигрировали к югу (до 58 с.ш.), заняв территорию современной южной тайги. Зона лесов отступила в Тургай и Приаралье. Центр концентрации совместного произрастания арктических видов растений (к югу от 60 с.ш.) показывает, что температура января в самаровскую эпоху достигала - 34-40, а июля +14-16. Среднегодовые температуры были ниже современных на 9-10 градусов.

Для эпох потеплений климата установлена миграция растительных зон к северу. Так в оптимум казанцевского межледниковья южно-таёжная растительность мигрировала к северу и заняла современную тундровую зону. Анализ состава флоры и границ ареалов растений позволил заключить, что температура июля в оптимум на севере Западной Сибири была выше на 5-7 градусов, а января на 7.

В настоящее время существуют различные математические методы определения палеоклимата по СПС. Они изложены в ряде работ [4,15,16]. В палинологической лаборатории Института нефти и газа используется метод В.П. Гричук [13,14]. Этот метод заключается в анализе климатических полей и ареалов растений, наложенных на климатограммы. Путём совмещения ареалов различных видов растений, обнаруженных в СПС, и климатических параметров, определяется центр концентрации максимального произрастания видов, требующих одинакового количества тепла и осадков. Центр максимальной концентрации видов, как и все природные процессы, подчиняются гидро термическому балансу [10,11]. Температуры июля и января на климатической кривой контролируются границами ареалов. По методу построения ареалограмм и климатограмм рассчитаны температуры оптимума казанцевского (эмского межледниковья) по меридиональному профилю и показаны их отклонения от современных значений [7].

Анализ изотерм показал, что наиболее стабильными, близкими к современным, были температуры июля для территории лесной зоны на широте 60-65 градуса .с.ш. В степной и лесостепной областях они были выше современных на 1-2 градуса. Наибольшие отклонения температур установлены к северу от 65 гр. с.ш. Для субарктической зоны они равны +4, а для арктической, к северу от 70 градуса с.ш. до +8 градусов.

Сходная направленность в распределении температур отмечается и для января. Выделяются два района,в которых отклонения от современных были значительны. Первый район охватывает территорию от 58 до 65 градуса с.ш. Зима была теплее на 5 градусов. Второй район занимает всю субарктическую и арктическую области (к северу от 65 гр. с.ш.). Здесь январь был теплее на 6-7 градусов.

Среднегодовые температуры к югу от широты Омска были близки к современным. В центральной части Западной Сибири они были положительными и даже теплее на 1-2 градуса. Более высокие среднегодовые температуры имели субарктические и арктические районы. Среднегодовые температуры были минус, 5-6 градусов. Отклонения от современных значений составляли плюс 4-6.

Количественные оценки климата голоцена получены В.А. Климановым. Создана модель температур июля, января, а также рассчитаны осадки для трёх оптимумов голоцена [8]. На основе изучения СПС из 37 опорных разрезов центральной части Западной Сибири построена общая климатическая кривая для всего голоцена. Она подкреплена радиоуглеродными датировками. Для каждой хронозоны и подзоны продолжительностью в тысячу лет показаны флуктуации климата. В пределах тысячных ритмов выделены особенности климата, отвечающие четырём фазам растительности, которые соответствуют двум похолоданиям (холодно-влажно и холодно-сухо) и двум потеплениям (тепло-влажно и тепло-сухо). Продолжительность фаз 200-300лет [17]. Тёплая и влажная фаза длилась около двухсот лет, а влажная и сухая - более длительная. В целом каждое потепление охватывало 500-600 лет. Эти данные хорошо согласуются с материалами, полученными для Шотландии и Финляндии, а также с данными Е.В. Максимова [18], установившего в каждом 1850-летнем ритме по четыре интервала (ХВ, ХС, ТС, ТВ), примерно такой же продолжительности, что и в Западной Сибири. Дальнейшая степень детальности климата по данным палинологического метода, вероятно, будет связана с более дробным изучением палинологических спектров из органогенных осадков (озёрные илы, гиттии, торфа). Следует изменить шаг отбора образцов. Вероятнее всего, из торфяников образцы нужно отбирать сплошь по разрезу или хотя бы через один сантиметр.

Литература.

1. Архипов С.А., Волкова В.С., Бахарева В.А. и др. Природноклиматические изменения к 2000 году//Геология и геофизика. – 1994. - Т.35. - N 1. - С.3-21.

2. Архипов С.А., Букреева Г.Ф., Волкова В.С. и др. Природноклиматические изменения в Западной Сибири в первой трети будущего столетия//Геология и геофизика. – 1995. - Т.36. - N 8. - С.49-69.
3. Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СОРАН, 1994. - 106 с.
4. Букреева Г.Ф., Вотах М.Р., Бишаев А.А. Определение алеоклиматов по палинологическим данным(методами целевой интерационной классификации и регрессионного анализа). Новосибирск: ОИГГиМ СОРАН, 1986. - 189 с.
5. Волкова В.С. Четвертичные отложения Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. - 173 с.
6. Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: 1977. - 237 с.
7. Волкова В.С., Бахарева В.А. Климат оптимума позднечетвертичного (казанцевского) межледниковья в Западной Сибири и прогноз климата на ближайшее будущее. //Геология и геофизика. – 1995. - Т.36. - N11. – С.23-33.
8. Волкова В.С., Климанов В.А. Палинология и климат Западной Сибири в термические максимумы голоцена (8500, 5500, 3500 л.н.)//Микрофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. - С.91-99.
9. Григорьев А.А.О некоторых вопросах физической географии//Вопросы философии, 1951. - N 1.- С.192-209.
10. Григорьев А.А., Будыко М.Н. Классификация климатов СССР//Изв. АН СССР, сер. Географ., 1959. - N 3. - С.3-19.
11. Грирорьев А.А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности//Изв. АН СССР, сер. Географ., 1954. - N5. - С.17-19.
12. Гричук М.П. Закономерности формирования спорово-пыльцевых спектров, как основа для интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров. //История развития растительности внеледниковой зоны Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1987. - С.69-78.
13. Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена//Голоцен. М.: Наука, 1969. - С.41-57.
14. Гричук В.П., Заликсон Э.М. Борисова О.К. Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по флористическим данным. //Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. - С.69-78.
15. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого.//Вестник МГУ, сер. географ., 1976. - N2. - С.92-98.
16. Климанов В.А. Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями. Изв. АН СССР, сер. географ., 1981. - N5. - С.101-114.
17. Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири//Геология и геофизика, 1993. - N3. - С.36-55.
18. Максимов С.В. Голоцен - ритмический вариант Блитта-Сернандера//Изв. ВГО, 1987. - Т.118. - Вып. 1. - С.10-20.
19. Муратова М.В., Боярская Т.Д., Либерман А.А. Применение теории вероятностей для восстановления палеоклиматических условий по данным палинологического анализа//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, 1972. - С.239-246.
20. Пермяков А.Н Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров современных континентальных осадочных отложений (на примере бассейна р. Енисей)//Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1964. - С.82-91.
21. Тахтаджан А.Л. Флористические области Земли. Л.: Наука, 1978. - 246 с.

## КРУПНЫЙ ПРЕДСТАВИТЕЛЬ РОДА PSITTACOSAURUS ИЗ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ШЕСТАКОВО-3

А.В. Воронкевич
Томский госуниверситет, г. Томск

Летом 1995 года в окрестностях села Шестаково Кемеровской области были обнаружены два новых местонахождения раннемеловых позвоночных: Шестаково-2 и Шестаково-3 [3]. С 1996 года автор статьи принимает участие в проведении раскопочных работ на местонахождении Шестаково-3.

За это время на местонахождении Шестаково-3 были обнаружены фоссилизованные остатки различных животных, большая часть которых принадлежит пситтакозаврам [1]. Находки пситтакозавров (рис.1) известны, в основном, из нижнемеловых отложений Китая и Монголии [4,5,6]. На территории бывшего СССР единственные находки были сделаны в 1953 году у села Шестаково (Шестаково-1) [2].

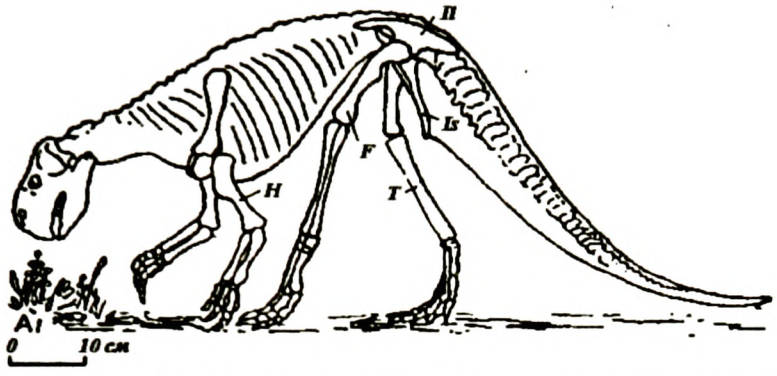



Рис. 1. Реконструкция скелета Psittacosaurus (реконструкция Gregory.[6]).
Il - ilium, Is - ischium,H - humerus, F - femur, T - tibia.

Описываемый ниже материал был собран в отложениях илекской свиты на местонахождении Шестаково-3 в 1995 году.

Семейство Psittacosauridea Osborn, 1923
Род Psittacosaurus Osborn, 1923
Psittacosaurus aff. mongoliensis Osborn, 1923

Материал. Фрагмент тазового пояса: правая ilium (ПМ ТГУ 16/0-3), левая ilium (ПМ ТГУ 16/0-2), левая ischium (ПМ ТГУ 16/0-1) и кости задней конечности femur (ПМ ТГУ 16/0-4) и tibia (ПМ ТГУ 16/0-5).

Местонахождение. Шестаково-3, Кемеровская область.

Описание. Все образцы сильно трещиноватые, некоторые фрагменты отсутствуют. Внешний вид костей тазового пояса представлен на рисунках 2-4. Были сделаны замеры длин костей, а для ilium - также и замеры высот костей через вертлужную впадину. У левой ilium отсутствуют краниальный и каудальный концы, а у правой - краниальный; поэтому длина костей дана приблизительно. Полученные данные по шестаковской особи и их сравнение с аналогичными замерами других видов рода Psittacosaurus приведены в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Замеры длин костей разных видов рода Psittacosaurus

| Название вида, местонахождение | Humerus, см | Femur, см | Tibia, см |
|---|---|---|---|
| Ps. mongoliensis, Оши-Нуру [2] | 11.9 | 16.2 | 17.9 |
| Ps. mongoliensis, Улан-Ош [2] | до 22.5 | 15.0 и более | 15.5 и более |
| Ps. sinensis, Лайян, Шаньдун [6] | ~8.2 | ~9.4 | ~9.8 |
| Ps. mongoliensis, Шестаково-3 | данных нет | ~21.0 | ~22.0 |

Таблица 2. Замеры тазовых костей некоторых видов рода Psittacosaurus

| Виды замеров, см | Ps. sinensis [6] | Ps. yongi [4] | Ps. meileyingesis [5] | Ps.mongoliensis (Шестаково-3) |
|---|---|---|---|---|
| Длина ilium | ~10.5 | ~12.0 | ~14.0 | ~25.0 |
| Высота ilium через вер-тлужную впадину | ~2.0 | ~2.1 | ~3.0 | 4.0-4.1 |
| Длина ischium | ~9.0 | ~8.5 | нет данных | ~24.0 |

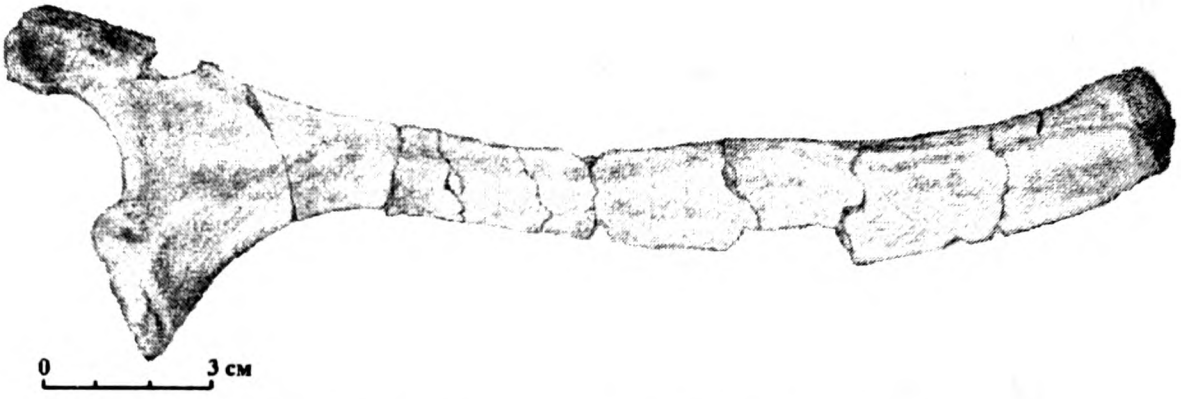



Рис. 2. Левая iscium (ПМ ТГУ 16/0-1). Вид с медиальной стороны.

Замечания и сравнение. Ориентируясь на приведенные в таблицах 1 и 2 размеры видно, что пситтакозавр из Шестаково-3 значительно превосходит в размерах других, приведенных в работе, представителей этого рода. Наиболее близкие размеры имеет Psittacosaurus mongoliensis из Улан-Ош. Но даже в этом случае длины femur и tibia у шестаковского экземпляра больше примерно на четверть. Исходя из приведенного выше, можно предположить, что шестаковский пситтакозавр либо принадлежал к популяции, находившейся в более благоприятных условиях обитания (по сравнению с пситтакозаврами других регионов), что привело к увеличению его размеров, либо он представляет собой другой вид рода Psittacosaurus

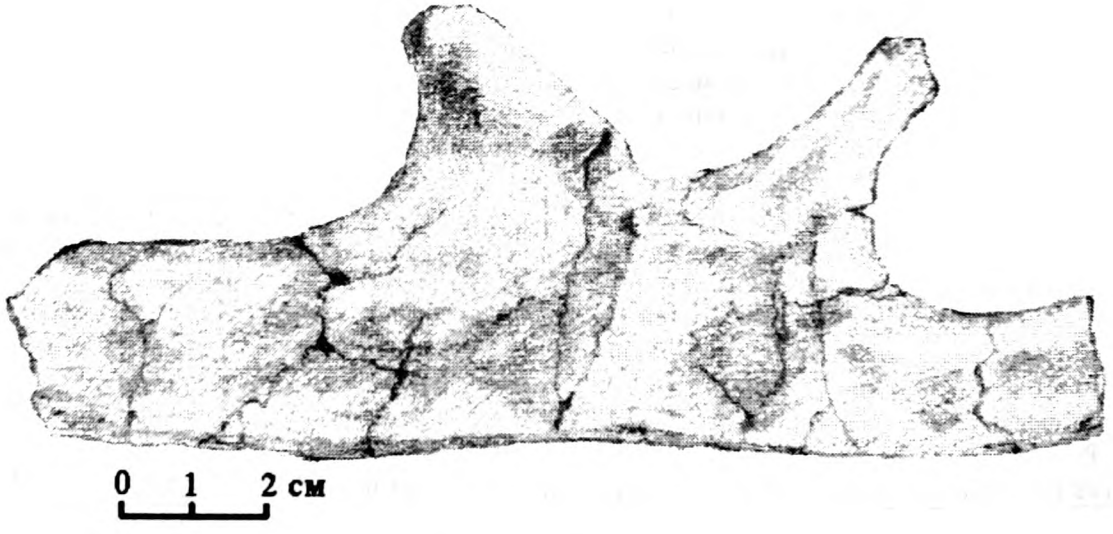



Рис.3. Фрагмент левой ilium (ПМ ТГУ 16/0-2). Вид с латеральной стороны.

Распространение. Нижний мел Китая, Монголии и Кузбасса.

Окончательное решение этого вопроса возможно только после более полного изучения имеющегося материала и литературы.

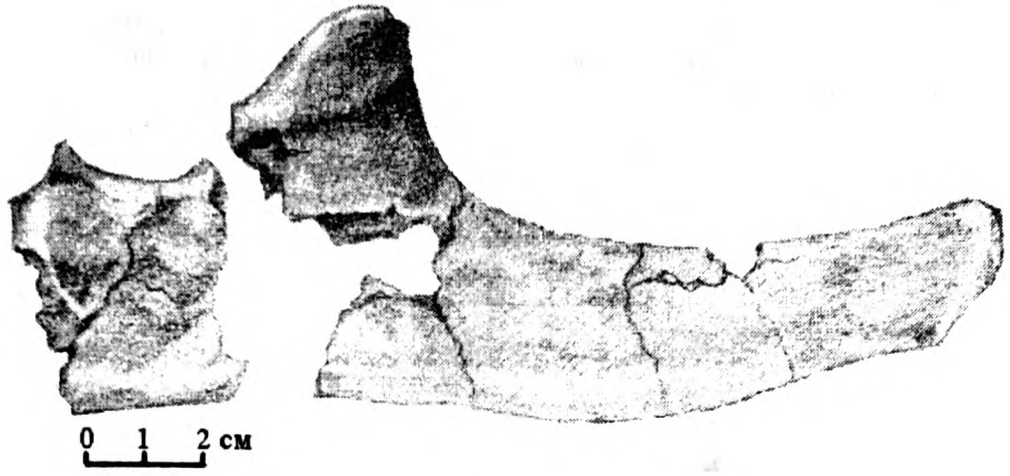



Рис. 4. Фрагмент правой ilium (ПМ ТГУ 16/0-3). Вид с латеральной стороны.

Литература

1. Лещинский С.В., Воронкевич А.В., Файнгерц А.В., Шиховцева Л.Г. Некоторые аспекты тафономии и стратиграфического положения местонахождений шестаковского комплекса раннемеловых позвоночных// Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. - Томск: Изд-во НТЛ, 1997.- С. 83-90.
2. Рождественский А.К. Новые данные о пситтакозаврах - меловых орнитоподах// Вопросы геологии Азии. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - С. 783-788.
3. Саев В.И., Лещинский С.В. Новые находки динозавров в Сибири // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии: Тр. XII Всерос. микропалеонт. совещ., посв. 100-летию со дня рожд. Д. М. Раузер-Черноусовой. - М.: ГЕОС,1997. - 268 с.
4. Chao S. New species of Psittacosaurus from Laiyang, Shantung // Vertebrata Palasiatica, 1962. – V. 6. – P. 349-360.
5. Paul C. Sereno, Chao Shichin, Cheng Zhenawu and Rao Chenggang. Psittacosaur meileyingensis (Ornithischia: Ceratopsia), a new Psittacosaur from the Lower Cretaceous of northeastern China// Journal of Vertebrate Paleontology - December, 1988. – V. 8(4). – P. 366-377.
6. Yong C. The dinosaurian remains of Laiyang, Shantung // Palaeontologia Sinica. New Series C.- 1958. – V. 16. – P. 1-138.

## К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО И ИГАРСКОГО РАЙОНОВ

С.Ю. Гарина
ВостСибНИИГГиМС, г. Иркутск

Верхнекембрийские отложения как Далдыно-Алакитского, так и Игарского районов относятся к фациям лагунно-морского типа. Однако Игарский район подвергался более значительному влиянию моря, и комплекс фауны здесь намного богаче. Корреляция этих двух районов имеет большое значение для сопоставления центральной части Сибирской платформы с районами развития фаций нормально-морского типа, в том числе с опорными разрезами Казахстана.

В верхнем кембрии Далдыно-Алакитского района выделяются (по данным бурения) местные биозоны по трилобитам (снизу): Kuraspoides, Brassicicephalus, PesaiellaParakoldinia, Amorphella. Зоны выделяются по массовому развитию родов-индексов (кроме зоны Amorphella) и по отдельным элементам сопоставимы с комплексами фауны по р. Кулюмбэ, выделенными А.В. Розовой [4] и Н.П. Лазаренко [3]. Две ниж-

ние зоны Kuraspoides и Brassicicephalus сопоставляются с зоной Pedinocephalina-Toxotis (по Лазаренко) = комплексом нганасанского и тавгийского горизонтов (по Розовой) опосредованно, через разрез по рКурейке по общим видам Brassicicephalus jakuticus Laz и Bolaspidina insigms Lerm. Наиболее хорошо сопоставляются зона Pesaiella-Parakoidinia и комплекс фауны мадуйского горизонта [4] = зона Maspakites-Idahoia-Raashellina [3]. Из одиннадцати родов этой зоны Далдыно-Алакитского района шесть присутствуют в Игарском районе. Общими видами являются Maduiya maduensis Ros., Pesaiella perfida (N.Tchern.), P.polyarica (Ros.), Parakoldinia kureiskaya Ros., Psatairica (Siv.), Raashellina Paula Ros., Kuraspis obscura N.Tchern, Plethopeltoides lepidos Laz. Виды Maduiya maduensis Ros., Pesaiella polyarica (Ros), Raashelhna paula Ros. и Parakoldinia kureiskaya Ros в данных районах встречаются только в описываемых зонах. Вид Pesaiella perfida в Игарском районе известен с низов верхнего кембрия и не поднимается выше середины мадуйского горизонта [3,4]. В Далдыно-Алакитском районе единичные P.perfida встречены в зоне Brassicicephalus, а в зоне Pesaiella-Parakoldinia данный вид имеет массовое развитие. В бассейне р.Курейки P.kureiskaya известны в нганасанском горизонте, а R.paula - в тавгийском горизонте [4]. Kuraspis obscura в Далдыно-Алакитском районе встречен по всему фаунистически охарактеризованному разрезу верхнего кембрия. В Игарском районе в нганасанском горизонте встречены K.antiqua Ros. [4], а в зоне Maspakites-Idahoia-Raashellina –K.acricula Ros [3]. K.antiqua и K.acrlcula являются синонимами K.obscura [1]. Виды Parakoldinia salairca [4] и Plethopeltoides lepidos [3] в Игарском районе встречаются с зоны Maspakites-Idahoia-Raashellina (уровень мадуйского горизонта) до зоны Faciura-Garbiella включительно (уровень энцийского горизонта). В пределах зоны Pesaiella-Parakoldima встречены единичные Bolaspidellus modesta Laz и Faciura infida Laz., которые в Игарском районе характеризуют зону Faciura-Garbiella [3]. Зона Pesaiella-Parakoldinia перекрывается зоной Amorphella. В сводном разрезе по скважинам р.Далдын (скв. 306, 308, 310, 86) интервал между ближайшими находками фауны данных зон составляет около 100 м., в Айхальском районе (скв. 21 и 25) ближайшие находки фауны отмечены примерно на одном уровне - в подошве моркокинской свиты. Зона Amorphella сопоставляется с зоной Amorphella-Jurakia (уровень юракийского горизонта по Розовой) по общим видам Amorphella modesta Ros. и Olentella shidertensis lvsh. Эта зона характеризуется резким уменьшением, по сравнению с нижележащими зонами, числа родов и видов трилобитов, а также количества особей, что характерно и для разреза по р.Кулюмбэ [4]. Таким образом, можно предположить, что зона Pesaiella-Parakoldinia Далдыно-Алакитского района либо должна коррелироваться с объединенными комплексами фауны мадуйского и энцийского горизонтов (зоны Maspakites-Idahoia-Raashellina - Faciura-Garbiella по Лазаренко), либо в Далдыно-Алакитском районе нет аналога энцийскому горизонту (= зоне Faciura-(Garbiella). В пользу первого положения может свидетельствовать наличие здесь Faciura infida, Bolaspidellus modesta, а также Parakoldinia salairica и Plethopeltoides lepidos.

Энцийский горизонт находится на одном уровне с межрегиональной зоной Irvingella, что следует из сопоставления разрезов по рр. Кулюмбэ и Чопко [4], и, следовательно, сопоставим с верхней частью куяндинского яруса Казахстана и верхней частью сакского яруса М.Каратау. Выше слоев с Irvingella, в низах аксайского яруса встречен вид Maduiya composita Ros., характерный для мадуйского горизонта. Это также говорит в пользу того, что в отдельных районах фауна энцийского и мадуйского горизонтов может находиться совместно. Кроме того, поскольку формы мадуйского горизонта встречены в низах аксайского яруса, комплекс фауны вышележащего юракийского горизонта не может относиться к нижележащему сакскому ярусу. Следовательно, зона Amorphella Далдыно-Алакитского района, сопоставляемая с фауной юракийского горизонта, не может соответствовать уровню сакского яруса, как это представляется некоторыми исследователями [2,6]. Предполагаемое соотношение верхнекембрийских отложений Далдыно-Алакитского и Игарского районов приводится ниже.

| М.Каратау, Решения... 1983 | р. Кулюмбэ, А.В. Розова, 1968 | р. Кулюмбэ, Н.П.Лазаренко, 1968 | Далдыно-Алакитский район |
|---|---|---|---|
| Аксайский ярус | Юракийский горизонт | Amorphella-Jurakia | ---------- Amorphella |
| Сакский ярус | Энцийский горизонт | Faciura-Garbiella | Pesaella-Parakoldinia |
| | Мадуйский горизонт | Maspakites-Idahoia-Raashellina | |
| Аюсокканский ярус | Тавгийский горизонт | Pedinocephalina-Toxotis (?) | Brassicicephalus |
| | Нганасанский горизонт | | Kuraspoides |
| $Є_2$ | $Є_2$ | $Є_2$ | $Є_2$ |

Литература

1. Гарина С.Ю., Огиенко Л.В. Изменчивость трилобитов на примере позднекембрийского рода Kuraspis// Отечественная геология. Тез. докл. МГК-XXX.: М, 1996. - № 5. – 40с.
2. Гогин И.Я., Попов Л.Е. Корреляция зональных подразделений майского, аюсокканского и сакского ярусов основных регионов развития кембрийских отложений России и сопредельных стран //Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 1. Палеозой С.-П.:Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. – С.29-56.
3. Лазаренко Н.П., Никифоров Н.И. Комплексы трилобитов из отложений верхнего кембрия р.Кулюмбэ (С-З Сибирской платформы) //Уч. Зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия. 1968. Вып.23. – С.20-80.
4. Розова А.В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика с-з Сибирской платформы. М: Наука, 1968. - 196 с.
5. Розова А В. Кембрий. Верхний отдел //Фанерозой Сибири. Венд, палеозой.-Новосибирск: Наука, 1984. Т. 1. - С. 46-49.
6. Шабанов Ю.Я., Асташкин ВА., Пегель Т.В.и др. Нижний палезой юго-западного склона Анабарской антеклизы – Новосибирск: Наука, 1987. - 207 с.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕООКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД (ПО ФОРАМИНИФЕРАМ)

С.А. Гуськов, Л.К. Левчук
ИГНиГ СО РАН, г. Новосибирск

Изучение последовательности комплексов фораминифер в четвертичных отложениях Арктики позволяет с одной стороны проследить смену палеоокеанографических обстановок в непрерывных разрезах из районов глубоководного осадконакопления (Центральная Арктика, Норвежское и Гренландское моря), с другой стороны - детализировать палеоокеанографические построения на конкретные временные срезы в районах с повышенной скоростью осадконакопления (Баффинова Земля, Гренландия, Шпицберген, Арктическое побережье Евразии).

Центральная Арктика. Центральная часть Арктического океана в интервале 3.0-0.7 была свободна от постоянного ледового покрова [1]. После рубежа 0.7 млн. л. наступил

период чередования эпох полного ледового покрова с эпохами его отсутствия в данной области. По температурным вариациям состава фауны и по соотношению фауна/минерал установлены климатические изменения. Слои с богатым содержанием раковинного материала (до 99%) образовывались в условиях близких к современным (наличие перманентного пакового льда) с почти полным отсутствием левозавернутой Globigerina pachyderma, по-видимому, формировались в ледниковые периоды. Довольно полные данные по изменению сообществ бентосных и планктонных фораминифер и условий их обитания получены для плейстоцена Северного Ледовитого океана отечественными исследователями [2]. Обращает на себя внимание изменение состав бентосных фораминифер на рубеже, соответствующем по палеомагнитным данным границе Брюнес-Матуяма. Ниже границы в комплексе доминирует вид Bulimina aculeata, характерный для относительно теплых водных масс, хорошо переносящий дефицит кислорода и карбоната кальция. Выше доминирующую роль в комплексах бентосных фораминифер приобретает вид Oridorsalis tenera - типичный вид глубинной водной массы. По изменению систематического состава комплексов фораминифер Н.В. Беляевой с соавторами установлено, что: 800-840 тыс.л.н. был теплый межледниковый период с высокой продуктивностью поверхностных вод; 700 тыс.л.н. - максимальное потепление и значительное опреснение; 127-115 тыс.л.н. - условия наиболее близки к современным; 13 тыс.л.н. - мощное поступление атлантических вод в Северный Ледовитый Океан; 10 тыс.л.н. сформировался современный гидрологический режим. Колебания температур поверхностных вод в данной области за последние 700-800 тыс.л.н. были от -2 С до +0.5 С, соленость поверхностных вод колебалась в пределах от 36% до 29% [3].

Норвежское и Гренландское моря. Температурный режим Норвежского и Гренландского морей зависит в основном от теплого Норвежского течения. Это течение контролирует распространение планктонных фораминифер и площадь ледового покрова в этих морях [4]. За последние 450 тыс.л. в Норвежско-Гренландском бассейне преобладали климатические условия, которые характеризовались постоянным ледовым покровом и отсутствием Норвежского течения. Эти экстремальные холодные условия прерывались периодичным проникновением теплых вод. При этом ледовый покров носил уже сезонный характер [5]. Зафиксированы две наиболее сильных пульсации относительно теплых субполярных вод в данный регион: 1) около 120 тыс.л.н. (последнее межледниковье) [4,5,6]; 2) около 13 тыс.л.н. [6]. Полное исчезновение Норвежского течения в Норвежско-Гренландском бассейне, как это наиболее достоверно установлено для рубежа 20 тыс.л. [5], дает два важных климатических эффекта. Исчезновение основного источника тепла для Скандинавии вызывает там резкое похолодание. Климат становится близким климату Шпицбергена. Исчезает источник соленых вод для формирования Атлантических глубоководных масс. В связи с этим в течение последних 450 тыс.л., исключая последнее межледниковье и голоцен, механизм формирования этих водных масс отличался от современного.

Исследования, проведенные Т. Келлогом [4] по распределению планктонных фораминифер, позволяют реконструировать модель циркуляции поверхностных вод в Норвежско-Гренландском бассейне для ледниковых и межледниковых периодов. Во время ледниковых периодов циркуляция поверхностных вод бассейна имела вид единичной слабой струи, закручивающейся против часовой стрелки. В межледниковые периоды циркуляционная модель была подобна современной: две закручивающиеся против часовой стрелки струи, но проникающие значительно дальше на восток, по крайней мере, в последнее межледниковье, чем в настоящее время. Это общая схема циркуляции поверхностных вод для рассматриваемого бассейна. Е. Янсен с соавторами [7] несколько детализирует по литологическим данным и комплексам бентосных фораминифер палеогеографическую обстановку в вислинское время для юго-западной части Норвежского моря. До 13 тыс.л.н. эта область характеризовалась круглогодичным ледовым покровом и низкой био-

продуктивностью гомогенных вод. Между 13-11 тыс.л.н. бассейн становится сезонно свободным от льда, повышается биопродуктивность вод, наблюдается их стратификация.

Гренландия, Шпицберген. Данные, полученные С. Фундером с соавторами [8] по последнему межледниковью и океанографическим событиям в северной части Баффинова залива, в районе северо-западной Гренландии, свидетельствуют, что за последние 150 тыс.л. относительно теплые субарктические воды трижды достигали этой области: в раннем и позднем сангамоне и в голоцене. Максимального развития ледовый покров в течение последнего межледниково-ледникового цикла достигал в среднесангамонское время. Следующее, но меньшее по размерам, распространение ледового покрова в этом районе имел место в позднем висконсине. Между двумя этими событиями ледовый покров был подобен современному или даже несколько меньше. Выводы подкреплены данными термолюминисцентного и радиоуглеродного анализов. Рассматривая историю развития ледников и изменения в условиях морского осадконакопления на западном побережье Шпицбергена Д. Миллер с соавторами [9] выделил в ледниковых и морских отложениях, образовавшихся за последние 150-200 тыс.л. четыре эпизода (эпизоды: D - от 150-200 тыс.л.н. до 125 тыс.л.н.; C - от 125 тыс.л.н. до 70 тыс.л.н.; B - от 70 тыс.л.н. до 13 тыс.л.н.; A - моложе 13 тыс.л.н.). В пределах эпизода С выделены отложения двух трансгрессий. Первая (межледниковье Ленстренд) по фаунистическим, седиментологическим и геохронологическим данным соответствует кислородно-изотопной стадии 5-е. Уровень моря был выше современного на 70-80 м, условия обитания микрофауны более благоприятные чем в голоцене. Следующая морская трансгрессия (эпизод В) характеризуется уровнем моря, превышающем современный на 50 м. Ассоциации фораминифер, моллюсков и позвоночных позволяют реконструировать условия сезонного льда подобные голоценовым. Нет доказательств широкой ледниковой активности в период средней вислы (изотопные стадии 4, 3). Становление современной гидрологической обстановки началось около 13 тыс.л.н. (эпизод А).

Арктическое побережье Евразии. Для плейстоцена Арктического побережья Евразии наиболее детально палеогеографические обстановки реконструированы на межледниковые срезы благодаря хорошей изученности фораминифер из отложений этих временных интервалов. Достаточно подробно эти вопросы освещены в работах В.И. Гудиной [10], Л.К. Левчук [11].

Наиболее древние - нижнеплейстоценовые морские отложения на данной территории встречаются крайне редко, поэтому оценить палеогеографическую обстановку в этом временном интервале не представляется возможным.

Для отложений среднеплейстоценового времени "Miliolinella pyriformis" характерны комплексы фораминифер, образовавшиеся за счет экспансии в шельфовые моря Евразийского сектора Арктики фораминифер Бореально-Атлантической области. Предпосылкой экспансии явилось проникновение в бассейны Европейского севера и, в меньшей мере, в моря Сибири сравнительно теплых океанических вод из северо-восточной Атлантики. Влияние тихоокеанских вод ни в Сибири, ни тем более на Европейском Севере не устанавливается. Граница между Бореально-Атлантической и Арктической областями проходила восточнее меридиана р. Енисей [10].

Время рисского интерстадиала (интеррисс) характеризуется выравниванием физико-географических обстановок на арктическом шельфе Евразии. Это обусловило чрезвычайно широкое расселение относительно холодноводных видов, некогда иммигрировавших в Арктику из северной Атлантики и приспособившихся к суровым условиям интерстадиальных бассейнов. Шельфовые моря Северного Ледовитого океана принадлежали в это время к Арктической области, населенной холодноводными бореально-арктическими и арктическими комплексами фораминифер. Западная граница Арктической области проходила вблизи 10 в.д. [10].

Для позднего плейстоцена реконструированы палеогеографические обстановки на два временных среза: казанцевский (рисс-вюрм) и каргинский (средний вюрм) [11, 12, 13]. Комплексы фораминифер из отложений этих интервалов относятся к межледниковому типу. В каждом из них по систематическому составу и структуре удалось выделить ассоциации фораминифер, соответствующие этапам развития одноименных трансгрессий от начала до максимума и регрессии. Кроме того, на время максимального этапа развития трансгрессий построены палеоокеанические карты для районов севера Западной Сибири и п-ова Таймыр [12].

Проведенный обзор данных показывает, что развитие северных четвертичных трансгрессий определяется, в основном, характером водообмена между Атлантическим и Северным Ледовитым океанами. Модель такого водообмена, наиболее полно разработанная Т. Келлогом [4,5], подтверждается более поздними исследованиями по северной Атлантике [14,15]. В данных работах рассматриваются две принципиально различных циркуляционных модели: Циркуляционная модель для межледниковий и циркуляционная модель для периодов оледенений. Суть различия между данными моделями заключается в изменении механизма образования арктической глубинной водной массы - основного компонента североатлантических придонных вод.

В межледниковые периоды в Норвежско-Гренландский бассейн проникала теплая ветвь Гольфстрима (Норвежское течение). При охлаждении атлантическая вода погружается, образуя при этом обогащенную кислородом арктическую глубинную массу, которая в свою очередь частично возвращалась в северную Атлантику. Циркуляционная модель межледникового типа практически полностью соответствует современному механизму водообмена между Атлантикой и Арктикой.

Во времена оледенений придонные арктические воды и, соответственно, придонные воды северной Атлантики формировались не за счет опускания богатых кислородом поверхностных вод, а за счет прихода слабонасыщенных кислородом придонных вод северной Атлантики в Норвежско-Гренландский бассейн [15]. Следовательно, схема водообмена между Атлантическим и Арктическим океанами была противоположной межледниковой: поверхностные воды направлялись из Норвежско-Гренландского бассейна в северную Атлантику, а придонные воды - в обратном направлении.

Существование таких различных механизмов водообмена между Атлантическим и Арктическим океанами обуславливает не только формирование существенно различных по своим свойствам (температура, соленость, насыщенность кислородом и т.д.) глубинных водных масс, но и определяет степень проникновения атлантических водных масс в арктический регион. Поверхностные атлантические воды проникали в Северный Ледовитый океан, в том числе и в его шельфовые моря, значительно дальше в межледниковья чем в другие периоды [4,5]. Эти два фактора (тип глубинной водной массы и степень проникновения атлантических водных масс в Арктику) являются определяющими для миграции атлантической фауны [10,11]. Особенно отчетливо это проявляется при анализе зоогеографического распределения фораминифер в плейстоцене Евразийского сектора Арктики. С запада на восток уменьшается общее число таксонов и систематическое разнообразие одновозрастных комплексов, кроме этого уменьшается численность экземпляров большинства видов. В том же направлении убывает и количество тепловодных форм. В стратиграфической последовательности новые таксоны (виды, рода) появляются раньше на западе, затем на востоке. Монотипические и политипические рода фораминифер присутствуют повсеместно, но в западных районах общее число тех и других больше, причем политипические рода там представлены существенно большим количеством видов. Учитывая, что в четвертичный период североатлантическая фауна оказывает наибольшее влияние на арктические морские комплексы, так как тихоокеанские мигранты не проходят дальше Чукотского моря [16], можно предположить, что упомянутые выше факторы не

только способствуют миграции атлантической фауны, но и контролируют формирование собственно арктических комплексов фауны.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант N 97-05-65207.

Литература

1. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. - М. Наука, 1988. - 278 с.
2. Беляева Н.В., Хусид Т.А., Чеховская Н.П. Эволюция сообществ бентосных и планктонных фораминифер в позднем плейстоцене в Северном Ледовитом океане // Основы современной микропалеонтологии. Систематический, биоценологический и эволюционный аспекты. - М., 1990. - С. 23-24.Herman Y. Arctic paleo-oceanography in late Cenozoic time // Science. – 1970. - Vol.169. - P.474-477.
3. Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов - М.: Наука, 1978. - 194 с.
4. Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. – Новосибирск: Наука, 1976. - 126 с.
5. Гуськов С.А. Опыт построения палеоокеанических карт для позднего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам//Биостратиграфия и климаты плейстоцена Сибири. - Новосибирск: Наука, 1986. - С.111-116.
6. Гуськов С.А., Левчук Л.К. Казанцевский палеобассейн на севере Сибири: экологические ассоциации фораминифер и палеообстановки // Геология и геофизика, 1995. - N3 - С. 25-30.
7. Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. – Новосибирск: Наука, 1984. - 128 с.
8. Duplessy J.C., Shackleton N.J. Response of global deep-water circulation to Earth's climatic change 135000-107000 years ago // Ibid, 1985. - Vol.316. - N 6028. - P.500-507.
9. Funder S., Feyling-Hanssen R.W., Houmark-Nielsen M., Kelly M., Kronborg C., Landvik J. et al. The Baffin bay region during the last interglaciation: evidence from northwest Greenland // Geographie physique et Quaternarie, 1989. - Vol.43. - №3. - P.255-262.
10. Herman Y. Arctic paleo-oceanography in late Cenozoic time // Science, 1970. – Vol.169. – P.474-477.
11. Herman Y., Grazzini C.V., Hooper C. Arctic palaeotemperatures in Late Caenozoic Time // Nature, 1971. - Vol.232. - №5311. - P.466- 262.
12. Jansen E., Sejrup H.P., Fjaran T., Hald M., Holtedahl H. and Skarbo O. Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea // Norks Geologisk Tidsskrift, Oslo, 1983. - Vol.63. - P.117-146.
13. Kellog T. Paleoclimatology and Paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: the last 450000 years // Marine Micropaleontology, 1977. - №2. - P.235-249.
14. Kellog T. Paleoclimatology and Paleooceanography of Norwegian and Greenland seas: glacial - interglacial contrast // Boreasю, 1980. - Vol.9. - P.115-137.
15. Kellog T.B., Duplessy J.C., Shackleton N.J. Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian deep-sea cores // Boreas, 1978. - Vol.7. - P.61-73.
16. Miller G.H., Sejrup H.B., Lehman S.J., Forman S.L. Glacial history and marine enviromental change during the last interglacial - glacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard // Boreas, 1989. - Vol.18. - P.273-296.

## ЧЕБУЛИНСКАЯ СВИТА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ, ЕЕ ВОЗРАСТ И ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Я.М. Гутак[1], А.Ф. Абушик[1], Н.И. Савина[2], В.Н. Токарев[3]
[1]Западно-Сибирский испытательный центр, ВСЕГЕИ, г. Новокузнецк
[2]Томский госуниверситет, г Томск
[3]ГП "Запсибгеолсъемка", г. Новокузнецк

Чебулинская свита [1] слагает значительное поле в северной части Кузнецкого Алатау (басс. одноименной реки). Ее разрез сложен преимущественно красноцветными терригенными отложениями (среднезернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты) с редкими прослоями зеленоцветных пород (мергели и аргиллиты). Осадочные породы чебулинской свиты имеют характерную красную, красно-бурую и бордово-бурую окраску. Зеленоцветные породы встречаются спорадически в виде маломощных (0,2-1м.) слоев. Все породы свиты обладают повышенной карбонатностью, в них наблюдаются знаки ряби, трещины усыхания, свидетельствующие о крайней мелководности бассейна седимента-

ции. В районе стратотипа отложения прорваны многочисленными силлами и дайками риолитовых порфиров, кварцевых порфиров и фельзитов. Вблизи от стратотипического разреза свита прорывается Чебулинским гранитоидным массивом. Естественно, что временной интервал формирования чебулинской свиты определяет и нижнюю возрастную границу образования интрузива, равно как и прорывающих ее вулканитов.

До последнего времени возраст рассматриваемых отложений принимается живетским (средний девон), а прорывающие их гранитоиды помещаются в верхний девон с выделением самостоятельного комплекса.

Основанием для таких корреляций послужили находки в разрезах чебулинской свиты беззамковых брахиопод, двустворок и спор [2]. Несмотря на многочисленность латинских названий уверенно говорить о среднедевонском, а тем более живетском возрасте осадков не приходится по следующим причинам:

а) беззамковые брахиоподы и в частности лингулиды, не являются руководящими для девона;

б) определение двустворок выполнено не специалистом по этой группе окаменелостей и в лучшем случае может считаться приблизительным;

в) комплекс спор не характеризуется значительным разнообразием видом и в целом может датировать осадки только девоном уровня ранний-средний девон.

Для детализации возраста чебулинской свиты в 1995 г. Я.М. Гутаком и В.Н. Токаревым были проведены поиски и сборы остракод в стратотипическом районе. Ранее последние упоминались Ю.С. Надлером [2], но по разным причинам не были определены. В ходе полевых исследований остракоды были обнаружены в нескольких точках в пачке красноцветных алевролитов по правобережью р. Чебула (рис.). В ходе обработки собранных коллекций определимые остракоды были извлечены из местонахождения Г-95-13 (10 км северо-западнее с. Казанка в правом борту р. Чебула). Они представлены многочисленными несколько деформированными крупными раковинами принадлежащими роду Leperditia, которые по мнению А.Ф. Абушик и Н.И. Савиной можно отнести к виду Leperditia cf. elongata Peetz, который широко распространен в отложениях нижнего девона различных регионов России (Салаир, Горный Алтай, Приполярный Урал, Северо-Восток, полуостров Долгий в Баренцовом море) [3]. Полученные данные исключают возможность живетского возраста осадков и позволяют отождествить эти отложения с раннедевонской красногорской свитой, распространенной в непосредственной близости от чебулинского поля.

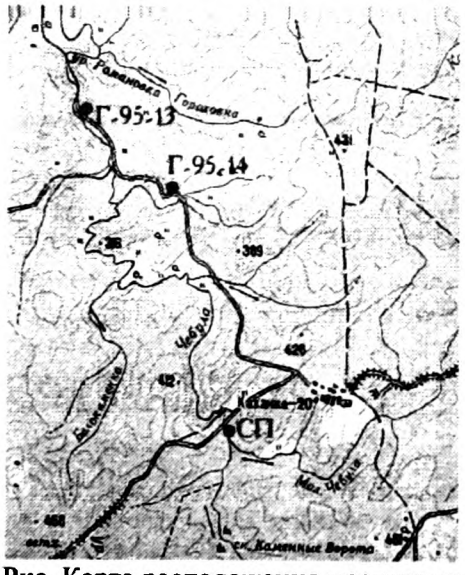



Рис. Карта расположения местонахождений окаменелостей в басс. р. Чебула.
Г-95-13 - остракод, СП - спор.

Литологическая близость разрезов поименованных свит бросается в глаза даже при беглом знакомстве с их разрезами. Некоторые сомнения вызывал только морской эпизод, обнаруженный в чебулинском разрезе и неизвестный в разрезах красногорской свиты. В связи с этим нами было проведено детальное изучение разреза красногорской свиты по р. Кундустуюл, где возраст осадков надежно датирован находками псилофитовой флоры. В ходе работ было обнаружено местонахождение морской фауны в обнажении расположенном в левом борту р. Кундустуюл в 1500 м. от его устья. Здесь в прослое зелено-серых слегка известковистых алевролитов, расположенном среди пачки красноцветных пород

установлены многочисленные крупные наутилоидеи (ортоцератиды), двустворки, беззамковые брахиоподы, гастроподы, безусловно фиксирующие морской эпизод.

В результате проведенных работ значительно упрощена стратиграфическая схема района, из которой упразднена чебулинская свита. Соответствующие изменения внесены и в региональную схему магматизма, за счет пересмотра возраста Чебулинского интрузивного массива и прорывающих чебулинскую свиту вулканитов.

Последние включены в дайковую фацию среднедевонского вулканического комплекса, широко распространенного в Кузнецком Алатау.

Исходя из полученных фактов следует внести необходимые изменения и в геодинамическую модель развития территории в девонское время.

Литература

1. Алабин Л.В., Пантюхина М.А. Геологическая карта СССР, м-б 1:200 000. Серия Кузбасская, лист № 45-IV. Объяснительная записка. Гос. науч.-технич. изд-во литер. по геол. и охр. Недр. - М.: 1962.

2. Надлер Ю.С. О возрасте чебулинской свиты и ее стратиграфических аналогов//Вопросы географии Кузбасса и Горного Алтая. - Кемерово, 1968. - Вып. 2. - С. 95-104.

3. Поленова Е.Н. Остракоды позднего силура и раннего девона Алтае-Саянской области//Тр. ИГиГ СОАН СССР, 1970. - Вып. 127. - 140 с.

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТРИЛОБИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АМГИНСКОГО ЯРУСА БУРЯТИИ, ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ ПОЛНОТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

Б.А. Далматов, Л.И. Ветлужских
Государственное Федеральное унитарное предприятие
«Бурятский центр региональных геологических работ», г. Улан-Удэ

Геологическое распространение и этапность развития сообществ трилобитов амгинского века были детально изучены в основном по материалам разрезов северной части Бурятии.

В целом по региону наибольший интерес представляет стратотип кумакской свиты (амгинский ярус, средний кембрий), расположенный на водоразделе Левой и Правой Кооkты в пределах Верхне-Ангарского хребта Северного Прибайкалья [4,6].

В этом разрезе детально изучены переходные слои от нижнего отдела кембрия к среднему и амгинский ярус последнего.

Отложения кумакской свиты [3] слагают пологую синклинальную складку с северо-восточным простиранием оси и падением слоев 20-35 градусов. В фациальном отношении переходные слои представлены массивными и плитчатыми серыми и темно-серыми известняками с остатками трилобитов, брахиопод, археоциат, водорослей, а отложения амгинского яруа - фациями доманикого типа, охарактеризованными трилобитами.

Биофациальная обстановка, существовавшая в морских бассейнах на территории Бурятии в амгинском веке, оказалась благоприятной для оптимального бурного развития трилобитов семейства Oryctocephalidae, которые явились фундаментальной частью для характеристики эволюционных (поэтапных) комплексов.

Изучение трилобитовых сообществ в переходных слоях от нижнего к среднему отделу кембрия и в амгинском ярусе позволило вычленить пять комплексов и пять временных этапов их развития, представленных следующими региональными подразделениями (снизу-вверх): а) качинский горизонт (верхи аиктинской надсвиты, тойонский ярус, зона Kooteniella-Namanoia-Edelsteinaspis) [7]; б) средний кембрий, амгинский ярус; кумакская свита в составе: 1) иномакитканский горизонт (зона Cheiruroides arcticus); 2) левокооктин-

ский горизонт (зона Oryctocara-Oryctocephalus); 3) правокооктинский горизонт (зона Tonkinella gavrilovae); 4) кумакинский горизонт (зона Pseudanomocarina-Olenoides).

Качинский горизонт представлен соответственно первым трилобитовым сообществом зоны Kooteniella-Namanoia-Edelsteinaspis: Jakutidae, Edelstqinaspis ornata, E.biramjensis, Bonnia globosa, Kootenia kooktensis, Kooneniella slatkowskii, K.cf.sima, K.aff.turgida, Namanoia incerta, N. (?) kooktensis, Binodaspis cf.spinosa, Chondragraulos sp., Erbia granulosa, Ogygopsis sp., Syspacephalus sp. Комплекс трилобитов сопоставляется с еланским комплексом СП и обручевским АСО. Мощность зоны 324 м.

Смена биофациальной обстановки на границе ранней и средней эпох в кембрийских морях Бурятии способствовала бурному развитию трилобитов семейства Oryctocephalidae. Вид Cheiruroides arcticus явился фундаментальной частью второго комплекса одноименной зоны. Совместно с зональным видом в его составе встречаются в небольшом количестве Cheiruroides fortis, Ch.maslovi, единично Kootenia и Prohedinella sp., Proerbia angarensis, Eospencia jazmiri, Ptychoparia sp., Corynexochus sp., Gaphuraspis sp. В верхах зоны количество представителей зонального вида резко сокращается и появляются трилобиты родов Oryctocara и Oryctocephalus. Мощность зоны 220 м.

Граница зоны Oryctocara-Oryctocephalus проводится по массовому появлению видов рода Oryctocara. Третий комплекс представлен Oryctocara lata, O.granulata, O.(Ov.) ovata, Oryctocephalites aff. Incertus. В низах зоны встречаются редкие Chondragraulos minussensis, Proasaphiscus aff. Speciosus, Eospensia sp., Prohedinella bateniensis, Solenopleura urjakensis, Oryctocephalops frischenfeldi, Amgaspis aff. Tumida, Oryctocephalus reynoldsiformis, Kooteniella edelsteini и единично Tonkinella gavrilovae. Мощность зоны 135 м.

Четвертый комплекс явился основой для выделения зоны Tonkinella gavrilovae. В низах зоны встречаются Kootenia sp., Kooteniella sp., Chondragraulos sp., Prohedinella sp., Eospencia jazmiri, Corynexochus sp. Проходящими формами являются единичные формы Oryctocara lata, Oryctocephalus sp., Amgaspis sp., Olenoides optimus, Kootenia amgensis, Tonkinella sibirica, Proasaphiscus aff. Sibiricus, Reedus lermontovae, R.bajkalicus, Pagetides sp. В верхней части зоны присутствуют Erbia sp., Ogygopsis sp., Proerbia angarensis и единичные Oryctocara sp., Edelsteinaspis plana, Proasapiscus sibiricus, Tankhella sp., Kootenia ontoensis, Amgaspidella (?) sp. Мощность зоны 153 м.

В верхней части разреза кумакской свиты выделена зона Pseudanomocarina-Olenoides. Кроме видов зональных родов (Pseudanomocarina aojioformis, P.horrida, P.plana, Olenoides optimus, O.cf.levigatus) в нижней половине зоны встречаются редкие Kootenia sp., Kooteniella slatkowskii, Ogygopsois sp., Chondragraulos minussensis, Proasaphiscus sp., Chondranomocare sp. В массовом количестве встречаются Olenoides optimus, часто - Kootenia amgensis, редко - Tonkinella gavrilovae, Kootenia resilis, Erbia granulosa, Oryctocara cf. Snegirevae, Prohodinella grata, Solenopleura sp., Chondranomocare aff. Eminensis, Amgaspis rudis. В верхах зоны появляются единичные Syspacephalus sp., Reedus bajkalicus, Kootenia aff.ontoensis, Oryctocara cf. Granulata многочисленные Olenoides levigatus. Мощность зоны 169 м.

Материалы разреза кембрия, расположенного в бассейне р. Коокты показывают, что комплексы трилобитов прошли в своем развитии пять этапов: первый - соответствует времени формирования биофации с Namanoia-Kooteniella-Edelsteinaspis в конце тойонского века; второй - биофации с Cheiruroides arcticus в начале амгинского века; третий и четвертый - биофациям с Oryctocara-Oryctocephalus и Tonkinella gavrilovae в середине амгинского века и, наконец, пятый - биофации с Pseudanomocarina-Olenoides в его конце. Выделенные биофации сопоставляются соответственно с биофациями, выделяемыми в Анабаро-Синском и Юдомо-Оленекском фациальных регионах СП и в АСО.

Элементы выделенных биофаций установлены в разрезах тойонского и амгинского ярусов не только на север Бурятии, а также на Витимском плоскогорье и в Окинском районе Восточного Саяна [1,2,5].

Таким образом, представленные материалы доказывают, что в северной части Бурятии отложения амгинского яруса охарактеризованы в полном объеме от зоны с Cheiruroides arcticus до зоны Pseudanomocarina-Olenoides и позволяют проводить корреляцию соответствующих разрезов среднего кембрия внутри региона и за его пределами.

Литература

1. Бутов Ю.П., Далматов Б.А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Вост.Саяна// Геология и геофизика, 1977. - № 10. - С.128-132.
2. Бутов Ю.П., Далматов Б.А., Воронцова Г.А. К стратиграфии верхнего докембрия-кембрия Вост. Саяна // Сов. Геология, 1979. - № 6. – С.44-56.
3. Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л., Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР м-ба 1:500000. – Улан-Удэ, 1981. – 148 с.
4. Далматов Б.А. О границе между нижним и средним отделами кембрия в Сев. Прибайкалье//Матер. По геологии и полезн. Ископаемым Бурятской АССР, Вып. XV. – Улан-Удэ, 1972. – С.29-33.
5. Далматов Б.А. О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна Турки//Проблемы возраста геологических образований юга Восточ. Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологич. Картам. – Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1980. – С.116-117.
6. Далматов Б.А. Разрез пограничных слоев нижнего и среднего кембрия в басс. р. Коота (Верхне-Ангарский хр.)// Биостратиграфия и фауна пограничных отложений нижнего и среднего кембрия Сибири. – Новосибирск, 1983. – С.60-71.
7. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. – М.: Недра, 1975. – 182 с.

## СТРАТИГРАФИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕЛЕНГИНСКОЙ СТРУКТУРНОЙ СЕДЛОВИНЫ

М.И. Дергаусова, В.П. Резанова
Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

В геоструктурном отношении район исследования находится в пределах межвпадинной перемычки, разъединяющей Селенгино-Итанцинскую мезозойскую и Усть-Селенгинскую кайнозойскую впадины, обрамленные с юга и северо-востока хребтами Хамар-Дабан и Морским.

Тектоническое строение района достаточно сложное. Четко выделяются три системы разрывных нарушений: северо-восточная, северо-западная и субмеридиональная. Разломы северо-восточного, характерного для Западного Забайкалья, направления относятся к структурам древнего заложения, по которым в мезозое формировались впадины, выполненные осадочными отложениями. Разломы северо-западного простирания относятся к типу трансформных, возникших в процессе формирования Байкальской рифтовой зоны [1]. Тектонические нарушения субмеридионального направления относятся к категориям локальных и дробят Селенгино-Итанцинскую впадину на более мелкие блоки.

На междуречье Поперечной и Вилюйки по ключевым участкам изучен разрез кайнозойских образований общей мощностью 250 м. вскрытый буровыми скважинами.

Неогеновая система. Нижнюю часть разреза слагает миоценовая танхойская свита мощностью 75 м. залегающая на юрских конгломератах байкальской серии. Выше по разрезу она с размывом сменяется верхнеплиоценовой аносовской свитой мощностью 45 м. представленной валунно-галечного-гравийной аллювиальной толщей. Полученный из этих отложений спорово-пыльцевой спектр (СПС) отражает смешанные березово-сосновые леса с участием широколиственных видов, ели и травянистого покрова. Доминирующее положение в комплексе занимает древесно-кустарниковая растительность (около 80%), среди которой преобладают хвойные - Pinus sibirica - 20%, Pinus silvestris - 19%, меньше Picea sp. - 1.5%. Мелколиственные породы представлены Betula sp. - 20%,

Alnus sp. - 3%, Salix sp. - 3%. В меньшем количестве присутствует пыльца широколиственных (1- 2%) - Quercus sp., Fagus sp., Carpinus sp., Ulmus sp., Tilia sp., Corylus sp. Травянистые составляют 13% - Artemisia sp., Cyperaceae, Gramineae, Rubiaceae и другое разнотравье. Спор - 9% (Bryales sp., Sphagnum sp., Lycopodium sp., Polypodiaceae). Такой спектр растительности отражает умеренно-теплый, влажный климат, что характерно для верхнего плиоцена.

Неоген-четвертичная система (нерасчлененная). Плиоцен - нижнечетвертичные отложения мощностью 40 м. с размывом залегают на аносовской свите, представлены аллювиальными галечно-гравийно-песчаными образованиями, во время формирования которых в составе растительности произошли существенные изменения. Сокращается количество пыльцы темнохвойных пород, исчезают теплолюбивые виды - Fagus sp., Carpinus sp., Tilia sp., уменьшается численность Juglans sp., Ulmus sp., Quercus sp., Corylus sp. Возрастает роль травянистых - 18% и споровых - 15%, появляется Larix sp. Такие изменения в составе растительности связаны с иссушением и похолоданием климата, начавшегося в конце плиоцена и продолжающегося в нижнечетвертичное время.

Четвертичная система. Нижнечетвертичные образования мощностью до 40 м. сложены песчано-гравийным материалом с галькой и тонкозернисто- алевритистым песком. При накоплении этих осадков СПС характеризуется скудностью как древесных - Pinus sp., Betula sp., Alnus sp., Salix sp., так и травянистых видов - Cyperaceae, Ranunculaceae. Растительный покров отражает умеренные климатические условия, прогрессирующие к похолоданию с начала нижнечетвертичного времени.

Среднечетвертичные отложения мощностью 15 м. имеют широкое площадное распространение и состоят преимущественно из гравийников и гравийных песков. Эта толща палинологически характеризуется возрастанием роли древесных и кустарниковых (70%) - Pinus sibirica (19%), Pinus silvestris (10%), Abies sp. (9%), Picea sp. (3%), Tsuga sp. (1%). Отмечены лиственные породы - Salix sp. (6%), Betula sp. (4%), Alnus sp. (3%) и единичные Ulmus sp., Quercus sp., Corylus sp. Пыльца травянисто-кустарниковых составляет 20% (Ericaceae, Cyperaceae, Ranunculaceae, Gramineae, Artemisia sp.). Среди спор (10%) преобладают Lycopodium sp. - 7%, менее численные - Polypodiaceae, Bryales sp. По данному СПС можно судить о незначительном потеплении климата во время мессовского межледниковья.

Верхнечетвертичные отложения представлены широким генетическим рядом песчано-гравийных и алевро-песчаных образований мощностью 10 м. В СПС преобладают травы и кустарники - 80%, где доминирует Artemisia sp. (36%), меньше Cyperaceae, Ranunculaceae, Gramineae, Rubiaceae, единичны - Compositae, Rosaceae, Primulaceae, Ericaceae, Ephedra sp. Древесные хвойные и мелколиственные породы составляет 20%: Pinus silvestris, Pinus sibirica, Betula sp., Alnus sp., Salix sp. Спор мало, они принадлежат Bryales sp., Sphagnum sp., Polypodiaceae. Данный спектр характеризует растительность степной равнины в холодных сухих условиях во время зырянского оледенения.

Выше по разрезу залегают разнозернистые и гравийные пески мощностью 10 м. В СПС преобладают хвойные (51%), среди которых встречены Pinus sibirica, Pinus silvestris, Abies sp., Picea sp. с подчиненной ролью мелколиственных пород Betula sp., Alnus sp., Salix sp. Травянистые составляют 26%, где господствуют Cyperaceae, Ranunculaceae, Gramineae, Artemisia sp. Среди споровых (4%) отмечены Polypodiaceae, Lycopodium sp., Sphagnum sp. Данная растительность могла произрастать в условиях умереннотеплого и умеренновлажного климата, что характерно для времени каргинского межледниковья верхнего плейстоцена.

Верхняя пачка верхнечетвертичных отложений мощностью 10 м. представлена слабо карбонатизированным песчанистым алевритом, в СПС которой доминируют травянисто-кустарниковые растения (77%). Наблюдается увеличение Gramineae, Rubiaceae, Artemisia sp., Compositae с участием влаголюбивых видов - Sparganiaceae и Typha sp. В

древесной части спектра (22%) встречены Pinus sp., Betula sp., Picea sp. Среди споровых единичны Polypodiaceae, Lycopodium sp., Sphagnum sp. Такая растительность указывает на деградацию лесов, расширение открытых ландшафтов, близких к тундрово-степным, характеризующих иссушение и похолодание климата сартанского оледенения.

Голоценовые аллювиальные галечно-гравийно-песчаные осадки и сопряженные с ними супесчано-суглинистые, илистые озерные, озерно-болотные генетические разности мощностью до 4 м. слагают высокую и низкую поймы рек Селенги и Вилюйки. СПС характеризуются следующим составом растительности: древесно-кустарниковые - 66% (Betula sp. - 39%, Pinus silvestris - 9%, Pinus sibirica - 7%, .Alnaster sp. - 4%, Salix sp. - 4%, Picea sp. - 2%, Larix sp. - 1%), травянистые - 32% (Cyperaceae, Artemisia sp., Ericaceae, Gramineae, меньше Rubiaceae, Ranunculaceae, Compositae, Rosaceae,) споры - 3% (Polypodiaceae, Sphagnum sp.). Такой видовой состав отражает условия умеренно-теплого, достаточно влажного климата голоценового времени.

Таким образом, для исследуемого района впервые получена детальная литолого-палинологическая характеристика позднекайнозойских образований, дополняющая региональные стратиграфические схемы.

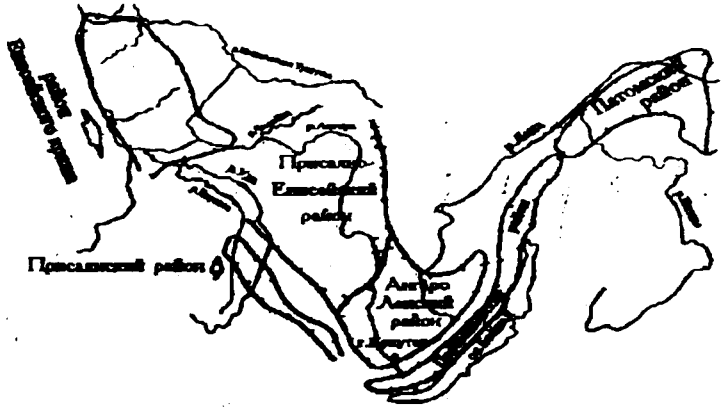
Литература

1. Резанов И.Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. - Новосибирск: Наука, 1988. - 128 с.

## К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО И ЗАПАДНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Т.А. Дольник
ВостСибНИИГГиМС, г. Иркутск

Вопрос о корреляции рифейских отложений Прибайкалья, Патомского нагорья, Присаянья и Енисейского кряжа тесно связан с проблемой выделения байкальского горизонта (байкалия) в качестве общесибирского межрегионального подразделения, а также подразделения общей шкалы позднего докембрия, поднятой рядом исследователей [3].




Стратотипический разрез байкальского горизонта находится в западном Прибайкалье (рис. 1). В составе горизонта выделяются три свиты (снизу): голоустенская карбонатно-терригенная, улунтуйская, преимущественно карбонатная и качергатская - терригенная.

Рис.1.Схема распространения рифейских отложений южного и западного обрамления Сибирской платформы.

При геологических съемках отложения байкальского горизонта были откартированы к северо-востоку от стратотипического разреза, на расстоянии около 800 км от южной

оконечности оз. Байкал до р. Чаи (правый приток р. Лены). Далее к северо-востоку по биостратиграфическим и историко-геологическим данным байкальский горизонт однозначно коррелируется с дальнетайгинским и жуинским горизонтами Патомского нагорья, разрезы которых для юга Восточной Сибири являются эталонными. В отложениях Прибайкалья и Патомского нагорья, в пределах рассматриваемых горизонтов, установлены два комплекса фитолитов. Нижний содержит строматолиты групп Baicalia, Anabaria, Conophyton и микрофитолиты Osagia tenulamellata Reitl., 0.oolumnata Reutl и др.; верхний - характеризуется строматолитами групп Inzекша, Patomia, Tinnia и микрофитолитами Ozagia grandis Zzhir ., а также формами из групп Asterosphaeroides и Radiosus [1]. Менее определенно отложения байкальского горизонта выделяются к западу от стратотипического разреза, где в районе истока р. Ангары, среди поля юрских отложений, имеется небольшой выход олхинской свиты, которая вскрывается также скважинами в Иркутском амфитеатре. Многие исследователи на основании историко-геологических данных считают олхинскую свиту стратиграфическим аналогом байкальского горизонта в резко сокращенной мощности. Вместе с тем, вопрос о правомерности корреляции этих подразделений вызывает разногласия [4].

Возраст байкальского горизонта на протяжении многих лет остается дискуссионным. Некоторые исследователи относят его к верхней части верхнего рифея [3], другие считают, что он соответствует всему объему верхнего рифея, третьи относят нижнюю часть его к среднему рифею, а верхнюю - к верхнему [1.2]. В связи с тем, что радиохронологические данные для стратотипических разрезов байкальского горизонта, а также для дальнетайгинского и жуинского горизонтов отсутствуют, сторонники глобального выделения байкалия определяют его возрастной диапазон на основании корреляции с разрезами Енисейского кряжа, где, по их мнению, положение синхронных осадков более определенно [3,5]. К стратиграфическим аналогам байкалия на Енисейском кряже они относят чингасанскую серию, которая залегает на гранитах с возрастом 830+-50 млн.лет, что и определяет нижний возрастной предел байкалия. Фитолиты в чингасанской серии не известны. Таким образом, в качестве эталона общесибирского регионального подразделения и общего подразделения рифея предлагается стратиграфическая единица, которая имеет палеонтологическую характеристику в стратотипической местности, а радиохронологическую - в другом достаточно удаленном регионе. Такое положение и вызывает многолетнюю дискуссию о месте байкалия в разрезе рифея. Прослеживание корреляционной цепочки от стратотипического разреза Прибайкалья до Енисейского кряжа позволяет высказать сомнения в однозначности корреляции, предлагаемой авторами байкалия. К западу от олхинской свиты, которую автор считает аналогом байкальского комплекса [4], вскрываются мощные разрезы рифея Ийско-Бирюсинского Присаянья. Они являются промежуточным звеном между Прибайкальем и Енисейским кряжем. В Присаянье в составе рифея выделяются карагасская и осепковая серии. Авторы байкалия с 1985 по 1991 годы предложили две различные схемы корреляции разрезов Прибайкалья и Присаянья [3,5]. Первая из них, учитывающая геологические и палеонтологические данные, предполагала корреляцию голоустенской и улунтуйской свит Прибайкалья с шангулежской свитой Присаянья, а качергатской свиты с тагульской, инситской свитами и осепковой серией [3]. Такая схема принята и автором настоящей статьи [1]. Она подтверждалась последовательностью смены комплексов фитолитов в обоих регионах. Вторая, более поздняя схема [5] предлагает сопоставление улунтуйской свиты Прибайкалья с удинской свитой Присаянья, что механически влечет за собой корреляцию голоустенской свиты с шангулежской, тагульской и ипситской свитами. Эта схема корреляции, которая трассируется к западу на Енисейский кряж, весьма противоречива, особенно с позиции биостратиграфии. Во-первых, улунтуйская свита Прибайкалья содержит богатый байкалиево-конофитоновый набор строматолитов и богатый каланчевский комплекс микрофитолитов [1]. Первые в удинской свите отсутствуют, и типичный колончевский комплекс микрофитолитов тоже.

Здесь имеются только Osagia tenuilamellata Reitl. и O.crispa Z.Zhur., которые нередко проходят в вышележащие отложения венда. Вместе с тем, при такой корреляции ниже удинской свиты в Присаянье, в ипситской и тагульской свитах оказывается богатый типичный ченнинский комплекс строматолитов и микрофитолитов, который во всех разрезах юга Восточной Сибири, на Южном Урале и в других регионах залегает выше каланчевского комплекса микрофитолитов и сопутствующего ему байкалиево-конофитонового комплекса строматолитов [1]. Обратная последовательность этих комплексов не наблюдалась нигде, что позволяет уоомниться в правильности последней схемы корреляции. Вполне вероятно, что именно удинская свита выходит в разрезе Енисейского кряжа на горизонты с возрастом около 850 млн. лет, а подстилающие их отложения каракасской серии, голоустеннской и улунтуйской свит имеют более древний возраст - средний-верхний рифей.

На основании всего изложенного представляется преждевременным глобальное выделение байкальского горизонта в качестве общесибирского подразделения рифея и подразделения общей шкалы. При существующих возрастных разногласиях общесибирская схема должна включать горизонты единого (очевидно, Учуро-Майского) разреза. Верхний горизонт общесибирской схемы пока следует называть уйским. Для осуществления реальной возможности использования байкалия в качестве общесибирского и общего подразделения рифея, необходимо получить корректные радиохронологические данные в стратотипической местности.

Литература

1. Дольник Т.А. Строматолиты опорных разрезов докембрия окраины Саяно-Байкальской горной области// Иркутск, ВостСибНИИТГиМС, 1982. -183с.

2. Дольник Т.А., Бельков М.М., Станевич А.М., Файзулина Э.Х. О байкальском комплексе стратотипической местности// П Всесоюзнос совещание «Общие вопросы расчленения докембрия СССР» Тез докл. – Уфа: ПГО "Башкиргеология", 1990. - С.20-21.

3. Хоментовский В.В.,Шенфиль В.Ю.,Якшин М.С. Рифей Сибирской платформы// Геология и геофизика. 1985. - № 7. – С.25-33.

4. Шенфиль В.Ю., Арупонов С.А., Дольник Т.А. и др. Корреляция верхне- докембрийских отложений Прибайкалья и Иркутского Присаянья// Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Проблемы расчленения и корреляции. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984.- С.3-17.

5. Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы// Тр. ИГиГ. Новосибирск: Наука, 1991.- Вып.790. -184с.

## О ПОЗДНЕОРДОВИКСКОЙ И ПОЗДНЕДЕВОНСКОЙ ФАУНЕ ИЗ КЕРНА СКВАЖИНЫ ЗАПАДНО-НОВОГОДНЯЯ-210 (НАДЫМ-ТАЗОВСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ, ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА)

Е.А.Елкин, Н.П.Кирда, Р.Т.Грацианова, Н.Г.Изох,
А.В.Каныгин, А.В.Тимохин, А.Ю.Язиков
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Палеонтологические образцы из керна скважины Западно-Новогодняя-210 в инт. 4085-4096м обрабатывались параллельно в двух организациях - Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии (ОИГГиМ) СО РАН и СНИИГГиМС'е. Первое заключение группы палеонтологов ОИГГиМ СО РАН о возрасте пород изученных образцов было направлено в ИГО "Мегионнефтегазгеология" в 1991 году. В нем сообщалось о находке позднедевонских конодонтов, трилобитов и обломков брахиопод. Заключение группы СНИИГГиМС'а было передано В.С.Бочкареву. В одной из последних своих публикаций [1] он привел только возрастной индекс ($D_1$). Группа специалистов ОИГГиМ СО РАН

дважды проводила дополнительные сборы каменного материала. Этими работами руководил Н.П.Кирда, который лично занимался отбором и палеонтологических образцов. В новых образцах были обнаружены средне- и позднеордовикские брахиоподы., трилобиты и остракоды. Результаты их изучения нашли отражение в двух отчетах Н.П.Кирды за 1994 год. Эти сведения Е.А.Елкин сообщил Л.Г.Перегоедову, специалисту по брахиоподам из СНИИГГиМС'а, который при этом отметил, что по их сборам в названном выше интервале глубин определяется нижний девон. Переизучение палеонтологического материала, хранящегося в СНИИГиМС'е, также выявило наличие позднеордовикских брахиопод Doleroides cf. sibiricus (Andr.), Hesperorthis sp. № 2, Rostricellula sp.[2]. Ниже приводятся более полные данные по брахиоподам, а также по ордовикским трилобитам и остракодам. Кроме того, находкой конодонта обосновывается наличие в разрезе скважины Западно-Новогодняя-210 и верхнедевонских отложений. Полученный палеонтологический материал изучали: брахиоподы – Р.Т..Грацианова и А.Ю.Язиков, трилобиты – Е.А.Елкин и А.В.Тимохин, остракоды – А.В.Каныгин, конодонты – Е.А..Елкин и Н.Г.Изох.

В одном из образцов первой серии отбора путем растворения в уксусной кислоте удалось извлечь один экземпляр хорошей сохранности платформенного элемента вида Ancyrognathus tsiensi Mouravieff. В этом же образце были обнаружены обломки брахиопод, трилобита и обрывки растений. Установленный вид конодонта характеризует франские отложения на разных континентах, в том числе и в Кузбассе. Поэтому наличие в керне скважины Западно-Новогодняя-210 пород позднедевонского возраста не вызывает сомнений.

В последующих двух сериях отбора образцов девонские окаменелости больше встречены не были. Но в то же время химическим и механическим методами были извлечены достаточно многочисленные остатки брахиопод, трилобитов и остракод хорошей сохранности. Их вмещают микритовые известняки и известковистые аргиллиты темно-серого и черного цвета, сильно пиритизированные, обычно связанные плавными взаимопереходами. Как в известняках, так и в аргиллитах намечается ясная неровная полосчатость, создающая впечатление разлинзованности или неясной комковатости. Общий угол ее наклона порядка 5-10°. Фаунистические остатки лучшей сохранности получены из описанных глинистых известняков. На штуфах породы после растворения все окаменелости имеют вид ядер на тонком, достаточно рыхлом и мягком глинистом материале. Брахиоподы обычно представлены разрозненными створками, в меньшей степени цельными раковинами с хорошо сохранившейся тонкой микроскульптурой. Трилобиты встречаются в виде разрозненных частей панциря. Остракоды на свежих сколах породы сохраняют тонкие морфологические структуры раковинного слоя. Встречено несколько экземпляров раковин гастропод. Характер распределения окаменелостей по породе различный. Они встречаются либо в виде отдельных плотных скоплений, либо неравномерно рассеяны. Замечено, что практически всегда остатки брахиопод, трилобитов и остракод соседствуют. Это может свидетельствовать о едином по экологии сообществе организмов, хотя первая из названных групп принадлежит к прикрепленному, а две других - к подвижному бентосу. Не исключается объединение их остатков на путях слабой транспортировки.

Все образцы последних двух серий отбора содержат комбинации одних и тех же форм, составляющих по существу единый фаунистический комплекс. В его состав входят: брахиоподы - Hesperorthis cf. australis Cooper, H. cf. tricenaria (Conrad), Glyptorthis sp., Rostricellula cf. dulkumensis (Rozman), Rostricellula sp., Mimella sp., Lepidocycloides sp., Lepidocycloides cf. gravis Nikiforova, Oepikina? sp., Plectorthis? sp., Dolerorthis sp.; трилобиты – Evenkaspis sibirica (Schmidt), Evenkaspis sp.; и остракоды – Aparchitella ex gr. procera V.Ivanova, Hallatina cf. chanae V.Ivanova, Dogoriella cf. sulcata Kanygin.

Биостратиграфический анализ приведенного списка форм показывает, что на Сибирской платформе они характеризуют породы в стратиграфическом интервале от чертовского по бурский горизонт включительно [3, 4]. Это отвечает верхней части среднего и

всему верхнему ордовику. Одна часть установленных форм, наиболее важных для определения возраста пород описана на Сибирской платформе из пограничных средне-, верхнеордовикских отложений, баксанского и долборского горизонтов. К ним относятся Hesperorthis australis Cooper и H.tricenaria (Conrad). Другая их часть характеризует только верхнеордовикские, долборско-нирундинские отложения: Rostricellula dulkumensis (Rozman) и Lepidocycloides gravis Nikiforova. Именно наличие этих форм позволяет ограничить возраст пород большинства образцов поздним ордовиком.. Такому заключению не противоречит присутствие в рассматриваемом фаунистическом комплексе трилобита Evenkaspis sibirica (Schmidt). На Сибирской платформе этот вид встречен в интервале, охватывающем чертовский, баксанский, долборский и нирундинский горизонты, т.е. верхнюю часть среднего и нижнюю часть верхнего ордовика. Установленные остракоды характеризуют на Сибирской платформе отложения чертовского горизонта (средний ордовик). Однако, не исключается их нахождение и в отложениях более высоких стратиграфических интервалов. Таким образом, породы, включающие рассмотренный комплекс фауны, могут быть датированы поздним ордовиком, и даже более узким возрастным интервалом - началом позднего ордовика или началом ашгилла .

В заключение следует отметить, что раннеашгильская (поздний ордовик) и франская (поздний девон) датировки пород керна скважины Западно-Новогодняя-210 могут служить надежными реперными интервалами для трассирования палеозойских отложений на слабо изученную в биостратиграфическом отношении территорию Западно-Сибирской плиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 96-05-66071 и № 96-07-89535.

Литература

1. Бочкарев В.С. Геологическое строение палеозойского и триасового комплексов в Пуровском регионе и перспективы их нефтегазоносности / Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья. Из-во ЗапСибНИГНИ: Тюмень - Тарко-Сале. 1995. - С. 179-206.
2. Кульков Н.П., Перегоедов Л.Г. Комплексы брахиопод палеозоя Западносибирской плиты // Стратиграфия Геологическая корреляция 1997, том 5, № 6. – С.27- 39.
3. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию* палеозою и четвертичной системе Средней Сибири* часть 1 (верхний докембрий* нижний палеозой) –Новосибирск, 1983.
4. Ордовик Сибирской платформы Палеонтологический атлас - Новосибирск: Наука, 1984. - 241 с.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ВОДНЫХ ДИАПСИД СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

М.Б. Ефимов[1], С.В. Лещинский[2]
[1]Палеонтологический институт РАН, г. Москва
[2]Томский госуниверситет, г. Томск

Водные и прибрежные биоценозы (ориктоценозы) всегда привлекали исследователей сложностью структуры и разнообразием. В мезозойских околоводных биоценозах Азии доминантами, занимавшими вершины трофических пирамид, часто являлись крокодилы и хористодеры [2]. Однако, об эволюции этих групп рептилий на территории Азиатской части России до последних лет мы не имели практически никакого представления. Данная статья в значительной степени восполняет имеющийся пробел. Раскопки в Якутии, Западной Сибири, Бурятии и Приамурье, проведенные ПИН РАН, Томским государственным университетом, Амурским КНИИ ДО РАН показали, что перспективы исследований в этой области науки могут оказаться чрезвычайно плодотворными. Ниже мы кратко охарактеризуем результаты совместной работы.

Древнейшие крокодилы из подотряда Protosuchia уже на рубеже триаса и юры встречаются во многих регионах распадающейся Пангеи. Но лишь в мезозое Азии протозухии достигают пика адаптивного разнообразия, в отдельных экологических рефугиумах доживая до середины позднего мела. В гондванском регионе эколого-филогенетической ветви протозухий, вероятно, соответствуют нотозухии. Протозухии в целом - небольшие (чаще менее 1 м) длиннолапые, грацильные, "бегающие" животные, занимавшие экологическую нишу Яшериц и охотившиеся на прибрежных участках водоемов за ракообразными, насекомыми, земноводными и молодью рыб.

В Китае древнейшие протозухии встречаются на рубеже триаса и юры в фауне Люфенга. В средней юре ареал распространения протозухий охватывает южные районы Сибири (скважина Итат, Кемеровская область). В поздней юре они уже доминируют в Монголии и северном Китае. В раннем мелу (валанжин-апт) протозухии выявлены и на юго-востоке Западной Сибири (Шестаковский комплекс раннемеловых позвоночных - [4]). Обнаруженные на местонахождении Шестаково - 3, в лагунно-дельтовых отложениях илекской свиты, фрагментарные остатки указывают на присутствие как представителей родов общих с Китаем и Монголией, так и совершенно новых, являющихся местными эндемиками. В отношении находок крокодилов местонахождение Шестаково - 3 следует признать классическим.

Примерно в этоже время в пресноводных бассейнах Китая, Монголии и Забайкалья (муртойская и убукунская свиты) явно доминируют хористодеры [3]. Это были длиннорылые, хорошо плавающие, рыбоядные, "крокодилоподобные" архозавры, в ряде случаев достигавшие трехметровой длины. В Азии остатки крокодилов и хористодер обычно не встречаются вместе, что свидетельствует об их сложных конкурентных отношениях. Вопрос о происхождении азиатских хористодер может быть отчасти решен раскопками на местонахождении Тээтэ в Якутии (вероятно, терминальная юра), где встречены фрагменты посткраниального скелета животного близкого этой группе.

К началу позднего мела хористодеры полностью вытесняются в Азии крупными крокодилами из семейства параллигаторид. Эти трех-четырехметровые бронированные, в основном, рыбоядные хищники захватывают почти все крупные пресноводные бассейны Северного Китая, Монголии и Дальнего Востока (Благовещенск, Кундур; цагаянская свита), в которых доминируют вплоть до конца мелового периода [1].

Приведенный краткий обзор свидетельствует о широчайших перспективах поисков, разведки и изучения местонахождений водных диапсид в Сибири и на Дальнем Востоке.

Литература

1. Болотский Ю.Л., Моисеенко В.Г. О динозаврах Приамурья. - Благовещенск: Амурский КНИИ АН СССР. - 1988.- 38 с.
2. Ефимов М.Б. Хампсозаврид из нижнего мела Бурятии // Палеонтол. журн.- 1996.- №1.- С. 122-123.
3. Ефимов М.Б. Ископаемые крокодилы и хампсозавры Монголии и СССР//Труды СМПЭ, вып. 36, 112 с.
4. Лещинский С.В., Воронкевич А.В., Файнгерц А.В., Шиховцева Л.Г. Некоторые аспекты тафономии и стратиграфического положения местонахождений Шестаковского комплекса раннемеловых позвоночных // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири: Сборник трудов.- Томск: Изд-во НТЛ, 1997.- С. 83-90.

## НОВОЕ В СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА СЕВЕРНОЙ СИБИРИ

В.А.Захаров, А.Л.Бейзель, Н.К.Лебедева, О.В.Хоментовский
ИГиГ ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Введение. Стратиграфия верхнего мела разрабатывалась в течение долгого времени усилиями специалистов из геологических учреждений г. Санкт-Петербург (ВНИГРИ,

НИИГА) и научных центров Сибири - гг. Новосибирск (СНИИГГиМС, ИГиГ СО РАН), Тюмень (ЗапСибНИГНИ), Екатеринбург (ИГиГ УрО РАН), Томск (ТГУ). Плодом совместных работ этих коллективов являются региональные стратиграфические схемы, которые служат хорошим каркасом для сопоставления литостратонов и определения геологического возраста меловых отложений по всей территории Сибири [7, 8].

Сводный разрез верхнего мела. Самые полные для севера Евразии разрезы верхнего мела, включающие все ярусы от сеномана до маастрихта, вскрываются на севере Сибири, в пределах Усть-Енисейской впадины. Детальный сводный разрез верхнего мела Усть-Енисейского района составлен на основе корреляции пяти опорных разрезов, каждый из которых представлен десятками обнажений на отдельных изолированных друг от друга участках (рис.1). Он является опорным для северной части Западной и Восточной Сибири, а также для Карского шельфа. Предварительное описание разреза опубликовано [1-4]. Сводная характеристика его приведена в работе В.А. Захарова и др. [5]. Наиболее информативными и полными являются разрезы по рекам Нижняя Агапа (верхний сеноман - нижний турон), Янгода (верхний турон - коньяк) и Танама (сантон - кампан - маастрихт). Важную связывающую роль выполняют сравнительно небольшие выходы на восточном берегу Енисейского залива вблизи устья р. Чайки (нижняя часть верхнего турона) и выше пос. Воронцово у руч. Брагина (верхний коньяк). Методами зональной стратиграфии все разрезы скоррелированы между собой и таким образом составлен сводный разрез верхнего мела Усть-Енисейской впадины [5]. Новая конструкция разреза в значительной степени отличается от принятой ранее схемы [7].

Биостратиграфия. Для верхнего мела севера Сибири разработаны автономные стратиграфические шкалы по иноцерамам для сеномана-сантона и по диноцистам для всего интервала.

Зональная шкала по иноцерамам. Иноцерамы являются ортостратиграфической группой, на которой основано выделение ярусов и подъярусов. Зональная иноцерамовая шкала верхнего мела Усть-Енисейской впадины разработана по естественным выходам в конце 80-х –начале 90-х годов В.А. Захаровым и О.В. Хоментовским и насчитывает 7 зон и один стратон в ранге слоев с иноцерамами (рис.1). Большинство зональных видов являются космополитными [5, 9].

В верхнем сеномане установлена одна зона Inoceramus (Inoceramus) pictus [4]. Зона представлена пачкой песчано-глинистых алевритов мощностью 21,5 м. Подстилающие породы относятся к континентальным фациям долганской свиты (уватский горизонт). Лектостратотип расположен на р. Нижняя Агапа, сложен серыми алевритовыми глинами, глинистыми алевритами, мелкозернистыми зеленовато-серыми и зелеными лептохлоритовыми мелкозернистыми песками с фосфоритовыми желваками и гнездами окаменелостей.

В туроне выделяются две стандартные иноцерамовые зоны и одна - местная. Зона Inoceramus (Mytiloides) labiatus [7]. Лектостратотип расположен на р. Нижняя Агапа, представлен пачкой темно-серых алевритовых глин с прослоями песка, мощностью 28,5 м. Вверх по разрезу они сменяются пачкой песков и подчиненных глин континентального генезиса, мощностью не менее 30 м [4]. Зона Inoceramus (Inoceramus) lamarcki [1, 7]. Лектостратотип расположен на р. Чайка, представлен чередованием песков лептохлоритовых с алевритами песчано-глинистыми, с горизонтами фосфатных и сидеритовых конкреций, мощностью 24,3 м. Зона Volviceramus inaequivalvis [3]. Стратиграфический эквивалент стандартной зоны I. woodsi (7). Стратотип расположен в среднем течении р. Янгода, представлен чередование песков зеленовато-серых с глинистыми алевритами, мощностью 58,3 м [1].

В коньяке выделяются две иноцерамовые зоны. Зона Volviceramus subinvolutus [3], отвечающая по стратиграфическому объему ранее выделявшимся слоям с *Inoceramus websteri* [7]. Лектостратотип расположен в среднем течении р. Янгоды и представлен зеленовато-серыми песками мощностью 56,2 м. Зона Inoceramus (Haenleinia) russiensis.

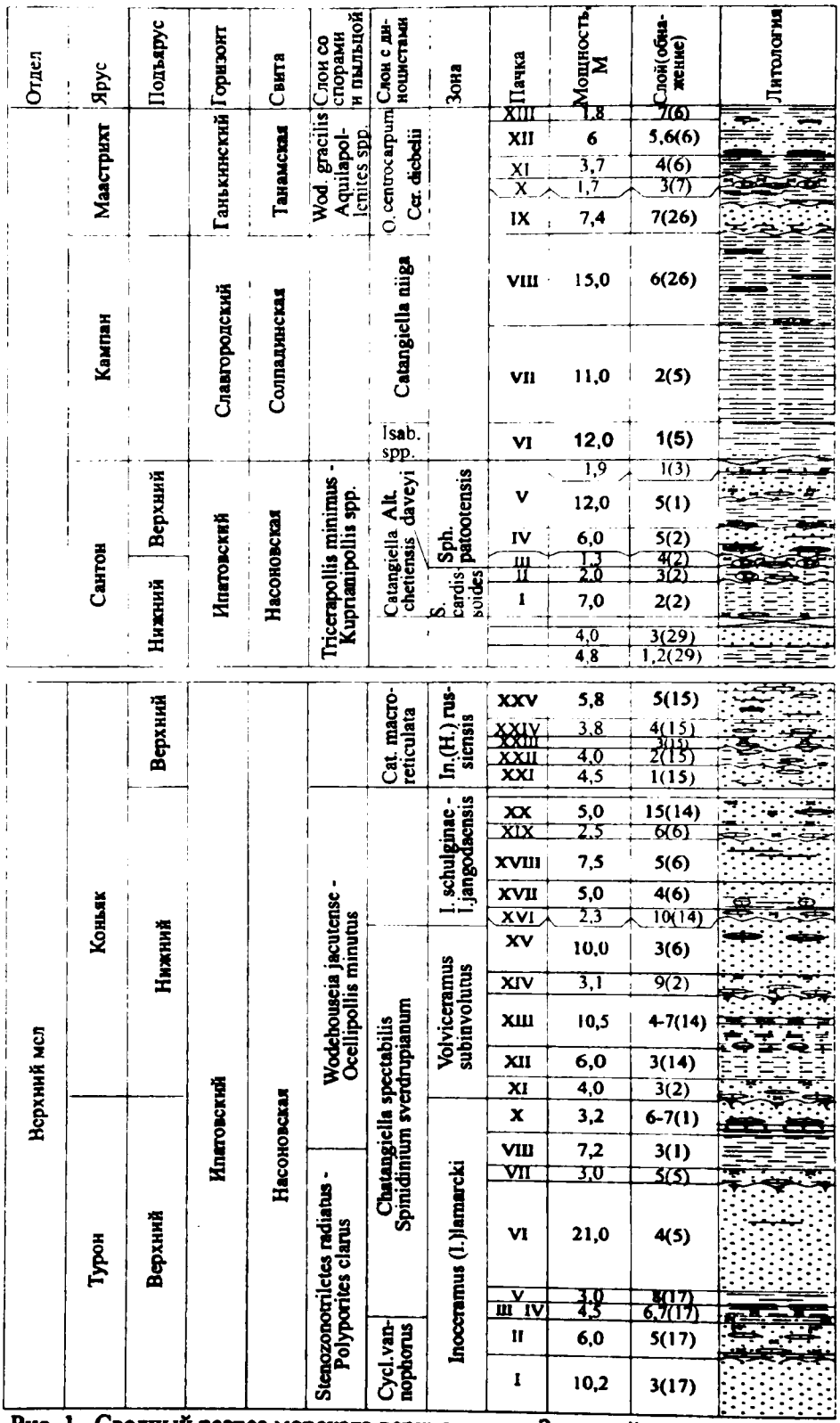



**Рис. 1 . Сводный разрез морского верхнего мела Западной Сибири (Усть-Енисейская впадина)**

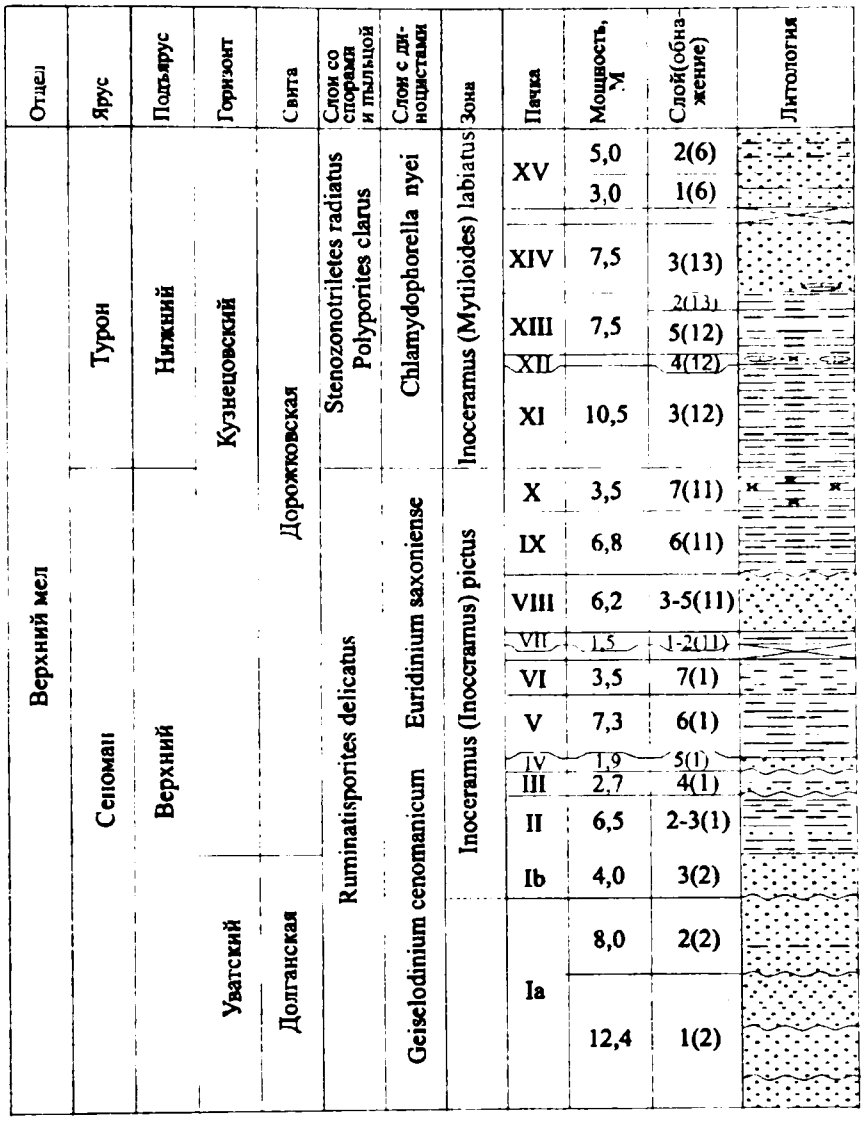



Рис. 1 Окончание.

Условные обозначения:

- Песок
- Глина
- Алеврит
- Алеврит песчаный
- Алеврит глинистый
- Глина алевритистая
- Лептохлорит
- Фосфорит
- Песчаник
- Сидеритовые конкреции
- Алевролит
- Известняк
- Следы пескожилов
- Граница размыва

Между зонами установлен незначительный по мощности перерыв в наблюдениях. Стратотип расположен на берегу Енисейского залива п. Воронцово, представлен песками алевритовыми зеленоватого цвета чередующимися с пачками алеврито- глинистыми, мощностью 18,7м [1, 2].

В сантоне выделяются две иноцерамовые зоны. Зона Sphenoceramus cardissoides [7]. По объему сответствует прежней зоне Inoceramus pachti. Лектостратотип расположен на р. Танама, представлен песчаными алевритами конкреционными прослоями лептохлоритового песчаника, мощностью 24.7 м [1]. Зона Sphenoceramus patootensis [7]. Соответствует по объему ранее выделенным слоям с *Inoceramus pinniformis jenisseensis* и зоне *I. patootensis* [7]. Лектостратотип расположен на р. Танама, представлен пачкой зеленовато-серых песчанистых алевритов, с конкрециями фосфорита и сидерита; мощностью 12,4м.

Слои со *Sphenoceramus patootensiformis* охватывают переходный между сантоном и кампаном интервал. Типичные разрезы расположены на рр. Б. Романиха; Хета, Маймеча.

При позонной межрегиональной корреляции и корреляции с разрезами Русской платформы и Северо-Западной Европы наиболее надежными являются зоны с космополитными видами-индексами: Inoceramus (Inoceramus) pictus в кровле сеномана, I. (Myliloides) labiatus в нижнем туроне, I. (Inoceramus) lamarcki в верхнем туроне, Sphenoceramus cardissoides в нижнем сантоне, S. patootensis в верхнем сантоне, слои со *S. patootensiformis* на границе сантона–кампана.

*Слои с диноцистами.* В разрезе верхнемеловых отложений Усть-Енисейской впадины установлено 13 слоев с диноцистами (рис. 1). Геологический возраст слоев определен по разработанной на тех же разрезах зональной шкале иноцерамов [2,3]. При биостратиграфическом расчленении отложений по диноцистам учитывалось первое появление таксона, эпиболи видов и комплекс характерных форм [6].

В верхнем сеномане выделено 2 слоя. Слои с *Geisolodinium cenomanicum*. Стратотип расположен на р. Нижняя Агапа, представлен пачкой глинистых алевритов мощностью 21 м. Слои с *Euridinium saxoniense*. Стратотип расположен на р. Нижняя Агапа, представлен в нижней части пачкой глауконитовых песков (7,5 м), и в верхней части - глинами и глинистыми алевритами (10,0 м).

В туроне установлено 4 слоя. Слои с *Chlamydophorella nyei*. Стратотип расположен на р. Нижняя Агапа. Слои с *Chatangiella victoriensis*. Стратотип установлен в морских слоях разреза на р. Чайка. Нижняя граница проведена по появлению комплекса диноцист в морских слоях ипатовского горизонта, верхняя - условная отвечает пропуску в наблюдениях между разрезами на р. Чайка и р. Янгода. Слои с *Cyclonephelium vannophorum*. Стратотип расположен на р. Янгода, пески глауконитовые разнозернистые, мощность 27,0 м. Нижняя граница проведена условно в подошве разреза на р. Янгода (пропуск в наблюдениях между разрезами на рр. Чайка и Янгода). Верхняя граница - по появлению комплекса с *Chatangiella spectabilis*. Слои с *Chatangiella spectabilis*. Стратотип находится на р. Янгода, переслаивание песков и глин, мощность 32,0 м..

В коньякском ярусе выделено 2 слоя. Слои с *Spinidinium sverdrupianum*. Стратотип: р. Янгода, пески и алевриты, толщиной до 46,0м. Слои с *Canningia macroreticulata*. Объем слоев ограничен биозоной вида-индекса. Стратотип расположен на восточном берегу Енисейского залива у п. Воронцово; пески грубозернистые полимиктовые внизу и глины алевритовые вверху, мощность 27,0 м.

В сантоне, как и коньяке, выделено 2 слоя в объеме подъярусов. Слои с *Chatangiella chetiensis*. Стратотип расположен на р. Танама, алевриты песчанистые, мощность 8,3м. Слои с *Alterbidinium daveyi*. Нижняя граница - по смене руководящих таксонов, верхняя - по резкой смене сантонских и кампанских комплексов. Стратотип находится на р. Танама, пески и алевриты песчанистые, мощность 20.0 м.

В кампане выделено 2 слоя с диноцистами. Слои с *Isabelidinium* spp. Стратотип слоев находится на р. Танама, глины кремнистые оскольчатые, мощность 13,0м. Слои с *Chatangiella niiga*. Стратотип расположен на р.Танама, обн. 5, сл. 2/3, алевриты глинистые, мощность 20,5м.

В маастрихте выделен один слой по диноцистам. Слои с *Operculodinium centrocarpum–Cerodinium diebelii*. Стратотип установлен на р. Танама, алевритистые глины внизу и пески глауконитовые вверху, толщина 28.0м.

ную последовательность не только свит, но пачек и слоев, знаем "слоевой" состав зон и ярусов. В основном, выяснена динамика формирования верхнемелового разреза и определено его место в системе прикратонных разрезов верхнего мела северного полушария [1-4, 9]. Полученные нами биостратиграфические данные и анализ разрезов с позиций стратиграфии последовательностей (сиквенсов) позволил существенно уточнить границы и объем нескольких региональных стратиграфических подразделений -горизонтов. Так, нами доказано, что подошва кузнецовского горизонта не совпадает с основанием турона, как считалось ранее, а расположена стратиграфически ниже, в верхнем сеномане, возможно, в основании зоны Pictus [3]. Это вполне согласуется и с представлением о времени начала глобального эвстатического события [5]. Кузнецовский горизонт принимается в интервале от верхнего сеномана до среднего турона. В этой интерпретации кузнецовский горизонт охватывают все морские отложения соответствующей кузнецовской трансгрессии, а также перекрывающие их регрессивные фации среднетуронской газсалинской пачки. Основание ипатовского, по нашему мнению, следует совмещать с морскими слоями верхнего турона, перекрывающими регрессивные песчаники (газсалинская пачка) кузнецовского горизонта. Разрез на р. Чайка вскрывает переходные слои от континентальной газсалинской пачки к морской толще ипатовской трансгрессии. Славгородский горизонт мы предлагаем ограничить нижним кампаном, т.к. именно этот интервал отвечает максимальной трансгрессии и соответствует толще опоковидных глин, хорошо прослеживаемой на территории севера Восточной Сибири по диноцистам.

Литература

1. Захаров В.А. и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (Усть-Енисейская впадина ). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. - 82 с.
2. Захаров В.А., Хоментовский О.В. Новые данные по стратиграфии морского верхнего мела Усть-Енисейской впадины. - В кн.: "Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. - М.: Наука. 1989. - С. 176-184.
3. Захаров В.А., Бейзель А.Л. др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р. Янгоде). - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. - 70 с.
4. Захаров В.А., Бейзель А.Л., Похиалайнен В.П. Открытие морского сеномана на Севере Сибири. – Геол. и геофиз. N. 6. 1989. - С. 10-12.
5. Захаров В.А., Бейзель А.Л. и др. Свидетельства эвстатики мирового океана в нижнем мелу на севере Сибири. - Геол. и геофиз., N 8. 1991. - С. 8 -15.
6. Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофоссилии и детальная стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. - Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН. 1994. - 192 с.
7. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. - Новосибирск, 1981. - 91 с.
8. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1990 - Тюмень, 1991 - 54 с.
9. Sahagian D.L., Beisel A.L., Zakharov V.A. Sequence stratigraphy enhancement of biostratigraphic correlation with application to the Upper Cretaceous of Northern Siberia: a potential tool for petroleum exploration. - Inter. Geol. Rev. - Vol.36, 1994. - pp. 359-372.

## ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ВЕРХОВ КЕЛЛОВЕЯ И ОКСФОРДА ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ЦИСТАМ ДИНОФЛАГЕЛЛАТ

В.И. Ильина
ИГНиГ СО РАН, г. Новосибирск

Одноклеточные планктонные водоросли динофлагеллаты являются ведущей группой микрофитофоссилий при разработке зонального расчленения морских разрезов кел-

ловея и оксфорда Западной Сибири. Материалом для исследования юрских цист динофлагеллат (диноцист) послужили глинистые и песчано-алевритовые породы васюганской свиты, вскрытые скважинами Западно-Новогодняя 210 (интервал 3160-3219м ), Стахановская 910 (интервал 3213-3269 м) и Ярайнерская 23 (интервал 2991-2983,5м ) в Пур-Тазовском междуречье на севере Западной Сибири.

Анализ систематического состава диноцист в изученных разрезах показал, что основу динофлагеллатовых ассоциаций составляют виды, распространенные в западноевропейских морях в конце келловея и в оксфорде. Это свидетельствует о существовании в то время широких связей между бореально-атлантическими и бореальными морскими бассейнами Сибири и Европы. Начавшееся потепление климата привело к существенному выравниванию температурного режима морских вод и способствовало широкой миграции и расселению бореально-атлантических видов динофлагеллат в Западно-Сибирском морском бассейне. Последние могут быть использованы для выделения реперных уровней, позволяющих проводить межрегиональные сопоставления комплексов диноцист и увязку биостратонов с зональными динофлагеллатовыми шкалами келловея и оксфорда Западной Европы.

На основе изучения распределения диноцист по разрезу и определения стратиграфических рангов для характерных видов выявлена геологическая последовательность из трех комплексов диноцист для келловея и оксфорда Западной Сибири. Последняя была прослежена в изученных разрезах васюганской свиты и явилась основой для выделения по диноцистам региональных подразделений в ранге зон (динозон). Динозоны устанавливались по общепринятым правилам, которые предусматривают: четкий зональный комплекс, отличающийся от ниже и вышележащего, определенность границ и прослеживание по латерали [4]. Определяющими критериями при выделении динозон были первое и последнее появление таксона и акме некоторых стратиграфически важных видов. Стратиграфическое положение биостратонов контролировалось находками двустворок, фораминифер, а также сопоставлением комплексов диноцист с зональными динофлагеллатовыми шкалами юры разных регионов Северо-Западной Европы. Снизу вверх по разрезу были установлены следующие биостратоны.

Динозона Wanaea thysanota (Wth). Динозона выделена в интервале от первого появления вида-индекса или Trichodinium scarburghensis до первого появления Wanaea fimbriata или Crussolia deflandrei.

Характерный комплекс: Chytroeisphaeridia sp., Cleistosphaeridium varispinosum (Sarjeant) Wollam et Riding, Gonyaulacysta jurassica subsp. adecta (Defl.) Sarjeant, G. jurassica subsp. adecta var. longicornis (Defl.) Sarjeant, Mendicodinium sp., Rhinchodiniopsis cladophora (Defl.) Below, Trichodinium scarburghensis (Sarjeant) Williams et al. , Wanaea thysanota Wollam.

Обоснование геологического возраста. Первое появление Wanaea thysanota в разрезах юры Северо-Западной Европы, датированных аммонитами, фиксируется в верхнем келловее [8,12 и др.]. По появлению Trichodinium scarburghensis и Wanaea thysanota в Московской синеклизе и в Печорском бассейне на Русской платформе выделена интервал-биозона в пределах верхней аммонитовой зоны келловея [3]. В Восточной Гренландии Trichodinium scarburghensis использован как вид-индекс для динозоны верхнего келловея, эквивалентом которой в районах шельфа Баренцова моря является динозона Trichodinium scarburghensis-Wanaea thysanota [12]. Учитывая, что первое появление Wanaea fimbriata в юрских разрезах Северо-Западной Европы, на Русской платформе и в Канаде рассматривается как рубеж между келловеем и оксфордом (а также между средней и верхней юрой ) верхний предел динозоны Wanaea thysanota в Западной Сибири также ограничивается первыми находками этого таксона. Основываясь на изложенном, стратиграфический интервал динозоны Wanaea thysanota в Западной Сибири определен как верхи келловея, предположительно в пределах верхней аммонитовой зоны.

Распространение. Динозона установлена в васюганской свите по разрезам скважин Западно-Новогодняя 210 (интервал 3214,5-3219м) и Стахановская 910 (интервал 3249-3269м ) в Пур-Тазовском междуречье на севере Западной Сибири.

Динозона Wanaea fimbriata (Wf). Динозона установлена в интервале биозоны вида-индекса. Основание ее также определяется первым появлением Crussolia deflandrei. В нижней части биостратона заканчиваются стратиграфические ранги Wanaea thysanota и Wanaea accolaris. В вершине динозоны исчезает Trichodinium scarburghensis.

Характерный комплекс: Chlamydophorella sp., Cleistosphaeridium sp., Crussollia deflandrei Wolf. et Van Erve., Endoscrinium galeritum (Defl.) Vozzhen., En. sp., Fromea tornatilis (Drugg) Lent. et Williams, Gonyaulacysta jurassica subsp. adecta var adecta (Defl.) Sarjeant, G. jurassica subsp. adecta var. longicornis (Defl.) Sarjeant, Kalyptea stegasta (Sarjeant) Wiggins, Lithodinia sp., Liesbergia liesbergensisis Berger, Nannoceratopsis pellucida Defl., Pareodinia ceratophora subsp. scopaea (Sarjeant) Lent. et Williams, P. prolongata Sarjeant, Rigaudella aemula (Defl.) Below, Sentusidinium sp., Stephanelytron scarburghense Sarjeant, Trichodinium scarburghensis (Sarjeant)Williams et al., Tubotuberella apatela (Cooks. et Eisen.)Sarjeant, Wanaea accolaris Dodek., Wanaea fimbriata Sarjeant, Wanaea thysanota Wollam.

Обоснование геологического возраста. В юрских разрезах Северо-Западной Европы, Русской платформы и Канады появление Wanaea fimbriata считается маркером для определения основания оксфорда по диноцистам [2,3,6,8,9,13]. Биозона Wanaea fimbriata ограничена в Англии зоной maria нижнего оксфорда. В Восточной Гренландии, на Свальбарде, на шельфе Баренцова моря и в Свердрупском бассейне Арктической Канады она выделена в объеме зон maria и cordatum нижнего оксфорда [6,10,11,12 и др.]. В этом же интервале оксфорда эта динозона установлена на Русской платформе [2,3]. По появлению Crussolia deflandrei вместе с Wanaea fimbriata проводится граница между келловеем и оксфордом на шельфе Баренцова моря [12]. Диноцисты Trichodinium scarburghensis и Liesbergia liesbergensis появляются в верхах келловея, но наибольшее распространение имеют в нижнем оксфорде [2,5,12]. Основываясь на изложенном, стратиграфический интервал динозоны Wanaea fimbriata определяется в объеме нижнего оксфорда (зоны maria и cordatum).

Распространение. Динозона установлена в васюганской свите по разрезам скважин Западно-Новогодняя 210 (интервал 3172,0-3214,5м ), Стахановская 910 (интервал 3226-3241м), Ярайнерская 23 (глубина 2991м) в Пур- Тазовском междуречье на севере Западной Сибири. Она прослежена также в более южных регионах в абалакской свите по разрезу скважины Северо-Демьянская 7 на глубине 2965м.

Стратиграфическое значение. Динозона Wanaea fimbriata может быть использована в качестве маркирующего горизонта при расчленении и корреляции оксфордских разрезов на территории Западной Сибири, а также для широких межрегиональных корреляций и определения границы между средней и верхней юрой в морских разрезах региона. Интервал перекрытия биозон Wanaea thysanota и Wanaea fimbriata может служить реперным уровнем при корреляции нижних горизонтов оксфорда в морских разрезах Западной Сибири.

Динозона Rigaudella aemula (Ram). Динозона установлена в интервале от последнего появления Wanaea fimbriata до исчезновения Rigaudella aemula. Динозона определяется также по акме вида -индекса и по последнему пику Nannoceratopsis pellucida.

Характерный комплекс: Batiacasphaera sp., Cleistosphaeridium sp., Endoscrinium ? galeritum (Defl.) Vozzhen., Endoscrinium sp., Gonyaulacysta jurassica var. jurassica (Defl.) Poulson, Gonyaulacysta jurassica subsp. adecta var. longicornis (Defl.) Sarjeant, Nannoceratopsis pellucida Defl., Pareodinia sp., Rigaudella aemula (Defl.) Below - часто, Scriniodinium crystallinum (Defl.) Klement.

Обоснование геологического возраста. Комплекс хоратных диноцист Rigaudella aemula распространен в Восточной Гренландии в нижнем и среднем оксфорде [12]. Согласно исследованиям Дж. Райдинга [7], акме Rigaudella aemula и одновременно вершина его стратиграфического ранга фиксируются в среднем оксфорде. Этот факт отмечен в разрезах верхней юры Шотландии, а также в центральной и северной частях бассейна Северного моря. В среднем оксфорде Англии Дж. Райдинг отмечает и последний пик развития Nannoceratopsis pellucida перед его исчезновением в нижнем кимеридже. В изученном регионе стратиграфическое положение динозоны контролируется комплексами фораминифер. В разрезе скважины Западно-Новогодняя 210, согласно исследованиям Б. Л. Никитенко, динозона Rigaudella aemula сопоставляется приближенно с зоной Ammodiscus thomsi, Tolypammina svetlanae, установленной в пределах среднего оксфорда [1]. Верхняя же часть динозоны, изученная в разрезе скважины Ярайнерская 23, отвечает самым низам зоны Recurvoides disputabilis, выделенной в нижней части верхнего оксфорда [ см. тезисы Шурыгин и др.]. В связи с этим можно предположить, что верхний предел стратиграфического ранга Rigaudella aemula в исследованном регионе ограничен низами верхнего оксфорда. Отсюда стратиграфический интервал динозоны Rigaudella aemula в Западной Сибири может быть определен как средний оксфорд - низы верхнего оксфорда.

Распространение. Динозона установлена в васюганской свите в пределах среднего оксфорда по разрезам скважин Западно-Новогодняя 210 (интервал 3160-3172м) и Стахановская 910 (интервал 3213-3226м). Верхняя часть динозоны, приуроченная к низам верхнего оксфорда, установлена в разрезе скважины Ярайнерская 23 на глубине 2983,5м.

Предлагаемое зональное расчленение морских разрезов верхов келловея и оксфорда Западной Сибири по цистам динофлагеллат выполнено впервые. Оно может быть использовано для разработки детальной стратиграфии этих отложений особенно на закрытых территориях, а также при проведении межрегиональных корреляций верхнего келловея и оксфорда Западной Сибири, Русской платформы, ряда регионов Северо-Западной Европы и Канады.

Литература.

1. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997, т.38. – 5. - С. 99-128.

2. Ильина В. И. Расчленение бат-оксфордских отложений Русской платформы по диноцистам // Стратиграфия и палеогеография осадочных толщ нефтегазоносных бассейнов СССР. Ленинград: ВНИГРИ. 1991. - С. 42-64.

3. Райдинг Дж. Б., Федорова В. А., Ильина В. И. Схема биозонации юрских-нижнемеловых отложений Русской платформы и сравнение ее со стандартом Северо-Западной Европы ( по данным изучения диноцист) // Био- и секвенсстратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Санкт-Петербург: ВНИГРИ. – 1997. - С. 74-75.

4. Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия. Л.: Недра, 1987, 401с.

5. Berger J. P. Dinoflagellates of the Callovian-Oxfordian boundary of the "Liesberg-Dorf" quarry (Berner Jura, Switzerland) // Neues Jahrbuch Geol. Palaontol, 1986. - Abh. 172. P.331-355.

6. Johnson C. D. , Hills L. V. Microplankton zones of the Savik Formattion, Axel Heiberg and Ellesmere Islands, District of Franclin // Bull. Can. Pet. Geol. 1973. - Vol. 21. - P.178-218.

7. Riding J.B. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleten Bottom Borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England // Proceedings of the Yorkshire Geological Society, 1987. - Vol.46.- Part.3. - P. 231-266.

8. Riding J.B., Thomas J.E. Dinoflagellate cyst of the Jurassic System // A stratigraphic Index of the dinoflagellate cysts. British Micropaleontological Society. Publications Series: London. – 1992. - P. 7-97.

9. Riley L. A., Fenton J. P. G. A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of northwest Europe // Palynology , 1982. - Vol. 6. - P. 193-202.

10. Smelror M. Bathonian to Early Oxfordian dinoflagellate cysts and acritarchs from Kong Karls Land, Svalbard // Review of Palaeobotany and Palynology, 1988. - Vol. 56. - P. 275-304.

11. Smelror M. Late Bathonian to Early Oxfordian dinoflagellate cyst stratigraphy of Jameson Land and Milne Land, East Greenland. // Rapp. Greenlands Geol. Unders, 1988. - Vol. 137. – P. 135-159.

12. Smelror M., Below R. Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region // Arctic Geology and Petroleum Potential. NPF Special Publication 2, Elsevier Science , Amsterdam,1992. - P. 495-513.

13. Wollam R., Riding J.B. Dinoflagellate cysts zonation of the English Jurassic // Institute of Geological Sciences, 1983/ - Report № 83/2. - 42 p.

# ХРОНО-, БИО- И ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ – ОСНОВНЫЕ КАТЕГОРИИ УНИФИЦИРОВАННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ

А.М. Казаков
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Стратиграфия определяет временные и пространственные соотношения супракрустальных геологических тел. По своему существу она глобальна и воссоздает историю формирования слоистой оболочки Земли.

Все многообразие классификационных категорий в стратиграфии может быть ограничено основными тремя: хроностратиграфическими, биостратиграфическими и литостратиграфическими. Сумма этих категорий, каждая из которых обладает набором собственных, свойственных только для нее, подразделений, включает всю понятийную базу стратиграфии (см. таблицу).

Хроностратиграфические подразделения - любые породы с изохронными границами, отвечающие определенному интервалу геологического времени (в планетарной шкале - система, отдел, ярус, зона; в региональной схеме - горизонт или региоярус, провинциальная зона). Горизонт - региональное хроностратиграфическое подразделение, объединяющее по латерали одновозрастные породы различного литологического и фациального состава.

Биостратиграфические подразделения - осадочные породы стратифицированные на основе содержащихся в них остатков древних организмов и растений (в региональных схемах - автономные биозональные шкалы по сопутствующим группам ископаемых организмов и растений: биозоны по наутилоидеям, двустворкам, фораминиферам, фитозоны, палинозоны и т.д., слои с фауной или флорой, характерные комплексы фауны или флоры, содержащиеся в литостратиграфических подразделениях, палеонтологические маркирующие уровни и т.д.).

Литостратиграфические подразделения - ассоциации горных пород, представляющие собой историко-генетически общные геологические тела с ограничением в осадочной оболочке Земли за счет изменения физических свойств. Физические свойства пород, направленность их изменения, характер границ фиксируются различными методами и способами: литологическими, каротажными, сейсмическими, палеомагнитными, эвстатическими, циклическими, палеоклиматическими и многими другими. Породы с определенными физическими свойствами - это вещественные единицы стратиграфии, существующие вне времени и вне эволюции живой природы, хотя последняя и зависит от геологических событий на Земле.

Основным стратоном литостратиграфии является свита - геологическое тело определенного литологического состава с вертикальным и латеральным обособлением в пределах седиментационного бассейна или фациальной зоны. Эта вещественная единица региональной стратиграфии не зависит от возрастных датировок. Свита отвечает конкретному этапу геологической истории региона и отражает в строении и составе характерные его особенности. Все остальные подразделения либо состоят из свит (комплекс, серия), либо (подсвита, пачка, слой) являются ее составными частями.

Изложенное выше позволяет заключить, что появившиеся в последние годы в стратиграфических работах такие термины, как "сейсмостратиграфия", "магнитострати- графия", "литмостратиграфия", "хемостратиграфия" и другие существующие и возможные ".....стратиграфии" неправомочны, поскольку все это состав

ные части, или методы, литостратиграфии. Необходимо отметить, что здесь речь идет о терминологии и номенклатуре, а что касается самих методов, отраженных в названии начальных частей слов, то значение их в познании геологии Земли неоспоримо.

# УНИФИЦИРОВАННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА

Таблица

| Главные подразделения стратиграфической схемы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Хроностратиграфические | | | | Биостратиграфические | | Литостратиграфические | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Планетарная стратиграфическая шкала | | | | Региональная стратиграфическая схема | | | | | | | | | | | | | Местная стратиграфическая схема | | | | | | |
| Система | Отдел | Ярус, подъярус | Зона, подзона | Горизонт (региоярус), подгоризонт | Провинциальная зона (подзона) | Автономные зональные шкалы по различным группам ископаемых организмов и растений | Слои с фауной (флорой) | Характерные комплексы фауны (флоры) | Палеонтологические маркирующие уровни | Маркирующие уровни и подразделения различной обоснованности | | | | | | | Комплекс | Серия | Свита | Подсвита | Пачка | Слой | Органогенный массив | и т. п. |
| | | | | | | | | | | Инверсионно - палеомагнитные | Сейсмические | Геохимические | Эвстатические циклиты | Секвенсы | и т. п. | | | | | | | | | |

Вызывает сожаление, что в последнем издании Стратиграфического кодекса (Санкт-Петербург, 1992) введены, с определенными оговорками во введении, климатостратиграфические, магнитостратиграфические, сейсмостратиграфические подразделения, дан макет региональной сейсмостратиграфической схемы, хотя одним из основных положений, на которых построен Кодекс, "...признается единство стратиграфии как фундаментальной отрасли геологических наук, а не множество независимых друг от друга "стратиграфий", отвечающих различным методам исследований" (с.16).

## АВТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ И ПРОБЛЕМА ГЛОБАЛЬНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ КРИЗИСОВ

А.В. Каныгин
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Понятие "биосфера", еще три десятилетия назад казавшееся чистой научной абстракцией, не имеющей очевидного практического смысла, ныне обрело значение обиходного термина в научных исследованиях и даже в повседневных рассуждениях, касающихся будущего человеческого сообщества. "Исторический вызов современной цивилизации", "крушение научных парадигм", "кризис научных теорий", "переворот сознания", "кризис системы жизненных смыслов", "крушение идеологии силового преобразования мира" - эти проникнутые драматическими нотками слова взяты не из публицистики, которой преувеличения свойственны в силу ее жанровой природы. Это - цитаты из серьезных научных публикаций, в которых отражается, с одной стороны, "эпистемологический поворот", т.е. кардинальное изменение самой системы познания мира, а с другой выражается общественная тревога за судьбу биосферы, над которой нависла угроза необратимой деградации [1], [2], [3], [4], [5].

Нынешняя социально-историческая ситуация, возникшая в результате триумфальных достижений научно-технической революции, вполне может рассматриваться как крупнейший мировоззренческий кризис в истории человечества. На глазах одного поколения - мгновение в масштабе не только геологического, но и исторического времени, - произошла кардинальная смена парадигм, определяющих научные и этические критерии взаимоотношения человека с окружающим миром. Вся доиндустриальная история человечества - это преодоление зависимости от природы. Интуитивный опыт этой истории, закрепленный первоначально в языческих верованиях, а затем в философско-нравственных доктринах всех главных религий мира, отводит человеку подчиненную роль в общей системе мироздания и предписывает ему поиск гармонии в примирительном отношении к высшим силам природы. Однако научное знание, вооружившее человека в ходе социальной эволюции необъятными техническими возможностями, напротив, породило у него менталитет властелина мира, способного переделывать природу по своему усмотрению.

Таким образом, мировоззренческие каноны современного цивилизованного общества сформировалось под влиянием двух альтернативных концепций: биоцентрической и антропоцентрической. Биоцентрическая концепция отражает интуитивный, эмпирический, стихийный опыт развития человеческих общин, уходящий своими корнями в доисторическую стадию развития человека как биологического вида, подчиняющегося общим закономерностям функционирования и эволюционного развития биологических систем. Биологическая стратегия эволюции - достижение устойчивого равновесия, т.е. максимальный степени гомеостаза путем адаптивных компромиссов. Антропоцентризм - продукт социальной эволюции, которая вывела человека из зависимости от стихийных сил природы. Сформировалось "общество потребления", стремящееся к "максимальному удовлетворению постоянно возрастающих потребностей", т.е. неограниченному извлечению из естественного биогеохимического круговорота биосферы нужных ресурсов. Так

возник конфликт социальной стратегии развития человечества и эволюционной стратегии глобальной экосистемы Земли, т.е. биосферы [6].

И вот теперь, в конце XX столетия, когда техногенное воздействие на природу достигло масштабов геологических сил, сконцентрированных в ощутимые для человека исторические мгновения, в общественное сознание стали возвращаться идеи компромисса с природой. Появились понятия "биосферное мышление", "биосферная этика", активно пропагандируется идея устойчивого развития, основанная на оптимизации, а по существу на резком ограничении потребления биологических и других природных ресурсов [7]. Предлагаются и другие варианты компромиссных решений, например, создание регулируемой системы социоэволюционного процесса [8] или развитие "симбиотических эколого-экономических систем", в которых главная ответственность "за уменьшение глобального разбаланса биосферы" возлагается на лидирующие в техническом отношении страны [9].

Однако при рассмотрении всех этих рекомендаций возникает ряд вопросов принципиального характера. Каковы критерии устойчивого существования биосферы? Существуют ли научные предпосылки для определения степени риска при крупномасштабных вмешательствах в естественные процессы биогеохимических круговоротов? Что такое экологическая катастрофа или дисбаланс биосферы?

Какую функциональную роль играет человек как биологический вид в современной биосфере? Как это ни парадоксально, все эти вопросы ни в одной из многочисленных публикаций по биосферно-экологическим проблемам не упоминаются и не обсуждаются.

Считается, что геологическая история биосферы, в которой многократно случались глобальные биотические кризисы, является хорошей ретроспективной базой для построения прогнозных сценариев. В связи с этим в последнее десятилетие практически во всех развитых странах в рамках национальных и международных научных программ интенсивно развиваются исследования по закономерностям эволюции биосферы с особым акцентом на причины и формы проявления биотических кризисов в истории Земли. Эти исследования позволили получить много новых данных по истории органического мира Земли, особенно по ранним этапам эволюции и по динамике таксономического разнообразия в эпохи так называемых великих биотических кризисов.

В то же время приходится констатировать, что в разработке эволюционной истории биосферы возник концептуальный тупик. Он связан с тем, что классические концепции эволюции органического мира и концепция биосферы В.И.Вернадского изначально опирались на разные биологические парадигмы.

В рамках традиционной статичной парадигмы Линнея-Ламарка-Дарвина - Беклемишева описывается филетическая эволюция органического мира, генеалогия таксонов, развитие геомериды (по В.Н.Беклемишеву) как морфологически организованной совокупности организмов. История органического мира Земли реконструируется как последовательность морфологических систем, т.е. таксонов разного ранга. Основная функциональная единица в этой системе - биологический вид. Естественный отбор как главный механизм эволюционного процесса должен обеспечивать постепенное развитие органического мира, без существенных скачков, т.е. по градуалистской схеме, путем постепенного ветвления филогенетических древ. По этой схеме любые резкие изменения таксономического разнообразия рассматриваются как нарушения закономерности эволюционного процесса, спровоцированного внешними, т.е. абиотическими факторами. Не случайны, поэтому феноменологические трактовки всех выявленных биотических кризисов. Таким образом, в рамках статичной биологической парадигмы биотические кризисы не поддаются объяснению с позиций закономерного развития органического мира и возникают как некие стихийные, катастрофические события в истории биосферы.

Возникает парадоксальная ситуация: градуализм рождает катастрофизм. Развитие органического мира на уровне филетической организации происходит по пути градуализ-

ма, а на экосистемном уровне развивается по схеме катастрофизма - от одного биотического кризиса до другого. В рамках статичной концепции не находят объяснения сальтации - внезапные вспышки таксономической диверсификации, которые не согласуются с традиционными филогенетическими схемами в виде дихотомически ветвящегося древа, а скорее напоминают кущение (по образному выражению В.А.Красилова) или "лестницу эволюции", когда каждая ступень наращивает предыдущую. Эволюция таким образом на самом деле имеет характер скачкообразного процесса.

В рамках другой концепции - динамичной (Менделя - Вернадского - Сукачева - Одума) рассматриваются механизмы передачи информации, вещества и энергии, изменения их потоков, способов использования и запасания в живых системах разного уровня. Основные функциональные единицы - популяции и экосистемы, совокупности которых составляет биосферу. Следует отметить, что в указанной в хронологическом порядке цепочке основоположников разных научных направлений в биологии - генетика Менделя, биогеохимика Вернадского, создателя учения о биогеоценозах Сукачева и одного из основателей синэкологии Одума - нет очевидной преемственности. Их объединяет именно функционально-энергетический подход к описанию биологических систем разного уровня и способов передачи вещества, энергии и информации. В то же время ни один из указанных авторов не рассматривал проблемы биологической эволюции. В.И.Вернадский в своих первых публикациях вообще не придавал никакого значения эволюции и рассматривал биосферу как глобальную биогеохимическую систему Земли, в которой количество живого вещества во все геологические эпохи представляет константу, не меняющуюся в ходе геологического времени.

Однако, именно этот подход - с позиций структурно-функциональной организации биологических систем разного уровня (от вида как совокупности популяций до разномасштабных экосистем) - позволяет удовлетворительно объяснить парадоксы эволюции и понять причины возникновения экосистемных кризисов как закономерных явлений в истории биосферы, являющихся неизбежной платой за биологический прогресс. На этой концептуальной основе автором развивается автогенетическая концепция эволюции биосферы, которая хорошо согласуется с интенсивно развивающейся в последние годы синэнергетической концепцией саморазвития мира [6], [10], [11], [12], [13].

Эта концепция излагается здесь в кратком виде. Следует прежде всего заметить, что при разработке автогенетической концепции автор опирался на учение С.С. Шварца об экологических закономерностях эволюции. [14] Центральное звено этого учения - новая трактовка понятия "экологическая ниша". Согласно этой концепции эволюционный процесс начинается не с видового, а внутривидового (популяционного) уровня. Главным его условием является не пространственная изоляция (т.е. смена биотопа), как, это предписывается синтетической теорией эволюции, а изменением экологической специализации, т.е. изменением экологической ниши. Слабым звеном в концепции С.С. Шварца оказалось отсутствие данных по эволюции сообществ, поэтому он не смог объяснить такой эволюционный парадокс, как возникновения "эволюционных монстров". Автором на примере экологической эволюции остракод показано, что максимальный полиморфизм и возникновение "монстров" на ранних этапах эволюции любой таксономической группы - необходимое условие их дальнейшего эволюционного развития [10]. Таким образом, устраняются противоречия в экологической концепции эволюции С.С. Шварца, которые до сих пор препятствовали признанию этого учения среди биологов и палеонтологов.

Новая трактовка понятия экологической ниши в отношении функциональной характеристики экосистем дополнена мной понятием "экологической гильдии" как совокупности организмов разной таксономической принадлежности, выполняющих одинаковую роль в трофических целях, т.е. в биологических круговоротах. Главные положения автогенетической концепции эволюции биосферы на основе экологических закономерностей функционирования экосистем можно кратко сформулировать в следующих положениях.

1. Эволюция биосферы - это эволюция экосистем, приуроченных к конкретным биономическим зонам, каждая из которых различается по предельному эволюционному диапазону (максимум длительности имеют шельфовые экосистемы, минимум - наземные), темпам эволюции, характером пространственной дифференциации и особенностями биогеохимических круговоротов - потоков вещества и энергии, способов их утилизации и т.п..

2. Эволюция - приспособительный процесс, который реализуется путем адаптивных компромиссов, поэтому конкурентные отношения между экологическими сообществами подчиняется принципу конкурентного ограничения, а не исключения, как на видовом уровне.

3. Эволюция - процесс пространственной экспансии жизни на Земле, от локальных биотопов до континуальной биосферы, путем создания новых экологических гильдий и новых экологических ниш.

4. Основные этапы пространственной экспансии биологических сообществ соответствуют рубежам кардинальных структурно-функциональных перестроек экосистем, которые всегда завершаются достижением более высокой степени гомеостаза. Поэтому массовые вымирания таксонов в кризисные эпохи - естественная плата за эволюционный прогресс.

5. Экологический кризис означает ротацию или перераспределение доминирующей роли в экосистемах разнотипных экологических гильдий, любой другой биотический кризис - это только ротация экологически эквивалентных таксонов. В этом заключается принципиальные различия глобальных экологических и обычных биотических кризисов, которые также могут носить глобальный характер.

6. Любому экологическому кризису предшествует возникновение новых специализованных форм (экологических гильдий), которые постепенно усиливают конкурентное давление в борьбе за ресурсы на прежних экологических монополистов. Например, в ордовике появление и массовое развитие прикрепленных фильтраторов (кораллов, мшанок, строматопорат, криноидей), мелкомерных организмов низшего трофического уровня (остракод), специализированных нектонных и пелагических организмов (граптолитов, наутилоидей, конодонтофорид) привело к массовому вымиранию господствовавших до этого в донных биоценозах трилобитов, а в целом это означало исключительно важный для дальнейшей судьбы биосферы историко-геологический этап ее развития. Именно в ордовике сформировалась глобальная морская экосистема с постоянно (а не факультативно) функционирующей пелагиалью и замкнутым биогеохимическим круговоротом, охватывающим весь объем морских акваторий - от дна до поверхности. Другой пример - массовое вымирание крупномерных животных (динозавров) в пограничном интервале мела и палеогена. К этому времени в континентальных биоценозах возникли многочисленные группы млекопитающих, способных к более эффективному использованию биологических ресурсов первичного уровня. Именно это, а не какие-то эксклюзивные причины по-видимому, привело к вымиранию гигантских, малоподвижных динозавров.

7. Конкурентные отношения новых и старых экологических гильдий удовлетворительно объясняют закономерный, периодический характер экологических кризисов и не требует привлечения для их объяснения крупномасштабных стихийных событий абиотической природы. Однако это не означает, что эволюция биосферы не связана с влиянием абиотических факторов. Безусловно, эти процессы идут сопряженно, по законам синэнергетического взаимодействия. В качестве примера можно еще раз привести историю развития ордовикских экосистем. Необходимым условием возникновения постоянно действующей пелагиали и появления на приморской суше первых сосудистых растений было формирование озонового экрана, в результате чего жизнь впервые смогла "оторваться" от морского дна. До этого времени она могла существовать только под защитной толщей воды.

Таким образом, главная тенденция эволюции экосистем - эффективное использование вещества и энергии в пространстве, которое достигается коэволюцией физико-химических параметров среды и биологических механизмов сохранения и передача энгергии и вещества.

Эволюция биосферы на всех ее этапах, включая кризисные, - это процесс самоорганизации за счет взаимодействия внешних и внутренних факторов в направлении увеличения экологической емкости, адаптационных ресурсов и энергетической эффективности экосистем. По этим показателям биосфера именно в антропогене достигла максимальной устойчивости за всю ее эволюционную историю. В футурологических построениях, касающихся дальнейших путей развития цивилизации, принято ставить знак равенства между судьбами человека и биосферы. Считается, что угроза для человечества таится в опасности дестабилизации, дисбаланса, деградации билосферы. Но это не так. Вопреки дестабилизирующему влиянию человека биосфера как живая система пока неподвластна ему, так как располагает огромным резервом выживания в виде потенциальной возможности реагировать на изменения внешних факторов ротацией ее отдельных компонентов. Однако, такая ротация может оказаться роковой для человечества, лишив его привычных ресурсов питания и других необходимых биологических компонентов среды обитания.

Сам человек как терминальный продукт эволюции экосистем и ее функциональная единица (биологический вид Homo sapiens) является феноменологическим объектом биосферы, который в отличие от всех других видов не подчиняется закону адаптивного компромисса. Поэтому дальнейшая судьба человечества будет зависеть от его способности регулировать процессы социогенеза в качестве составной части глобального экогенеза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант 96-05-64846).

Литература

1. Корольков Б.П. Ряды в эволюции структур. - Вестник РАН, 1997. - Т. 67, № 10 - С. 928-935.
2. Павленко А.Н. Эпистемологический поворот. - Вестник РАН, 1997. - Т. 67, № 5 - С. 424-432.
3. Пригожин И. От существующего к возникающему. М.: Наука, 1985. - 327с.
4. Силин А.А. О единстве и саморазвитии мира. - Вестник РАН, 1997. - Т. 63, № 4 - С. 318-325.
5. Степин В.С. Философия на рубеже веков. - Вестник РАН, 1997. - Т. 67, №5 - С. 387-395.
6. Каныгин А.В. Человек в панбиосфере: конфликт биологической и социальной стратегий эволюции. - Тезисы доклада научной конференции РФФИ "Науки о Земле на пороге XX1 века: Новые идеи, подходы, решения". - М. :Научный мир, 1997. - С. 79.
7. Коптюг В.А. Наука спасает человечество. - Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997. - 342 с.
8. Голубев В.С. Устойчивое развитие: новая парадигма. - Вестник РАН, 1997. - Т. 67. - № 12. - С. 1104-1107.
9. Гительзон И.И., Барцев С.И., Охонин В.А., Суховальский В.Г., Хлебопрос Р.Г. Какой должна быть стратегия развития? - Вестник РАН, 1997. - Т.67. - № 5. - С. 415-420.
10. Каныгин А.В. Экологическая эволюция остракод и проблема видообразования. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Аспекты эволюции организмов и среды. Новосибирск: Наука, 1990. - С. 59-76.
11. Каныгин А.В. Ордовикский этап развития биосферы. Кардинальная перестройка морских экосистем. - В кн.: Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1996. - С. 170-173.
12. Каныгин А.В., Базарова Л.С., Бахарев Н.К., Тимохин А.В., Гуськов С.А., Левчук Л.К., Маринов В.А., Никитенко Б.Л., Ядренкин А.В. Альтернативная хорология сообществ остракод и фораминифер в фанерозое. - В кн.: Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск, НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1996. - С.170-173.
13. Каныгин А.В. Природная среда как элемент панбиосферы. - Геология и геофизика, 1996. - Том 36, N 8. - С. 3 -6.
14. Шварц С.С. Экологические закономерности эволюции. М.: Наука, 1980 - 278 с.

# ВАЖНЕЙШИЕ РУБЕЖИ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ И ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ СООБЩЕСТВ ОСТРАКОД В ПАЛЕОЗОЕ

А.В. Каныгин, Л.С. Базарова, Н.К. Бахарев
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Остракоды по сочетанию морфологических, физиологических, экологических и биостратономических характеристик можно считать уникальными палеобиологическими объектами, обладающими разнообразными индикаторными свойствами для палеэкологических и филогенетических реконструкций на протяжении всей их фанерозойской истории. По длительности геологического существования (свыше 500 млн. лет), экологической универсальности (способности адаптации во всей гидросфере), морфологическому и таксономическому разнообразию, исключительно высокой численности ископаемых остатков, биогеохимической устойчивости экзоскелета, высокой плотности популяций, высоким темпам размножения, многократным линькам в онтогенезе они с полным основанием могут быть отнесены к наиболее информативным представителям ископаемых биот. В ходе своего эволюционного развития они прошли путь от доминантов низших трофических уровней в локальных биотопах раннего палеозоя до глобальной диаспоры в гидросфере Земли в терминале своей истории.

Таким образом в процессе своего исторического развития сообщества остракод прошли неординарный путь, сопровождавшийся многократным изменением их биоценотической роли в морских, затем и пресноводных экосистемах, перестройками пространственного распределения в конкретных биономических зонах, кардинальными изменениями хорологической дифференциации в экосистемах разного типа. Эти вопросы рассматривались в ряде публикаций одного из авторов этой статьи. [1], [2], [3], [4], [5]

Здесь развиваются и детализируются отдельные положения развиваемой А.В. Каныгиным концепции экологических закономерностей эволюции с использованием конкретных данных по остракодам ордовика (А. В. Каныгин), силура (Л. С. Базарова) и девона (Н.К. Бахарев). Фактический материал по ордовику относится к Сибирской платформе, Верхояно-Чукотской складчатой области, Таймыру, о-ву Котельному, Новой Земле, по силуру - к Сибирской платформе и Алтае-Саянской складчатой области, по девону - к Алтае-Саянской области, Западно-Сибирской плите и, отчасти, к арктическим районам Сибири.

История палеозойских сообществ остракод представляет большой интерес в связи с изучением закономерностей глобальных изменений экосистем и факторов их устойчивого существования в геологическом прошлом.

Начальные этапы эволюции экосистем, несмотря на некоторые ограничения актуалистического характера, являются очень информативными при оценке масштабов, периодичности и механизмов эволюционных, циклических и катострофических процессов, оказывающих влияние на биоты в целом и их отдельные компоненты, т. к. они являются наиболее простыми по количеству структурных элементов и обычно имеют четкие, дискретные границы.

Общая тенденция развития морских экосистем в раннем палеозое от кембрия до девона - это усложнение структурных компонентов (таксономическая дивергенция), функциональных связей (возникновение новых экологических специализаций), расширение жизненного пространства (освоение новых биотопов).

Остракоды в раннепалеозойских морях, начиная со среднего ордовика, были доминантами низшего трофического уровня, поэтому могут рассматриваться как индикаторные компоненты экосистем. Хотя в литературе встречаются описания единичных представителей остракод из кембрия и низов нижнего ордовика, достоверная история сообществ

остракод начинается только с основания среднего ордовика. Они достаточно детально изучены из отложений эпиконтинентальных бассейнов Балто-Скандии, Сибирской платформы, платформенных областей Северной Америки, Верхояно-Чукотской складчатой области, арктических островов (о-ва Котельного, Новой Земли), Таймыра, Урала. Большое количество таксонов описано из эрратических валунов Северной Германии. Имеются сведения по ордовикским остракодам Чехии, Польши, Франции, Англии, Китая, Австралии, Аргентины и некоторых других районов мира. Таким образом, к настоящему времени накопился огромный сравнительный материал по начальному этапу эволюционной истории остракод, которой позволяет достаточно детально охарактеризовать роль сообществ остракод в морских экосистемах ордовикского периода. В то же время, на материале изучения ордовикских биот Сибири и обобщении данных по другим регионам детально изучена биоценотическая история морских экосистем этого времени, дана новая интерпретация так называемого великого биотического кризиса в конце позднего ордовика [4]. Согласно этой интерпретации, в течение всего ордовикского периода и особенно интенсивно в позднем ордовике некогерентные (т. е. экологически недонасыщенные) экосистемы постепенно преобразовывались в когерентные (т. е. экологически насыщенные). Сокращение таксономического разнообразия некоторых таксономических групп (главным образом, трилобитов) в позднем ордовике в биоценотическом отношении полностью компенсировалось появлением новых экоморфотипов, перераспределением экологических доминантов в пределах уже освоенных биономических зон и созданием новых биотопов. Главным результатом такой структурно-фациальной перестройки морских экосистем в ордовике было возникновение и стабилизация пелагиали как постоянной сферы жизни и достижение замкнутого биологического круговорота в донных биоценозах за счет сбалансированного соотношения детритоядов, фильтраторов и других экологических типов консументов с планктонными и бентосными продуцентами. В ордовике кардинально изменилась пространственная структура морских экосистем. До раннего ордовика включительно фотосинтезирующая ассимиляция солнечной энергии была приурочена главным образом, к морскому дну, образуя огромное количество строматолитов. И только с позднего ордовика, когда по наиболее достоверным расчетам уровень кислорода в атмосфере достиг 10% от нынешнего количества и возник озоновый экран, стало возможной постоянная жизнь на поверхности воды и в ее толще, т. е. в пелагиали. Кстати, и первые попытки проникновения жизни на сушу приурочены к позднему ордовику. К этому времени относятся первые находки сосудистых растений. По некоторым данным в ордовике появились и первые морские позвоночные - предки современных рыб.

Все эти данные заставляют считать ордовикский период как один из важнейших этапов становления биосферы Земли.

Остракоды, как и другие появившиеся в среднем ордовике новые экологические гильдии (особенно прикрепленные фильтраторы) практически мгновенно (в масштабе геологического времени) оккупировали шельфы ордовикских морей, заняв в них на нижнем трофическом уровне доминирующее положение.

Средний и поздний ордовик - время формирования постоянно действующей пелагиали, населенной первой в истории морских экосистем специализированной группой фауны, а именно граптолитами. К этому же времени относится массовое развитие нектонных организмов, к которым можно отнести наутилоидей и конодонтофорид. Первые представители остракод, способные к широким расселениям и факультативному существованию в пелагиали, также относятся к среднему ордовику. Эти формы еще не могут быть отнесены к типичному планктону, поэтому получили название субпелагических. [3]

По мере стабилизации донных сообществ и усиления в них роли новых экологических гильдий к позднему ордовику начинает меняться пространственная структура сообществ остракод. Их биотопы по сравнению с начальными этапами эволюции начинают дробиться, приобретая мозаичный характер. Донные и отчасти пелагические биоценозы

становятся значительно более политаксонными (т. е. увеличивается общее таксономическое разнообразие на уровне крупных таксонов), а пространственная (хорологическая) дифференциация резко усилилась.

Таким образом, развитие сообществ остракод в ордовике хорошо коррелируется с общими тенденциями в развитии донных и пелагических сообществ других групп фауны.

В силуре и раннем девоне в целом сохранились те же тенденции в развитии сообществ остракод, которые, однако, постепенно начинают утрачивать прежнюю резко выраженную доминирующую роль в донных биоценозах, но количество видов, населяющих пелагиаль, постепенно возрастает. В конце силура впервые в массовом количестве появляются типичные пелагические остракоды - энтомозоиды, имеющие в раковинах специальное сквозное отверстие для выхода мощных плавательных антенн.

На девонский период приходится второй после ордовика пик таксономического разнообразия остракод. Общее количество видов в девоне даже несколько превышает количество ордовикских видов, однако, по плотности популяций и, по-видимому, по общей биоценотической роли они уступали своим первоначальным предкам. Начиная со среднего девона, таксономическое разнообразие остракод и общая численность в популяциях начинает снижаться. В то же время, как и в позднем ордовике, наблюдается резкое дробление биотопов, наиболее отчетливо выраженное в фациальных зонах с биогермными постройками.

В последние полтора десятилетия в эмских отложениях открыт новый экоморфотип остракод, который, по видимому, был широко распространен в пелагиали Мирового океана того времени. Он представлен весьма мелкомерными, очень хрупкими раковинами, обычно с ажурной микроскульптурой, характерной для пелагических раковинных организмов. Близкие представители этого экоморфотипа имеют глобальное распространение. Они встречены на Салаире, Западно-Сибирской плите, на Урале, Германии, Южной Франции, Испании, Австралии. По своим морфологическим и хорологическим особенностям они в полной мере отвечают типичным планктонным организмам. [6]

Следует подчеркнуть, что открытие этого экоморфотипа связано с совершенствованием методов химического препарирования. Как оказалось, они выделяются из породы только при дозированном растворении карбонатно-кремнистой породы в уксусной кислоте. При изучении остракод попутно выявился еще один феномен: в разных частях Земли в океанической воде в это время, по-видимому, было повышенное содержание кремния. В связи с этим карбонатные раковины остракод окремнены и поэтому не растворяются при растворении пород в слабом растворе кислоты. Попытки выделить такие комплексы остракод традиционными термомеханическими методами оказались безуспешными.

Расцвет пелагических форм в девоне совпал с кардинальной перестройкой пелагиали. К началу среднего девона полностью вымерли самые массовые в прежние эпохи пелагические организмы - колониальные граптолиты. Вместо них начали бурно развиваться новые группы головоногих моллюсков, особенно мелкомерных, разнообразные рыбы, появились первые планктонные фораминиферы. Именно со среднего девона остракоды начинают стремительно утрачивать доминирующую роль в донных сообществах, которую постепенно осваивают фораминиферы. [3], [5] Видимо, с конца девона, но особенно отчетливо в раннем карбоне начинается заселение остракодами континентальных водоемов, которые оказались в числе первых колонизаторов пресных вод.

Таким образом, максимальный расцвет сообществ остракод связан с периодами структурно-функционального становления когерентных морских экосистем, от ордовика до девона. Их эволюционная судьба в палеозое хорошо иллюстрирует общую закономерность автогенетического развития экосистем: перераспределение доминирующей роли и пространственной дисперсии разнотипных экологических групп по мере появления новых экологических специализированных групп (экологических гильдий). Экологическую эво-

люцию экосистем можно рассматривать, таким образом, как эстафету экологических гильдий.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 96-05-64846, 96-05-66071).

Литература

1. Каныгин А.В. Экологические типы ордовикских остракод. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: палеоэкологические проблемы. Новосибирск: Наука, 1974. - С 87-100.
2. Каныгин А.В. Общие закономерности биономической и географической дифференциации остракод. - В кн.: Практическое руководство по микрофауне СССР. Остракоды палеозоя. Л.: Недра, 1990. - С 179-180.
3. Каныгин А.В. Основные этапы экологической эволюции остракод. - В кн.: Практическое руководство по микрофауне СССР. Остракоды палеозоя. Л.: Недра,1990. - С 180-182.
4. Каныгин А.В. Ордовикский этап развития биосферы. Кардинальная перестройка морских экосистем. - В кн.: Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1996. - С.170-173.
5. Каныгин А.В., Базарова Л.С., Бахарев Н.К., Тимохин А.В., Гуськов С.А., Левчук Л.К., Маринов В.А., Никитенко Б.Л., Ядренкин А.В. Альтернативная хорология сообществ остракод и фораминифер в фанерозое. - В кн.: Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. Новосибирск, НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1996. - С.170-173.
6. Yolkin E.A., Gratsianova R.T., Bakharev N.K. at all. Facies and faunal associations of the Telengitian (Emsian) in its type Locality. - In.: Devonian in the World, Canadian Society of Petroleum geologosts, Calgary, Canada, 1988. - P. 193-207

## СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КИТЕРБЮТСКОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Г.В. Касаткина
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Китербютский горизонт на территории Западной Сибири распространен во всех фациальных областях: морской, континентальной и переходной и представлен тогурской и китербютскими свитами. Развитый в нем раннетоарский спорово-пыльцевой комплекс несет в себе черты воздействия потепления развившегося в раннем тоаре на территории большей части Земного шара.

Спорово-пыльцевое наполнение этого горизонта представлено двумя комплексами. Первый комплекс переходный позднеплинсбах-раннетоарский, а точнее его верхняя часть - называемая В.И. Ильиной слоями 5б, приурочен к самой нижней части (речь идет о нескольких первых десятках сантиметров) горизонта. Возможно, это переходные между шараповским и китербютским горизонтам слои. Второй комплекс собственно раннетоарский.

Переходный комплекс получен нами на Западно-Перевальной пл. в скв. 11а. Это область перехода от морских к континентальным обстановкам осадконакопления. Состав комплекса на этой площади, в основном, споровый с однообразным видовым составом. Доминирует группа гладких трилетных форм Cyathidites spp., C. minor, среди них очень часты мелкие разности размером около 20 микрон. В равном с ними соотношении и, соответственно, тоже доминантном, находятся споры Tripartina variabilis. Несколько меньше спор Dipteridaceae. Пыльцевая часть представлена почти полностью Cycadopites и Ginkgocycadophytus. О том, что этот подкомплекс 5-го комплекса, выделенного сейчас и в Западной Сибири, тоже соответствует по составу слоям 5б палинологической шкалы Сибири, говорит присутствие спор мигрантов из Евро-Синийской фитогеографической области (большого числа диптериевых, редких Matonisporites sp., Marattisporites sp., Obtusisporites junctus, Classopollis). На территории Западной Сибири этот комплекс прослежен В.И. Ильиной в основании тогурской свиты в Пономаревской скв.2, которая также

расположена в зоне перехода обстановок осадконакопления от морских к континентальным и в Салатской скв.1 [1].

Раннетоарский палинокомплекс на территории Западной Сибири впервые описан в Приенисейском районе по Белогорской опорной и скважинам Костровской площади. Позднее этот комплекс описывался по многим скважинам Тюменской, Томской, Новосибирской областей различными авторами [2,3,4,5,6] и др. Нами этот реперный комплекс изучался на нескольких площадях в морской и переходных фациальных областях. Основной его отличительной чертой является присутствие спор так называемых "теплолюбивых" папоротников и пыльцы Classopollis, которая продуцируется хвойными хейролепидиевыми. Изученные комплексы оказались в основном споровыми, где на фоне доминирующих гладких трилетных спор обязательно присутствуют Dipteridaceae ( и их достаточно много), Matonisporites, Marattisporites, Klukisporites, Duplexisporites anogrammensis, D. sp., Contignisporites problematicus. Содержание трех последних из них в некоторых спектрах может доходить до 30%. Интересно поведение пыльцы Classopollis; содержание которой может быть от единичных зерен до 60%. Причем там, где ее становится очень много, содержание спор папоротников мигрантов из евро-синийской фитогеографической области (особенно Duplexisporites), резко уменьшается. С севера на юг комплексы так же незначительно изменяются, естественно не в качественном отношении, а в том что содержание вышеуказанных компонентов в основном значительно меньше, комплексы менее разнообразны, а основными компонентами все-таки становятся Cyathidites spp., Osmundacidites sp., Ginkgocycadophytus. Так, отмечая особенности распространения пыльцы Classopollis в приенисейской части разреза, Л.Н. Шейко [7] указывает, что если в Белогорской опорной скв. содержание Classopollis - 30%, севернее, на Костровской пл.- до 10%, то в Усть-Енисейском районе ее не более 2-3% . Возраст комплекса устанавливается условно как раннетоарский по сопоставлению с эталонными комплексами морских фаунистически охарактеризованных разрезов севера Сибири датированных фауной и кроме того цистами динофлагеллат. На Ново-Портовской площади разрезы датируются фораминиферами. Следует отметить, что по мнению Л.В.Ровниной [8] подобный "теплый" комплекс может встречаться и в более молодых отложениях. Например, в резрезе Сергеевской скв. 5 он встречен в байосских отложениях, что связывается с локальными палеогеографическими условиями.

Литература

1. Костеша О.Н.,Кабанова В.М.,Ткачева Л.Г.,Чеснокова В.С. Новые данные по палиностратиграфии нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты. //Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири.- СНИИГГИМС, 1991. - С.55-63.

2. Шейко Л.Н., Безрукова С.А. Тоарский спорово-пыльцевой комплекс восточных районов Западно-Сибирской низменности. //Материалы по стратиграфии и палеонтологии мезозойско-кайнозойских отложений Западной Сибири. - Тюменью. / Тр. ЗапСибНИГНИ, 1970. - Вып.316, с.100-102.

3. Ровнина Л.В. Новые данные к расчленению нижнеюрских отложений восточной части Западной Сибири. //Вопросы стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных областей СССР. - М.: Наука, 1977. - С.36-37.

4. Маркова Л.Г., Скуратенко А.В. "Теплый" тоарский палинокомплекс в нижней юре Томской области и его значение для стратиграфии и межрегиональных сопоставлений. //Новые данные по стратиграфии и палеонтологии нефтегазоносных бассейнов Сибири. - Новосибирск,1983. - С.41-45.

5. Кабанова В.М.,Костеша О.Н.,Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Пермь, триас и нижняя юра Нюрольской впадины. //Геологическое строение и нефтегазоносность юго-востока Западной Сибири. - Новосибирск, с. 58-6.

6. Костеша О.Н., Кабанова В.М., Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Стратиграфия нижней юры осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты. //Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. - Новосибирск, 1990. - С.63-79.

7. Шейко Л.Н. Роль пыльцы Classopollis в спорово-пыльцевых комплексах юрских отложений Западно-Сибирской равнины. //Спорово-пыльцевой метод при реконструкции палеорастительности и определении биофаций. / Тр. ЗапСибНИГНИ. - Вып.187 - 1984 - С.10-14.

8. Ровнина Л.В. ,Недашковская О.В., Цатурова А.А. Влияние палеогеографических ситуаций на состав палинокомплексов (Западная Сибирь). //Палинология в биостратиграфии, палеоэкологии и палеогеографии. Москва, 1996. - С.118.

# КОНОДОНТЫ РОДА NORIGONDOLELLA ИЗ ЗОНЫ EOMONOTIS SCUTIFORMIS СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА)

Т.В. Клец
Новосибирский госуниверситет, г. Новосибирск

На территории Северо-Востока Азии триасовые конодонты наиболее изучены в нижнем отделе [1]. В среднем триасе они встречаются значительно реже, их находки достоверно установлены на Восточном Таймыре [2], на Омолонском массиве [3, 4] и на Омулевсном поднятии [5]. Одной из причин недостаточного использования верхнетриасовых конодонтов для целей биостратиграфии является их относительно редкая встречаемость и весьма слабая изученность. Сведения о находках их в сибирских регионах приводятся лишь как констатирующая информация [6, 7, 8]. Причинами этому являются как отдаленность и труднодоступность территории, так и представления об отсутствии конодонтов в позднем триасе бореальных регионов. В связи с этим, каждая новая на данной территории находка конодонтов представляет определенную ценность и значительный интерес для целей биостратиграфии, межрегиональной бореально-тетической корреляции, палеобиогеографии.

По данным А.Ю.Егорова и др. [9] на о-ве Котельный (Новосибирские острова) зона Eomonotis scutiformis (обнажение 192) представлена пачкой глин черных, плотных, пелитоморфных, неслоистых, с горизонтами (через 1,5 м) сидеритовых конкреций. По всей пачки рассеянны пиритизированные остатки макрофауны, среди которых преобладают мелкие аммоноидеи Cladiscites ex gr. Beyrichi Welter, Placites polidactylus (Mojs), Rhacophyllites ex gr. Debilis(Hayer) и др. Кроме того, многочисленны двустворки Otapiria korkodonensis Polub., O.dubia (Ich.), Eomonotis scutiformis (Teller), E. Daonellaeformis (Kipar.) и др. Комплекс микрофауны обнаружен на расстоянии 9 м от подошвы (полевой обр. 192-1-9п). Представлен янтарно-желтыми конодонтами Norigondolella steinbergensis (Mosher), N. ex gr. navicula (Huckr.), фораминиферами хорошей сохранности родов Nodosaria, Lenticulina и др., немногочисленными гладкими створками остракод отряда Podocapida. Мощность пачки 22 м.

Выше залегают глины серые, аргиллитоподобные, пелитоморфные, неслоистые, сланцеватые, с горизонтами (через 1 - 2 м) сидеритовых конкреций. В нижней части пачки (0 - 5 м) многочисленны Eomonotis daonellaeformis (Kipar.), E. Scutiformis (Teller) и др. Мощность пачки 5 м.

Вид Norigondolella steinbergensis (Mosher)К.Мошером впервые выделен как подвид Paragondolella navicula steinbergensis в верхненорийских разрезах Зоммераукогеля и Штайнбергкогеля около Халльштатта (Австрия) [10]. Наличие конкретных достаточно легко определяемых морфологических признаков (строение платформы и нижней стороны) позволило исследователям в настоящее время придать ему статус самостоятельного вида, особая биостратиграфическая ценность которого связана с тем, что он является самым молодым видом, пережившим всех известных норийских платформенных конодонтов. Л.Кристин в разрезах Восточных Альп (Австрия) как возрастной аналог аммоноидной подзоны Choristoceras marshi-l установил комплексную конодонтовую зону steinbergensis - A.Z. с видом-индексом Gondolella (=Norigondolella) steinbergensis, в которой полностью отсутствуют широко распространенные в подстилающих отложениях платформенные конодонты родов Epigondolella и Norigondolella. Широкий интервал распространения Gondolella (=Norigondolella) steinbergensis в указанных разрезах охватывает аммоноидные зоны Cyrtopeurites bicrenatus, Himavatites columbianus, Rhabdoceras suessi и подзолу Choristoceras marchi (средне-верхненорийский подъярусы, низы рэтского яруса) [11]. В Британской Колумбии (остров Huxley) исследуемый вид характеризует в ассоциации с

Epigondolella postera (Kozur et Mostler) конодонтовую зону Epigondolella postera, близким возрастным аналогом подзоны columbianus-II (средний норий) [12]. В Приморье Г.И.Бурий Paragondolella (=Norigondolella) steinbergensis установила в средненорийских известнякам рифовых массивов Сахарная Голова (зона Cyrtopleurites bicrenatus) и Верхний (зона Himavatites columbianus) [13]. Находки данного вида также известны в нории Китая, Тибет, формация Gongzhula [14].

По данным Л.Кристина, в разрезах Австрии вид Gondolella (=Norigondolella) navicula (Huckr.)распространен в зонах Guembelites jandianus, Malayites paulckei, Juvavites magnus, Cyrtopleurites bicrenatus и Himavatites columbianus (нижний-средний норий, конодонтовые зоны primitia-Z., spatulata-Z., верхи postera-A.Z. и нижняя часть bidentata-Z.). Вид известен также в Британской Колумбии, где он появляется в основании зоны kern. Есть данные о находках Neogondolella (=Norigondolella) navicula в норийских кремнистых отложениях Дальнего Востока России (конодонтовые зоны Epigondolella abneptis и Epigondolella postera) [15].

Установленные конодонты и другие группы микрофауны значительно пополняют палеонтологическую характеристику вмещающих отложений, датируемых по многочисленным галобиидам и аммоноидеям как средненорийские (время scutiformis).

Отдаленная корреляция охарактеризованных конодонтами слоев с Norigondolella steinbergensis Северо-Востока Азии с разрезами Австрии, Дальнего Востока России, Китая (тетическая область) и Британской Колумбии (область экотона) достаточно ясна. Наиболее вероятно, ее можно осуществить на уровне верхней части конодонтовой зоны postera и нижней части зоны bidentata.

Естественно, преждевременно делать окончательные выводы о каком-либо палеобиогеографическом распределении верхнетриасовых конодонтов, но уже сейчас можно отметить следующее. В бореальной области не установлены, скорее всего, отсутствовали широко распространенные в тетической области, скульптированные и имеющие наибольшее стратиграфическое значение конодонты родов Metapolygnathus,Epigondolella, Gladigondolella.Космополитные формы представлены только одним родом Norigondolella (=Neogondolella, =Gondolella, =Paragondolella),имеющим простое морфологическое строение.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект No 97-05-95290).

Литература

1. Дагис А.А. Раннетриасовые конодонты Севера Средней Сибири//М.: Наука, 1984. - 68 с.
2. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии//М.: Наука, 1979. - 240 с.
3. Дагис А.А. Триасовые конодонты Северо-Востока СССР//Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: Наука, 1991. - С.3-13.
4. Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тас//Магадан: СВКНИИ. 1988. – 47с.
5. Константинов А.Г., Соболев Е.С., Курушин Н.И. и др. Зональное расчленение триасовых отложений Омулевского поднятия (бассейн р. Колымы)//Геология и геофизика, 1997. - Т.38, N 10, - С.1653-1669.
6. Клец Т.В. О находках конодонтов в верхнем триасе Севера Средней Сибири // Проблемы геологии Сибири/Тезисы докладов научной конференции, посвященной 75-ю геологического образования в Томском госуниверситете. Т. 1. Томск, 1996а - С.148-149.
7. Клец Т.В. Первые находки конодонтов в верхнетриасовых отложениях острова Котельный//Стратиграфия. Геологическая корреляция, 19966.- Т. 4.N 6. - С.96-98.
8. Klets T. Boreal-Tethys conodont correlation of Upper Triassic in North-East Asia//Sixth European conodont symposium ECOS YI. Abstracts. Warszawa, 1996.- P.29.
9. Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений острова Котельный (Новосибирские острова)//Бореальный триас. М.: Наука, 1987. - С. 66-80.
10. Mosher L.C. Triassic conodonts from British Columbia and the northern Arctic Islands//Geol. Surv. Canad. Bull. t973. - N 222. - P.141-192.
11. Krystyn L. Stratigraphy of Hallstatt region//Abhandl. der Geol. Bundesanstalt. 1980. - V. 35. - S.69-98.
12. Orchard M.J. Late Triassic conodont biochronology and biostratigraphy of the Kunga Group, Queen Charlotte

Islands, British Columbia//Geolog. Sur. of Canada, 1991. - № 90-10. - P.173-193.
13. Бурий Г.И. Конодонты и биостратиграфия триаса Сихотэ-Алиня// Владивосток: ДВГИ,1989.- 136с.
14. Zhao X., Zhang K. Triassic Conodonts from the Ngari, Xizang (Tibet), China//Acta Micropalaeont., 1991. - V.8. - № 4. - P.433-440.
15. Клец Т.В. Биостратиграфия и конодонты триаса Среднего Сихотэ-Алиня//Новосибирск: Новосиб. госуниверситет, 1995. - 111 с.

# СТРОЕНИЕ НЕОКОМСКОЙ ТОЛЩИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СУРГУТСКОГО СВОДА

Л.Н.Константинова, Г.Д.Ухлова
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

В западной части Сургутского свода неокомские отложения представлены тремя свитами [10]: сортымской, усть-балыкской и сангопайской. Сортымская свита, представленная в верхней части тонкослоистыми черными аргиллитами и в нижней части тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и светлых мелкозернистых песчаников, залегает на баженовской свите, верхняя граница сортымской свиты проведена по кровле чеускинской пачки. На сортымской свите залегает усть-балыкская свита, также представленная тонкослоистыми аргиллитами и светло-серыми линзами мелкозернистых песчаников и алевролитов. Верхняя граница усть-балыкской свиты проведена по кровле пимской пачки. На усть-балыкской свите залегает сангопайская свита, представленная переслаиванием светлых мелкозернистых песчаников с темными аргиллитами и алевролитами, но песчаников значительно больше, чем ниже по разрезу. Верхняя граница сангопайской свиты связана с подошвой алымской пачки.

В геологической литературе по неокому Западной Сибири имеются многочисленные работы, в которых показано клиноформное строение этой части разреза нижнего мела [1, 4,5,7,8]. В этих работах обосновано соответствие пачек тонкоотмученных глин и отражающих горизонтов, проведена корреляция песчаниковых пластов, выделены или седиментационные комплексы, или сейсмофациальные единицы, или клина- формы или циклиты - это одни и те же интервалы разреза неокома, которым даны собственные имена по названиям глинистых пачек-отражающих горизонтов. Различают два типа разрезов неокома - шельфовый с субгоризонтальными границами и клино-формный с наклонными границами. Шельфовые части разреза неокома имеют четкое циклическое строение - глинистые пачки чередуются с группами песчаниковых платов. Эти части разреза выделяются в циклиты, в нижней части которых находятся глинистые пачки, а в верхней - группы песчаниковых пластов [3,9]. В западном направлении циклиты последовательно (снизу вверх) переходят в клиноформные единицы - клина- формы [2,4,8,6], в которых цикличность или проявлена менее четко, или отсутствует. Таким образом, на западе Сургутского свода седиментационные комплексы неокома выражены двояко: на востоке территории - в виде субгоризонтальных тел (циклитов), сохраняющих в целом свою толщину, а на западе - в виде наклонных линзовидных тел (клиноформ), в которых толщины сначала увеличиваются, а затем уменьшаются вплоть до исчезновения клиноформ.

На сейсмопрофилях между алымской и баженовской свитами выделено 6 отражающих горизонтов, следящихся по западу Сургутского свода. Отражающие горизонты на сейсмопрофилях привязаны геофизиками к пачкам тонкоотмученных глин, хорошо выделяющихся по кривым КБ (каверномер) и несколько хуже по ПК (индукционный каротаж). Пачкам тонкоотмученных глин присвоены собственные имена в соответствии со схемой Мкртчяна [7].

Таким образом, на западе Сургутского свода выделено три клиноформы: пока-

чевская, чеускинская и сармановская, лянторский циклит на востоке территории и лянторская клиноформа на западе, и маслиховский, пимский и быстринский циклиты. Названия клиноформ-циклитов даны по базальным пачкам тонкоотмученных глин.

Условиям формирования неокомских песчаников посвящено много работ [2,3,4,5,6,7,8,9]. Все они обосновывают клиноформную модель неокома, согласно которой циклично происходило боковое заполнение глубоководного палеобасейна осадками, поступающими преимущественно с юго-востока. В периоды трансгрессий накапливались небольшие по мощности пачки тонкоотмученных глин, залегающие в основании клиноформ-циклитов (покачевская, чеускинская, сармановская, лянторская, маслиховская, пимская). Основная часть осадков накапливалась в периоды регрессий, когда преобладала лавинная седиментация [2,4].

Песчаный материал в клиноформном комплексе транспортировался по определенным питающим каналам [2,3], образуя у подножия склона конуса выноса дельтовидной формы, ориентированные вкрест простирания склона.

Песчаные тела, залегающие субгоризонтально в циклитах, сформировались в мелководной шельфовой обстановке с небольшим углом наклона дна. Для них характерны фации шельфа, формирующие песчаные острова, бары, гряды, валы (вдольбереговые и вкрестбереговые) и конуса выноса. Эти фации определены по электрометрии и толщинам песчано-алевритовых пластов.

Литература

1. Гиршгорн Л.Ш. Сейсмостратиграфия, предмет и метод // Методы оптимизации сейсморазведки на севере Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1983.- С. 95-103
2. Гурари Ф.Г. Клиноформы - особый тип литостратонов // Геология и геофизика, 1994. - №4. – С.19-26.
3. Карагодин Ю.Н., Нежданов А.А. Неокомский продуктивный комплекс Западной Сибири и актуальные задачи его изучения // Геология нефти и газа, 1988.- № 10. - С. 9-14
4. Карагодин Ю.Н., Ершов С.Ю., Сафонов В. и др. Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: Системно-литмологический аспект. Новосибирск: изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. - 251с.
5. Кулахметов Н.Х., Никитин В.М., Ясович Г.С., Валицкий Ю.Н. Особенности корреляции шельфовых отложений неокома Среднего Приобья с применением сейсморазведки МОГТ // Геология нефти и газа. - 1983. - № 5. - С.44-48.
6. Мкртчян О.М., Белкин Н.М., Дегтев В.А. Сейсмогеологическое обоснование единой схемы корреляции продуктивных пластов неокома Среднего Приобья // Сов. геология, 1985. - № 11. – С.115-122.
7. Мкртчян О.М., Трусов Л.Л., Белкин Н.М., Дегтев В.А., Сейсмогеологический анализ нефтегазоносных отложений Западной Сибири. М.: Наука, 1987. - 126с.
8. Наумов А.Л., Онищук Т.., Бинштох М.М. Об особенностях формирования разреза неокомских отложений Среднего Приобья // Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. Тюмень: ТИП, 1977. - С. 39-49.
9. Нежданов А.А. Основные закономерности строения сейсмостратиграфических комплексов неокома Западной Сибири // Геофизические методы при обосновании объектов нефтепоисковых работ в центральных районах Западной Сибири. Тюмень. ЗапСибНИГНИ, 1988. – С.84-87.
10. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. - 54с.

## К ВОПРОСУ ОБ "ЭНДЕМИЧНОСТИ" МИКРОБИОТ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Т.А.Корнилова, А.М.Станевич
ВостСибНИИГГиМС, г. Иркутск

Результаты многолетних исследований микрофоссилий позднего докембрия представляют реальную перспективу их использования при корреляции древних толщ [4]. Но первой и главной задачей подобных работ остаётся биотическая характеристика палеобас-

сейнов. Одной из основ комплексного решения этих проблем является возможность сравнения морфотипов биот из отложений изолированных регионов.

Уровень сходимости (коэффициент Симпсона [7]) между ассоциациями форм рифея и венда Южного Урала [4,2] и Учуро-Майского района Сибири [5,1] колеблется от 60 до 65. При сравнении микрофоссилий зон и районов Байкальской горной области (БГО) с ассоциациями стратотипа и гипостратотипа коэффициент колеблется от 39 до 68 и в среднем (с отбросом крайних значений) составляет 54. Это вроде бы должно подтверждать вывод М.А.Семихатова [6] о изолированности биоседиментационных условий БГО в позднем докембрии.

Ассоциации микрофоссилий в пяти районах БГО с различной формационной и геодинамической принадлежностью отложений демонстрируют сходные изменения и усложнения признаков вверх по разрезам. Региональные микробиоты представлены в основном формами, сохраняющими объём и структуру оболочек при условиях зеленосланцевой фации метаморфизма ("объёмные"). Этим свойством, а следовательно и таксономическим набором, они отличаются от большинства известных видов типовых разрезов рифея Урала, Учуро-Майского и других районов Сибири (Leiosphaeridia и др.). Эти "классические" формы ("плоские") наблюдаются только в смятом, листоподобном виде. Из этой ситуации также напрашивается вывод об эндемичности биот в бассейнах БГО.

Нами был просмотрен микрофитологический материал из проб калтасинской свиты и бородулинской серии докембрия Южного Урала (представлен В.И.Козловым, ГИН Башкирского НЦ РАН). В изученных ассоциациях, одновременно с классическим набором "плоских" форм, определены разновидности, известные только в БГО: Floris aff. radiatus, Proteus div. sp., Radiata costata. В пробах из лахандинской серии гипостратотипа рифея Учуро-Майского района нами также обнаружено несколько видов региональных форм. Ранее, В.А.Железняковым [3] в верхнем рифее Туруханского района было описано шесть видов микрофоссилий БГО.

Вышеизложенное позволяет сделать вывод, что таксономическое различие биот БГО и типовых разрезов рифея является кажущимся и обусловлено в первую очередь, малой изученностью "объёмных" форм в последних. Вторая причина заключается в разной экологической принадлежности этих двух типов. Так называемые "плоские" формы являются остатками эволюционно более продвинутого прибрежного бентоса. "Объёмные" морфотипы относятся к реликтам глубоководных цианобактериальных (?) матов, где шла деструкция занесённых остатков бентоса и планктона. Вышесказанное определяет необходимость изучения морфогенетической эволюции биот докембрия отдельно для каждого типа.

Литература

1. Вейс А.Ф. Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988. - № 5. - С.47-64.

2. Вейс А.Ф., Козлова Е.В., Воробьёва Н.Г. Органостенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1990. - № 9. - С.20-36.

3. Железняков В.А. Результаты сравнения форм акритарх из отложений рифея Туруханского и Патомского районов // Геология и прогнозирование месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. Тез. докл. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. - С.19.

4. Микрофоссилии докембрия СССР/ Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др. Л.: Наука, 1989. - 187 с.

5. Пятилетов В.Г. Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. - С.47-104.

6. Семихатов М.А. Строматолиты в стратиграфии докембрия: анализ - 84 // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985. - № 1. - С.3-20.

7. Simpson G.G. Principles of Animal Taxonomy, New York, Columbia University Press, 1961. - 247 p.

# ФИЛОГЕНЕЗ ТРИЛОБИТОВ СЕМЕЙСТВА PROTOLENIDAE В РАННЕМ КЕМБРИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

И.В. Коровников
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Появление трилобитов семейства Protolenidae на Сибирской платформе приурочено к нижней границе ботомского яруса. На севере платформы первые представители данного семейства принадлежат роду *Protolenus*. Несмотря на то, что многие разрезы (особенно на северо-востоке) являются достаточно полными и хорошо охарактеризованными находками трилобитов, обнаружить предковые формы в более древних отложениях не удалось. Ранее этот факт уже отмечался и высказывалось предположение о возможной филогенетической связи протоленид с родом *Bigotina*, встречающимся в разрезах р.Лены в довольно низких горизонтах. Однако в более высоких интервалах, значительных по мощности и возрасту, полностью отсутствуют какие-либо переходные формы [3].

Практически одновременно в разрезах появляются представители рода *Nelegeria*. Данный род отнесен к протоленидам на основании сходства формы кранидия, глабели. Также для него характерно наличие широких неподвижных щек, длинных глазных валиков. Тем не менее, *род Nelegeria* отличается от типичных протоленид сравнительно большими размерами, хорошей сегментацией глабели и наличием небольшого валика на фронтальном поле. Поскольку представители этого рода появляются лишь немного позднее рода *Protolenus*, но имеют значительные отличия, то можно предположить, что обособление данного рода от общего предка произошло еще в атдабанском веке.

Связь рода *Bergeroniellus* с родом *Protolenus* не вызывает сомнений. *Bergeroniellus paramicmacciformis*, встречающейся выше по разрезу на севере Сибирской платформы и *Bergeroniellus micmacciformis* присутствующий в одновозрастных отложениях юга-востока платформы несут морфологические признаки, позволяющие предположить их происхождение от рода *Protolenus*. Их сближает наличие сравнительно широкой глабели, длинных глазных валиков.

Развитие протоленид в северной части платформы несколько отличалось от их развития в южной части. Особенно это хорошо наблюдается у рода *Bergeroniellus*. В его филогенезе выделяются две эволюционные ветви, замеченные многими исследователями [3, 4]. Трилобиты, принадлежащие к одной из них, существовали в сеьерной части платформы в сравнительно мелководных участках палеобассейна, в зоне накопления карбонатных илов и повышенной гидродинамикой. Они имели сравнительно узкие неподвижные щеки, широкую переднюю краевую кайму, более узкий и расчлененный панцирь. К этому филогенетическому ряду относятся: *Bergeroniellus paramicmacciformic, Ber. paraspinosus, Ber. asiaticus, Ber. lermontovae, Ber. flerovae, Ber. solitarius, Ber. ketemensis.*

Другая группа трилобитов рода *Bergeroniellus* адаптировалась к условиям жизни в более глубоководных участках палеобассейна с илистым субстратом. Они имели более широкий и уплощенный панцирь, широкие неподвижные щеки, краевую кайму в виде тонкого валика. Первым представителем этой филогенетической ветви является *Bergeroniellus micmacciformis*, встречающийся в разрезах юга Сибирской платформы. Более молодые виды этого ряда уже присутствуют в разрезах как юга, так севера платформы. Это *Bergeroniellus spinosus, Ber. gurarii, Ber. praexpansus* и *Ber. expansus*. Именно эта ветвь дала в конце раннего кембрия начало подсемейству Lermontovinnae, широко распространенному в тойонском веке в пределах Сибирского палеобассейна [3]. В нижнем кембрии платформы встречается лишь один род данного подсемейства. Он представлен пятью видами: *Lermontovia dzevanovskii, Ler. lenaica, Ler. convexa, Ler. tumida, Ler. grandis.*

Дальнейшее развитие, направленное на расширение передней лопасти глабели и приближение ее к передней краевой кайме привело к появлению первых представителей парадоксид *(под Anlabaraspis)* [3].

Род *Bergeroniaspis* обособился по всей видимости от рода *Protolenus* примерно в одно время с родом *Bergeroniellus*. В отличии от последнего, виды рода *Bergeroniaspis* характеризуются наличием округлой передней лопасти, длинными глазными валиками, которые подходят к глабели под острым углом и щечными шипами. В отложениях нижнего кембрия Сибирской платформы встречаются четыре вида *Bergeroniaspis dualis, B. lenaica, B. divergens, B. ornata.*

Род *Paracmicmacca*, характеризующийся выпуклой, почти нерасчлененной глабелью, часто относили к семейству Ellipsocephalidae [1]. На основании предположения о родстве с видом и *Ber. solitarus*, данный род был помещен в семейство Protolenidae и было выделено подсемейство Paramicmaccinae [3]. В работе Л.И.Егоровой и В.Е.Савицкого [2] описан вид *Paramicmacca pecularis*, который встречается в середине ботомского яруса. Данный род имеет сравнительно узкую субцилиндрическую глабель, широкую, вогнутую краевую кайму и узкие неподвижные щеки. Это сближает данный вид с ранними представителями рода *Bergeroniiellus*, а именно той филогенетической ветви, представители которой характеризовались наличием широкой краевой каймы и сравнительно узкими неподвижными щеками. Это дает возможность предполагать происхождение подсемейства Paramicmaccinae от указанных выше форм в начале ботомского века.

Наибольшее развитие род *Paramicmacca* получил в тойонском веке. В отложения севера Сибирской платформы встречено восемь видов. Среди этих видов хорошо обособляются две группы. Первая группа характеризуется наличием слабо расчлененной глабелью и широкой, вогнутой краевой каймой. Она включает виды: *Paramicmacca submissa, Par. anabarica, Par. sibirica.* Другая группа имеет узкую краевую кайму, практически нерасчлененную глабель, сравнительно широкую и слегка расширяющуюся вперед. Это *Par.petropavlovskii, Par. modesta.* От данной группы, по всей видимости, обособился еще один род подсемейства *Culmenaspis.* Об этом свидетельствует наличие у него тех же морфологических особенностей в строении глабели и передней части кранидия. Кроме этих видов встречается *Paramicmacca melnikovi*, имеющая признаки характерные для обеих групп: расширяющуюся вперед глабель и широкую вогнутую краевую кайму. Еще один вид *Paramicmacca convexa* имеет выпуклую, субцилиндрическую нерасчлененную глабель и узкую краевую кайму.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 97-05-232).

Литература:

1. Демокидов К.К., Лазаренко Н.П. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части средней Сибири и островов советской Арктики// Труды НИИГА. – М.,1964. - 287 с.

2. Егорова Л.И., Савицкий В.Е. Стратиграфия и биофации кембрия Сибирской платформы (Западное Прианабарье). - М.: Недра, 1969. - 408 с.

3. Репина Л.Н. К вопросу о развитии трилобитов семейства Protolenidae (Сибирь)// Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. - М.: Наука, 1972. - С.15-30.

4. Суворова Н.П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. (Протолениды). М., 1956. – Вып. 1. - 158 с.

# ПАЛИНОКОМПЛЕКСЫ НИЖНЕЙ ЮРЫ ДОРОНИНСКОЙ ВПАДИНЫ КУЗБАССА

О.Н.Костеша, В.М.Кабанова
Томский государственный университет

Юрские отложения в Кузбассе сохранились в отдельных тектонических структурах. В Доронинской впадине их мощность достигает 1880 м. Здесь выделяется шесть свит, сложенных чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластов углей. Это отложения континентального генезиса. Они часто содержат крупномерные флористические остатки, споры и пыльцу. Флористически и палинологически кузбасская юра хорошо изучена, особенно в многочисленных обнажениях [1,4]. Биостратиграфическое расчленение юры базируется главным образом на спорах и пыльце, так как еще в 1976 г. В.И. Ильиной проведена корреляция южно-сибирских палинокомплексов (ПК) с фаунистически охарактеризованными ПК Севера Сибири [1]. Однако проблемы корреляции угольных пластов постоянно требуют биостратиграфического контроля, тем более, что между флористами и палинологами пока нет четкой согласованности по поводу границы нижней и средней юры.

Уникальной по детальности палинологической изученности является скв. 275 Ташаринской партии, расположенная на северо-западном борту Доронинской впадины (5 км западнее с. Голомыскино). Толща юрских отложений, вскрытая этой скважиной, превышает 1000 м. Из 159 образцов керна, любезно предоставленных нам В.А. Мартыновым, 80 содержали насыщенные спорово-пыльцевые спектры. Схема корреляции выделенных палинокомплексов с палиностратонами Севера Сибири [2] опубликована нами в трудах СНИИГГиМС [5]. В данной работе мы приводим послойную характеристику ПК, позволивших выделить в вертикальном разрезе 9 возрастных уровней и уточнить их корреляцию с палинозонами и слоями с ПК Севера Сибири, датированными фауной [2,3].

В самой нижней части разреза, в интервале 975.0-935.0 м, представленной конгломератами и гравелитами, спор и пыльцы не обнаружено. Палиноспектр, описанный из прослоя алевролита с гл. 915.0 м, слабого наполнения, но оригинального состава. В нем преобладали споры, в основном мелкие Leiotriletes, сходные с Dipteridaceae (19% от общего состава палиноспектра), много Osmundacidites, отмечены единичные Stereisporites perforatus Lesch., Stereisporites sp., Neoraistrickia sp., Calamosporites, Trachitriletes, Acanthotriletes, Carnisporites, Stenozonotriletes, Monoletes. Среди пыльцы голосеменных заметно участие слабодифференцированных форм типа Paleo- и Protoconiferus, много мелкопыльцевых Podocarpidites и Pinuspollenites. Отмечены Alisporites pergrandis (Bolch.) Iljina, Vitreisporites, Quadraeculina anellaeformis Mal. По отдельным признакам (Dipteridaceae, Vitreisporites, Quadraeculina, пыльца древних хвойных) этот спектр сходен с геттанг-синемюрскими ПК мыса Тумул [2].

Выше по разрезу в интервале 900.0-549.8 м получены палиноспектры физиономически достаточно однотипные. Они преимущественно пыльцевого состава, что свидетельствует о развитии лесной растительности. Эдификаторами являлись древние сосновые, продуцирующие двухмешковую пыльцу, и гинкгоцикадофиты, продуцирующие мелкую моносулькатную пыльцу, меньше крупнопыльцовых Cycadopites. Пыльца с недифференцированными и слабодиференцированными воздушными мешками встречается постоянно, но ее количество в сумме не превышает 12 %, Quadraeculina - не более 4%, встречены Classopollis, но не более 2,5%, очень редки Vitreisporites и Eucommiidites. По всему разрезу присутствуют проблематичные формы, круглые, плотные, темно-коричневые, напоминающие часовое стеклышко, сходные с Classopollis, но не принадлежащие к этой группе. Систематический состав споровых растений беден. Среди них доминируют Osmundacidites, реже Stereisporites, часто, но в небольшом количестве встречаются Leiotriletes,

Таблица. Средние (в скобках крайние) значения процентного содержания основных компонентов в палинокмплексах нижней юры Доронинской впадины, вскрытой скв. 275.

| ярус | подъярус | Слои с ПК | Глубина,м (кол.обр.) | Stereisporites | Osmunda-cidites | Uvaesporites argentae-formis | Tripartina variabilis, T.paradoxa | Obtusisporis junctus | Cyathidites, Coniopteris | Leiotriletes типа Dipteridaceae | Сумма спор теплолюбивых папоротников | Classopollis | Cycadopites крупно-пыльц. | Пыльца древних хвойных |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| тоарский | верхний | 7б | 86,3-95,0 (2) | ед. | ед. | ед. | 4 | 3 | 11 | – | 4 | 2 | 4 | ед. |
| | нижний | 7а | 108,0-148,0 (3) | ед. | 4,5 (1-7) | ед. | 8,5 (2-13) | 5,3 (0-9) | 19,0 (1-15,0) | – | 8,2 (0-17) | 1,0 (0-3) | 2,4 (0-9) | ед. |
| | | 6 | 153,8-205,7 (7) | 0,7 (0-4) | 2,0 (0-8) | – | 8,5 (1-16) | 1,9 (0-7) | 4,7 (0-9) | – | 26,2 (6-50,5) | 10,3 (2-18,0) | ед. | ед. |
| | | 5б | 210,7-275,0 (5) | 4,4 (0-11) | 15,8 (1-26) | ед. | 15,0 (6-44) | 1,2 (0-3) | 2,6 (0-5) | – | 3,9 (0-12,4) | 2,3 (0-8,5) | 4,6 (2-5) | 1,6 (0-4) |
| плинсбахский | верхний | 4-5а | 280,0-442,0 (14) | 5,7 (0-18) | 8,1 (0-27) | 2,5 (0-9,3) | 6,3 (0-21) | 1,0 (0-5) | 2,1 (0-7) | – | 1,7 (0-16) | ед. | 6,5 (3-14) | 3,4 (0-20) |
| | | 4 | 462,0-345,0 (11) | 3,1 (0-4) | 10,0 (0-44) | ед. | 1,8 | – | 1,4 (0-4) | – | – | ед. | 7,5 (0-16) | 1,7 (0-7) |
| | нижний | 3 | 549,8-695,0 (19) | 4,7 (0-20) | 19,0 (4-65) | ед. | ед. | – | 0,8 (0-9) | – | 0,8 | ед. | 6,1 (1-16) | 2,0 (0-5) |
| | | 2-3 | 702,3-834,0 (18) | 3,3 (0-11) | 15,5 (4-28) | 0,3 | – | – | ед. | – | ед. | ед. | 2,8 (0-16) | 2,5 (0-8) |
| синемюр. | | | 841,0-864,0 (4) | 20,6 (6,4-31,5) | 7,8 (4-10) | – | – | – | – | – | ед. | ед. | 2,4 (2-5) | 3,0 (0-5) |
| | | 2? | 869,5-900,0 (2) | 2,5 (2-3) | 12,5 (4-19 | – | – | – | – | – | – | 1,0 | 7,5 (6-9) | 9,0 (6-12) |
| геттанг. | | | 915 (1) | 3,0 (2) | 12,0 | – | 1,0 Т.р. | – | – | 19,0 | – | – | 5,0 | 8,0 |
| | | | 935,0-975,0 | Споры и пыльца не обнаружены | | | | | | | | | | |

зафиксированы редкие случаи увеличения количества Lycopodiumsporites, как правило, совместно с Osmundacidites, редко встречаются единичные Uvaesporites argentaeformis (Bolch.) Schulz., еще реже Hymenozonotriletes bicycla (Mal.) Sach. et Frad., Polycingulatisporites triangularis (Bolch.) Playf. et Dettm., Camptotriletes sp., C.cerebriformis Naum. et Jarosch., Marattisporites, Matoniaceae, Dipteridaceae, в верхней части толщи - Tripartina variabilis Mal. Периодически фиксируется смена доминантов, когда кратковременно повышается количество спор до 81 %, в основном за счет Stereisporites и Osmundacidites, что отражает смену экологической обстановки, разрушения климаксовых сообществ и развитие пионерных группировок.

В общих чертах такой состав спор и пыльцы сопоставим со слоями с ПК2 и 3 (верхи геттанг-синемюр - нижний плинсбах), выделенными В.И.Ильиной в фаунистически охарактеризованных разрезах морской нижней юры Севера Сибири [3]. Более детальное стратиграфическое расчленение этой части континентальной юры Кузбасса дано в значительной степени условно на основании изменения соотношений отдельных компонентов снизу вверх по разрезу с учетом их биостратиграфической и климатостратиграфической значимости (Таблица).

ПК2. Нижняя юра, верхи геттанга-синемюр, инт. 869.0-900.0 м.

Характеризуется абсолютным доминированием пыльцы Disaccites, очень разрушенной. Доля древних крупнопыльцевых, слабодифференцированных на тело и воздушные мешки форм, таких как Paleoconiferus, Protoconiferus, Podocarpus permagna Bolch., Dipterella oblatinoides Mal., Protopicea cerina Bolch., Alisporites pergrandis (Bolch.) Iljina составляет - 12%, Quadraecula anellaeformis до 3,5 %. Среди спор много Lycopodiumsporites, Osmundacidites. Отмечены Leiotriletes, бугорчатые формы типа Leptolepidites verrucatus Coup. и Dicksonia sp., а также Trachitriletes spp., единично cf. Densoisporites velatus Weyland et Krieg. Stereisporites здесь еще не играют большой роли.

ПК2-3. Нижняя юра, синемюр?-нижний плинсбах, инт. 702.3-864.0 м.

По-прежнему преобладает пыльца голосеменных растений. Обильны Ginkgocycadophytus. Иногда повышено содержание Cycadopites, в том числе крупнопыльцевых, а также крупные Inaperturpollenites. Заметно участие древних хвойных (от 0,7 до 8,0 %). Споры представлены в основном Osmundacidites и Stereisporites. Количество и разнообразие Stereisporites резко возросло. Зафиксирован единственный случай повышения количества Uvaesporites argentaeformis (гл.720.0 м) и мелких Converrucosisporites.

ПК3. Нижняя юра, нижний плинсбах, инт. 549.8-695.0 м

Этот цикл начинается с аргиллитов. Одновременно отмечается обилие спор Osmundacidites, затем устанавливается устойчивое преобладание голосеменных. Пыльца древних хвойных не превышает 5%. На фоне унаследованного состава увеличивается разнообразие спор за счет разных видов Tripartina, новых видов Stereisporites, единичных, но регулярно встречающихся элементов тропической флоры: Duplexisporites, Marattisporites, Clathropteris, Dictyophyllum, Dipteridaceae, Phlebopteris, что свидетельствует о слабом потеплении, которое отмечено рядом авторов в конце раннего плинсбаха [2,6]. Подобный ПК описан из отложений нижнего плинсбаха Доронинской впадины [1]. Он уже имеет много общих черт с ПК4.

ПК4. Нижняя юра, верхний плинсбах, инт. 462.0-545.0 м.

Состав палиноспектров обеднен, что отражает очередное похолодание. Сначала споры и пыльца встречаются в равном количестве, затем устойчиво доминируют голосеменные, в основном Ginkgocycadophytus. Древние хвойные составляют 2, редко 7%. Среди спор преобладают Osmundacidites, реже Stereisporites. Присутствуют Lycopodiumsporites и редкие Uvaesporites argentaeformis. Из условно теплолюбивых форм отмечены Tripartina variabilis, единичные Marattisporites только в начале слоя (инт. 535.0-545.5 м).

ПК4-5а. Нижняя юра, верхний плинсбах, инт. 280.0-427.0 м.

Состав палинокомплекса свидетельствует о потеплении и увлажнении климата. Цикл начинается с преобладания споровых растений, затем количество спор и пыльцы либо выравнивается, либо доминируют голосеменные. Древние хвойные составляют около 3%, единично 8%. Объединяет все спектры в один палинокмплекс качественный состав спор. Здесь постоянны и многочисленны типичные для нижней юры Stereisporites и Osmundacidites. Устойчиво встречаются Uvaesporites argentaeformis (1-9%), что характерно [3] для ПК позднего плинсбаха (зоны Amaltheus stokesi-Amaltheus margaritatus). В начале интервала отмечено повышенное содержание Dipteridaceae, в том числе Dictyophyllum и Clathropteris, редкие Obtusisporis junctus, Phlebopteris, единичные Marattisporites и много Tripartina variabilis, что характерно для ПК5 позднего плинсбаха (зона Amaltheus viligaensis). Состав палинокомплекса свидетельствует о начале нового потепления.

ПК5б. Нижняя юра, верхний плинсбах - нижний тоар?, инт.210.7-275.0 м.

Порода представлена преимущественно аргиллитом. В палиноспектрах доминируют споры, реже их количество приблизительно равно количеству пыльцы. На прежнем уровне отмечаются Osmundacidites, увеличилась доля Leiotriletes (в том числе типа Coniopteris, Hausmannia). Много Tripartina variabilis (в отдельных случаях до 44%) и Dipteridaceae. Уменьшилось количество Stereisporites, очень редки Uvaesporites, единичны Densoisporites velatus. В начале слоя зафиксировано повышенное содержание Classopollis (8.5%). Пыльца древних хвойных не превышает 4%.

ПК6. Нижняя юра, нижний тоар, инт. 153.8-205.7 м.

Палинокмплекс отражает существенное потепление климата (климатический оптимум ранней юры). Состав спектров преимущественно споровый: Marattisporites scabratus Coup. (3-20%), Duplexisporites anogrammensis (до 23%), Phlebopteris (до 8%), Dipteridaceae, в том числе Clathropteris и Dictyophyllum (до 21%), Cyathidites minor Coup., Coniopteris sp. Встречаются единичные Uvaesporites argentaeformis, Camptotriletes cerebriformis, Neoraistrickia sp., глейхениевоподобные формы. Участие Classopollis достигает 18%. Очень редки древние хвойные. Отмечены Quadraeculina, Sciadopitys, Vitreisporites. Много проблематичных форм типа Aletes-Asaccitus и одноклеточного проблематичного МФП.

ПК7а. Нижняя юра, верхи нижнего тоара, инт. 108.0-148.0 м.

Чередование алевролита и аргиллита. Систематический состав палиноспекторов унаследован, но увеличивается участие спор типа Cyathidites minor-Coniopteris и уменьшается доля теплолюбивых элементов.

В верхней части слоя снова возрастает количество спор Tripartina variabilis и Tripartina paradoxa Mal., появляется много мелких разнообразных Leiotriletes, увеличивается доля Ginkgocycadophytus, заметно участие Quadraeculina anellaeformis и Podocarpidites.

ПК7в. Нижняя юра, верхний тоар, инт. 86.3-95.0 м.

Аргиллит, алевролит. В палиноспектрах либо доминирует пыльца голосеменных, либо ее количество приблизительно равно числу спор. Среди спор преобладают Leiotriletes, Cyathidites, Coniopteris. Заметно участие Obtusisporis junctus, встречаются Tripartina, единичные Dipteridaceae, Clathropteris sp., Dictyophyllidites, Phlebopteris, Duplexisporites anogrammensis, Klukisporites sp., cf. Gleichenia. Среди голосеменных доминируют Ginkgocycadophytus (25-43%). Отмечены Cycadopites dilucidus Bolch,. C. medius, Cycadopites sp., Quadraeculina sp. (1,5%), Classopollis (1,5%).

Таким образом, раннеюрский возраст отложений, вскрытых скв.275 в инт. 86.3-915.0 м, подтверждается не только корреляцией отдельных слоев с характерными ПК, но и всей последовательностью развития, а главное наличием реперного раннетоарского ПК, отражающего климатический оптимум ранней юры, который трассируется очень широко.

Литература

1. Ильина В.И. Палинологическая характеристика юрских отложений Центральной мульды Кузбасса // Этюды по палеофитологии Сибири. - М.: Наука,1976. - С.5-22.

2. Ильина В.И. Палинология юры Сибири . - М: Наука, 1985. - 236 с.
3. Ильина В.И. Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. - СПб.: ВНИГРИ, 1995. - С.86-95.
4. Киричкова А.И., Батяева С.К., Быстрицкая Л.И. Фитостратиграфия юрских отложений юга Западной Сибири. - М.: Недра, 1992. - 216 с.
5. Костеша О.Н., Кабанова В.М., Ткачева Л.Г. и др. Стратиграфия нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. - С.63-73.
6. Одинцова Н.И. Палинология раннего мезозоя Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1977. - 115с.

# ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ В ДЕВОНСКОМ ПЕРИОДЕ

В.И. Краснов[1], В.Н. Дубатолов[2]
[1]СНИИГГиМС, г. Новосибирск
[2]ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Биогеографические и палеогеографические реконструкции, особенности развития морских организмов и среды их обитания приводят к следующим выводам:

1. Западно-Сибирская равнина на протяжении всего девонского периода представляла собой крупный морской мелководный бассейн с широкими связями с акваториями соседних провинций Уральской, Средне-Азиатской, Алтае-Саянской, Джунгаро-Балхашской, а также с акваториями, расположенными на окраинах Северо-Ледовитого океана (о. Вайгач, полуострова Таймыр, Индиро-Колымская провинция).

2. Установлены три этапа, на рубежах которых отмечены наиболее существенные изменения в сообществах организмов и в биогеографических обстановках - лохковский, эйфельский, фаменский. В фаменском веке резко сократилось и значительно обновилось видовое и родовое разнообразие морского населения. Полностью исчезли семейства, рода и многие виды, широко развитые ранее. Например, видовое разнообразие табулят, ругоз, мшанок сократилось примерно в 10 раз, брахиопод в три раза, бивальвий в два раза. Несколько увеличилось разнообразие фораминифер. Из табулят в фаменском веке наиболее широко были распространены представители родов Aulopora и Siringopora, из ругоз Donia, Disphyllum, Acinophyllum, Nichlsoniella, Nalivkinella, Neostringophyllum, появились первые Caninia, из мшанок - Shulginia nesterenkovae Mor., Lioclema ivanovae Mor., L. ramosa Nekh., Pseudobatostomella majnscula Volk., из строматопорат - Pararosenella, Rosenella, Pachystilostroma, Dendostroma, Idiostroma и др., распространенные в раннем и среднем девоне, а в фаменском веке являющиеся реликтами. Значительно обновился видовой состав брахиопод. В Западной Сибири появились Cyrtospirifer arciaci *(Mutch.)*, C. tschernyschewi (Khalf), Mesoplica procelonga (Sow.), Productella rarispina Hall, Athyris globolaris (Pill.) и ряд других видов.

3. Широкого распространения и заметного разнообразия в конце девонского периода достигли фораминиферы.

4. Выявлены медленные изменения условий среды обитания организмов, выразившиеся в постепенном увеличении к среднему и, особенно, к позднему девону глинистых, кремнистых и радиоляриевых илов, связанных с некоторыми изменениями температурных режимов, солености морских вод, климата, тектонической активности, вулканизма, состава и интенсивности сноса терригенного компонента, активности его осаждения и гидродинамики водной среды. Возможно на рубежах пражского, эйфельского, франского и фаменского веков эти изменения достигали определенного критического состояния, при ко-

тором наступали сравнительно резкие изменения в составе организмов, как например. почти полное исчезновение кораллов на рубеже франского и фаменского веков.

5. В раннем девоне морской бассейн отличался значительной дифференциацией фациальных зон, а наиболее глубоководная часть располагалась примерно в средней части Западно-Сибирского бассейна.

6. Органический мир был распределен неравномерно. Наиболее благоприятные условия для него были в Нюрольско-Варьеганском районе, где обитали разнообразные морские животные и водоросли.

7. Средний девон отличался наибольшим разнообразием организмов, что, очевидно, было связано с глобальными эвстатическими колебаниями мирового океана, приведшими к усилению трансгрессии морских вод в Западно-Сибирский бассейн. На этом фоне происходили понижения зон размыва, превратившихся в денудационные равнины, значение которых для поставки в зоны накопления продуктов разрушения было весьма слабым. Возможно, поэтому в морях преимущественно формировались глинисто-карбонатные и карбонатные осадки.

8. Для позднего девона свойственно некоторое сокращение морских бассейнов, что привело к появлению холмисто-увалистых возвышенностей.

9. Отличительной особенностью центральной части Западно-Сибирского моря является развитие биогермных и рифовых массивов, основными биогермнообразующими организмами которых были строматопораты и водоросли.

10. Для западных районов Западно-Сибирского бассейна (ранний и средний девон) характерна мощная эффузивная деятельность, выразившаяся в интенсивных излияниях, главным образом, основных и средних лав. Наиболее активными в этом отношении были Нижнетагильская, Восточно-Уральская, Шеркалинская зоны. В восточных районах, окаймляющих Западно-Сибирское море, широко распространилась аккумулятивно-денудационная равнина с ее терригенным и эффузивным накоплением преимущественно среднего и кислого состава.

11. Выявлена узколинейная субмеридиональная направленность фациальных зон, возможно ограниченных крупными региональными разломами, свидетельствующими, наряду с магматизмом о геосинклинальном характере формирования структур Западно-Сибирской равнины в девоне. Исключение составляют фациальные зоны районов полуостровов Ямала, Гыдана и Таймыра, где такая зональность отсутствует и осадконакопление происходило в тектонически-пассивных платформенных условиях.

12. Отмечено влияние материка Казахстания на конфигурацию соседних с ним фациальных зон, как бы окаймляющих его устойчивую, существующую почти на протяжении всех веков девонской истории, структуру. Это влияние в определенные отрезки времени ощущается даже в фациальной зональности центральных районов Западно-Сибирской равнины преимущественно в виде изменения контуров фациальных зон и уменьшении глубин моря до первых десятков метров. Устойчивым был материк Ангариды, окаймляющий Западно-Сибирское море с востока. Его влияние на изменения ландшафтов Западно-Сибирского моря отразилось в образовании обширной аккумулятивно-денудационной Енисейской равнины, вытянутой в субмеридиональном направлении вдоль левобережья р. Енисей.

13. Сравнение видового состава бентоносной фауны Западно-Сибирского моря и соседних акваторий свидетельствует о начале со второй половины лохковского века до франского века включительно миграции организмов и обмене фаунами не только с близко расположенным Уральским морем, но и между морями Индигиро-Колымской и Алтае-Саянской провинций. Для примера это иллюстрируется такими лохковскими видами как Favosites socialis Sok.et Tes... F.clarus Yanet, F.mammilatus Tchern., F.admirabilis Dubat. и др.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект N96-05-65892

# СОПОСТАВЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ФОРАМИНИФЕР И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕСЕНОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Т.Г. Ксенева
Томский госуниверситет, г. Томск

Западносибирские комплексы за исключением северных и северо-западных районов развивались в пределах одноименной провинции биогеографической области и отличаются обилием, разнообразием видов карбонатных бентосных раковин. Поэтому они имеют большое сходство с таковыми других провинций, входящих в состав этой области [7].

В позднем кампане в пределах Западной Сибири широко распространен комплекс фораминифер с Cibicidoides eriksdalensis primus, Bolivinoides decoratus одноименной зоны, приуроченной к низам широко распространенной ганькинской свиты. По преобладанию карбонатных бентосных форм наблюдается большое сходство между одновозрастными комплексами фораминифер позднего кампана северных районов Средней Азии, Русской платформы и Западной Европы. В таблице приведены микрофаунистические зоны и характерные виды комплексов кампана маастрихта в пределах отдельных районов указанных регионов. Значительное сходство позднесенонских фораминифер отмечается между комплексами центральных, юго-восточных районов Западной Сибири и северных районов Средней Азии. [7]. В настоящее время исследованы комплексы фораминифер кампана и нижнего маастрихта района Караганды, отмечается аналогия в видовом составе и количественном распределении экземпляров раковин по разрезу. Многие виды данной зоны являются общими с таковыми Русской платформы [1]. По отношению к западносибирским комплексам некоторое сходство с таковыми указанных регионов наблюдается в основном на родовом уровне. Для примера приведем сравнение характерных комплексов позднего кампана Русской платформы и Западной Сибири [2,3,4,5,6]. Для зоны Brotzenella insingnus в Западной Сибири аналоги не прослежены (табл.). Вышележащая зона (Globorotalites emdyensis) сопоставляется с западносибирской зоной Cibicidoides eriksdalensis, Bolivinoides decoratus. Среди сравниваемых комплексов общими видами являются Spiroplectinella (Textularia) bandoiniana (Orb.), Cibicidoides aktulagauensis (Vassilenko), Bolivinoides decoratus (Jones). Эти виды распространены в пределах кампанских отложений и являются наиболее характерными для данной части разреза. Вид Eponides grodnoensis Akimetz является викарирующим по отношению к западносибирскому Eponides sibiricus Neckaja. В таблице приведены характерные виды комплексов кампанских и маастрихтских фораминифер восточной части Польши [8,9]. Один из зональных польских видов Bolivinoides miliaris соответствует позднекампанскому зональному западносибирскому виду Bolivinoides decoratus (Jones). Характерные виды позднекампанского комплекса восточной части Польши близки на родовом уровне видам Русской платформы. Вид Stensioina clementina (Orbigny) является викарирующим Stensioina stellaria Vassilenko; Bolivina incrassata - Bolivina kalinini Vassilenko. Сравнивая западносибирский комплекс фораминифер с характерным комплексом позднего кампана (Восточная часть Польши), можно выявить явное отличие. Указанные в таблице характерные виды в Западной Сибири находятся на других стратиграфических уровнях.

Маастрихт Западной Сибири подразделяется на две микрофаунистические зоны: - Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa и верхнюю - Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rosenkrantzi, соответственно ранне - и позднемаастрихтского возраста.

В районе Караганды определен маастрихтский комплекс со Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa, систематический состав которого аналогичен одновозрастному западносибирскому из центрального и юго-восточного районов.

| Система | Отдел | Горизонт | Свита | Ярус | Подъярус | ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ | | | РУССКАЯ ПЛАТФОРМА | | | ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПОЛЬШИ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Западные, центральные, восточные районы (Дain, 1961, Субботина, 1964, Подобина, 1975; 1987) | | Юго-восточные районы (по данным автора ) | Григялис, Акимец, Липман (1974) | Районы Нижнего Поволжья и басс. рр. теч.Дона (Барышникова,1951, Атлас мез.фауны,1967) | Белоруссия (Акимец, 1961) | Люблинские горы (Gawor-Biedowa, 1984) | |
| | | | | | | микрофаунистические зоны | Комплексы фораминифер | | микрофаунистические зоны | Комплекс фораминифер | | микрофаунистические зоны | Комплекс фораминифер |
| Меловая | Верхний | Ганькинский | Ганькинская | Маастрихт | Верхний | Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rozenkrantzi | Heterostomella foveolata (Marsson), Anomalinoides justus (Podobina), Brotzenella praecuta (Vass.) Bolivina plaita Carsey | Heterostomella foveolata (Marsson), Quinguelocu lina fisiformis Putrja,Cibi-cides bembix (Marsson), Stensioina caucasica transuralica Balakhmatova, Bolivina plaita Carsey | Brotzenella ekblomi | Spiroplectammina kasanzevi Dain, Stensioina caucasica transuralica (Subb.), Brotzenella ekblomi (Brotzen), Brotzenella praecuta (Vass.), Bulimina rozenkrantzi Brotzen | Brotzenella ekblomi (Brotzen), B.praecuta (Vass.), Bolivina incrassata Reuss crassa Vass., Reussella minuta (Marsson) | Anomalinoides pinguis | Gavalinella gaukinoensis (Neckaia), Dsangularia peracosta (Lipnik), Praeglobulina imbricata (Reuss), Cibicidoides involutus (Reuss), Bolivinoides giganteus Hiltermann |
| | | | | | Нижний | Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa | Valvulineria imitata Olsson, Cibicidoides aktulagauensis (Vassilenko), Anomalinoides pinguis (Jennings), Gavelinella mira Podobina, Bulimina guadrata Plummer | Spiroplectammina kelleri Dain, Gyroi-dinoides beresovie-nsis (Balakhmatova), Reussella minuta Marsson, Praebuli-mina carseyae (Plum-mer), Bulimina gua-drata Plummer | Brotzenella complanata | Spiroplectammina suturalis Kalinin, Orbig-nyana simplex Reuss, Neoflabellina reticulata (Reuss), Cibicidoides bembix (Marsson), Stensioina stellaria Vass., Bolivinoides draco (Marsson), Bolivina decurrens (Ehr.) | Spiroplectammina suturalis Kalinin, Gaudryina piramidata Cushman, Orbignyana inflata (Reuss), Stensioina stellaria (Vass.), Cibicidoides bembix (Marsson), Bolivina decurres (Ehr.) | Angulogavelinella gradilis | Pseudouvigerina cristata (Marsson), Neoflabellina reticulata (Reuss), Bolivinoides petersoni Brotzen, Cibicidoides bembix (Marsson), Gavelinella complanata (Reuss) |
| | | | | Кампан | Верхний | Cibicidoides eriksdalensis primus, Bolivinoides decoratus | Spiroplectammina variabilis, Gyroidinoides turgidus (Hagenov), Cibicidoies aktula-gaensis (Vass.), Nonionella ansata (Cushman) | Spiroplectammina optata Kisselman, Astacolus falaceus Podobina, Valvuli-neria procera Podobi-na, Ceratobulimina cretacea Podobina et Harris, Cibicidoides aktulagauensis (Vassilenko), Bulivi-noides decoratus (Jones) | Globorotalites emdyensis | Spiroplectammina baudouiniana (Orb.), Gavelinella clementiana (Orb.), Clobotrumcana fornicata Plummer, Praebulimina carseyae (Plummer), Bolivinoides decoratus (Jones) | Orbinyana pinguis Volochiyna, Eponides groduensis Akimez, Neoflobellina praereticula Hilt, Stensioina stellaria Vass., Cibicidoides orcimnus (Vass.), Bolivinoides delicultus Cushman, Bolivina kalinini Vassilenko | Stensioina beccariformis, Bolivinoides miliaris, Posita contusa | Stensioina clementiana (Orbigny), S. exoulpta (Reuss), S.gracilis Brotzen, Bolivina incrassata Reuss |

На Русской платформе указанным микрофаунистическим зонам синхронны зоны Brotzenella complanata и B.ekblomi. Зоне нижнего маастрихта Русской платформы - Brotzenella complanata, в пределах Сибири соответствует Spiroplectammina variabilis, Gaudryina rugosa spinulosa.

В комплексах указанных зон сравниваемых регионов наблюдается большое сходство между характерными видами спираплектаммин, гаудрин. Вид Spiroplectammina suturalis Kalinin является викарирующим виду S.kelleri Dain, Gaudryina rugosa Orb. spinulosa Neckajaa - G.piramidata Cushman; Bolivinoides draco - общий вид. Многие другие виды этих комплексов также являются общими или викарирующими.Нижнемаастрихтские фораминиферы восточной части Польши имеют некоторое сходство с одновозрастными западносибирскими. Так, по-видимому, с видом Pseudouvigerina plummerae Cushman можно сравнить польский вид Pseudouvigerina cristata (Marsson), который по отношению к нему является викарирующим. Такую же параллель можно провести между Bolivinoides senonicus Dain - Bolivinoides peterssoni Brotzen; Cibicidoides aktulagauensis (Vassilenko) - Cibicidoides bembix (Marsson); Gavelinella mira Podobina - Gavelinella complanata (Reuss). Следует отметить, что польский вид Neoflabellina reticulata (Reuss) сходен с нижнемаастрихтским видом Русской платформы.

Верхнемаастрихтской зоне Brotzenella ekblomi в пределах Западной Сибири синхронна зона со Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rozenkrantzi. В обоих регионах прослеживается позднемаастрихтский вид Spiroplectammina kasanzevi Dain. Из бротценелл общим видом является Brotzenella praeacuta (Vassilenko); виду B.ekblomi (Brotzen) является викариантом B.pseudopapillosa (Carsey); виду Bolivina incrassata (Reuss) crassa Vassilenko - Bolivina plaita Carsey, Reussella minuta Marsson - общий вид. Второй западносибирский вид-индекс Bulimina rozenkrantzi Brotzen на данном стратиграфическом уровне в сопредельных регионах не встречен. В обоих регионах прослеживается позднемаастрихтская зона. Позднемаастрихтской зоне (Восточная часть Польши) Anomalinoides pinguis синхронна зона Spiroplectammina kasanzevi, Bulimina rozenkrantzi.

Как видно из таблицы, характерные фораминиферы позднемаастрихтской зоны (восточная часть Польши) различны по систематическому составу по отношению к западносибирским. Все отмеченные виды восточной части Польши в Западной Сибири, на Русской платформе и Средней Азии приурочены к низам ганькинской свиты, соответствующие верхнему кампану - нижнему маастрихту.

На основании проведенных сопоставлений комплексов фораминифер различных регионов обосновано их сходство с сопредельными регионами в позднем кампане - маастрихте (Западной Сибири, Средней Азии, Русской платформы). Систематический состав фораминифер восточной части Польши несколько изменен. Отсутствуют агглютинированные формы, а преобладают секционные карбонатные, среди которых найдены общие формы в комплексах фораминифер Средней Азии. Русской платформы, Западной Сибири.

На основании вышеизложенного, можно сделать вывод о возможности применения в Западной Сибири и других регионах ярусных и зональных подразделений общей стратиграфической шкалы верхнего мела, дополняя ее местными биостратиграфическими подразделениями.

Литература

1. Акимец В.С. Стратиграфия и фораминиферы верхнемеловых отложений Белоруссии// Палеонтология и стратиграфия БССР, сб. III, - Минск: Изд-во АН БССР, 1961. - С.3-208.

2. Григялис А.А. Детальная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Южной Прибалтики по фораминиферам// Вопросы геологии Литвы. - Вильнюс, 1963. - С.56-60.

3. Григялис А.А., Акимец В.С., Липник В.С. Зоны и зональные комплексы фораминифер верхнемеловых отложений Русской платформы// Изв. АН СССР. - Сер. геол., 1974. - № 4. - С.144-148.

4. Липник О.С. Фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. - Киев: Изд-во АН УРСР, 1961. - 65с./ Тр. ИГН АН УРСР. Сер. стратиграфия и палеонтология. – 1961. - Вып. 35. – 65 с.

5. Кантаренко-Черноусова О.К. Атлас характерных фораминифер юры, мела и палеогена платформенной части Украины. - Киев: Изд-во АН УРСР, 1963. - 200 с.
6. Плотникова Л.Ф. Стратиграфия верхнемеловых отложений Конско-Ялиньской впадины// Стратиграфия, литология и тектоника Украины. – Киев: Изд-во АН УРСР, 1962. - С.44-46.
7. Подобина В.М. Сравнительная характеристика фораминифер и корреляция верхнемеловых отложений Западной Сибири и других регионов// Матер. к стратигр. Зап.-Сиб. равнины. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. - С.89-108.
8. Gawor-Biedowa E. The Albian, Cenonian and Turonian of Poland and their stratigraphic importance// Acta Paleontol. Pol. - Vol. XVII. - № 1, 1972. - P.18-24.
9. Gawor-Biedoewa E. Campanian and Maastrichian Foraminifera from the Lublin Upland, wastern Poland// Palaentologia Polonica, 1992, № 52. - P.15-22.

# ЭВОЛЮЦИЯ БИОТЫ И ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ТРИАСОВОМ СИБИРСКО-ВЕРХОЯНСКОМ БАССЕЙНЕ

Н.И. Курушин
ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Изучение закономерностей эволюции биоты и обстановок осадконакопления является важнейшим элементом в структуре исследований, направленных на выяснение истории формирования бассейна. Триасовая экосистема Восточной Сибири представляет собой уникальный объект для такого рода исследований в связи с широким развитием разнообразных морских фаций, высокой насыщенностью макрофоссилиями и хорошей их изученностью, надежным зональным и инфразональным расчленением.

Сибирско-Верхоянский бассейн характеризовался формированием алевритоаргиллитовых и песчаных осадков, за исключением раннего оленека, когда наряду с терригенным накоплением происходило образование органогенных битуминозных известняков. Типичная черта осадкообразования выражается в циклическом строении триасовых разрезов. На севере Средней Сибири и Верхоянье выделяется ряд структурно-фациальных областей (сфо) и фациальных зон (фз), которые практически совпадают с различными частями шельфовых и псевдоабиссальных обстановок (рис. 1). Так, Таймырская (Центрально-Таймырская, Тулай-Кирякская, Восточно-Таймырская фз), Лено-Анабарская (Усть-Анабарская, Буур-Оленекская, Лено-Оленекская, Нижнеленская фз), Северо-Верхоянская (Хараулахская, Орулганская фз), Западно-Верхоянская (Менгкеринская, Тумаринская фз) и Восточно-Верхоянская* (Томпинская*, Дыбинская*, Юдомская* фз) сфо соответствуют различным частям шельфа. Бакы-Нельгехинская (Омолойская*, Бакы-Бытантайская*, Дулгалахская, Сартангская*, Нельгехинская фз) и Яно-Колымская (Куларская*, Мухтайская*, Туостахская*, Бургавлинская* фз) сфо в значительной мере отвечают обстановкам материкового склона и ложа (Примечание: * Структурно-фациальная область и фациальные зоны выделяются впервые)

Биота шельфовых экосистем, наиболее широко распространенных на данной территории, представлена таксономически и палеоэкологически разнообразными группировками. Доминирующими группами в палеоценозах шельфа были двустворчатые и головоногие моллюски, а из микроорганизмов – фораминиферы. Роль других организмов: брахиопод, гастропод, скофопод, конхострак, морских ежей и белемноидей была резко подчиненной. Эти сообщества существовали в условиях часто менявшейся среды. Экосистемы псевдоабиссали характеризовались резким господством пелагических (посидониды, галобииды) и нектобентосных (цефалоподы) моллюсков.

Эволюция триасовой биоты тесно связана с развитием Сибирско-Верхоянского бассейна. Для сообществ морских беспозвоночных типично довольно высокое таксономическое разнообразие, наличие эндемиков в ранге родов и резкое доминирование (до 85%)

сестонофагов среди бентоса. Формирование и смена экосистем триаса находились под влиянием климата, эвстатики, тектогенеза и палеогеографических изменений. Палеоценозы морских организмов обитали в условиях теплоумеренного изменчивого климата, при среднегодовых температурах воды от 14° до 25° и нормальной солености, за исключением начала триаса (рис. 2). Сильное влияние на формирование климата Сибири оказывала бореальная Северная Пацифика [3].

На основе биофациального анализа выявлена латеральная и вертикальная зональность биоты и рассмотрены закономерности ее развития в связи с трансгрессиями и регрессиями.

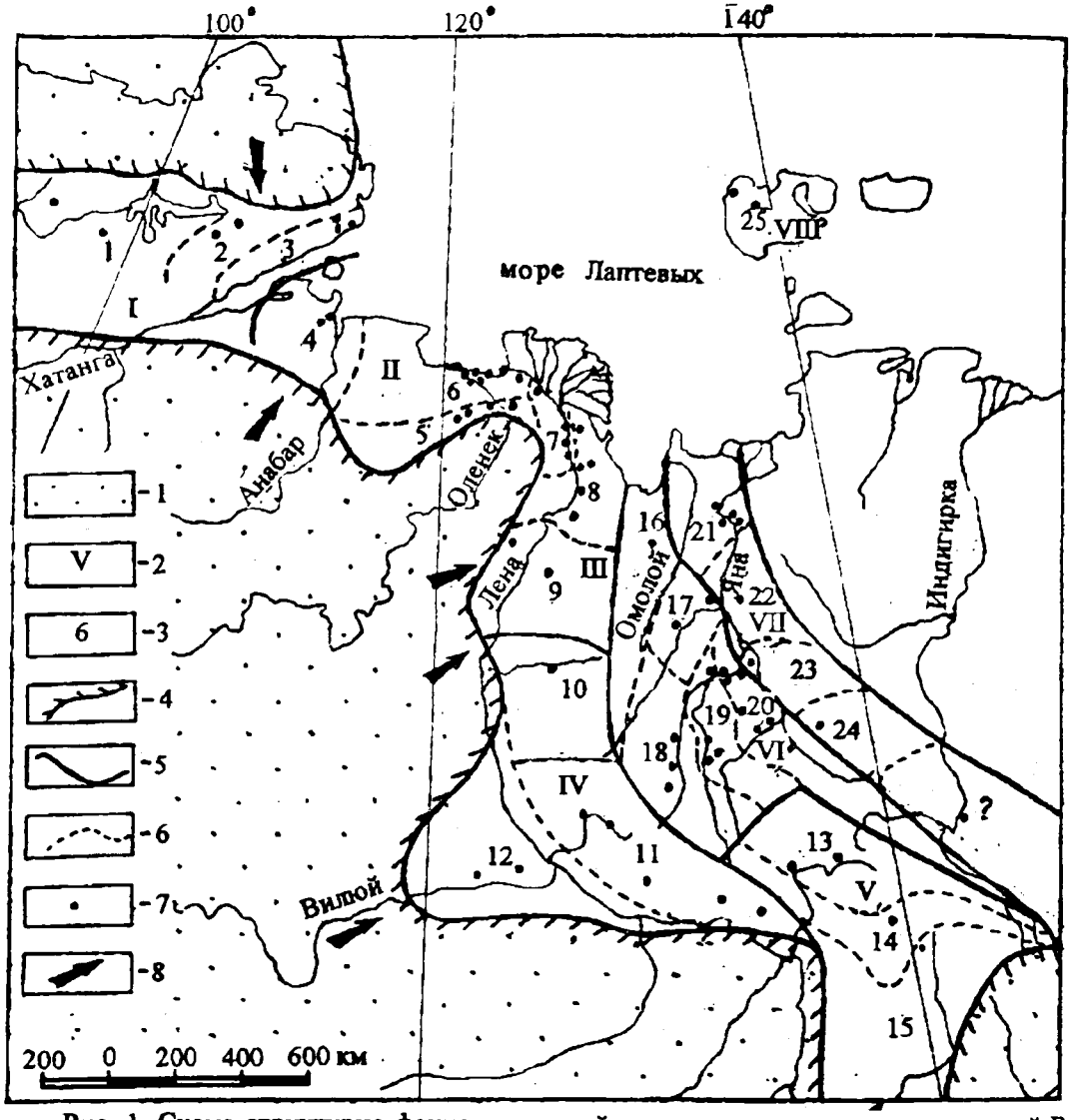



Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования триасовых отложений Восточной Сибири

1 - суша, 2 - структурно-фациальные области, 3 - фациальные зоны, 4 - границы предполагаемого распространения бассейна седиментации, 5 - границы структурно- фациальных областей, 6 - границы фациальных зон, 7 - обнажения, 8 - основные направления сноса обломочного материала

Структурно-фациальные области: I - Таймырская, II- Депо-Анабарская, III - Северо-Верхоянская, IV - Западно-Верхоянская, V - Восточно-Верхоянская, VI - Бакы-Нельгехинская, VII - Яно-Колымская, VII- Новосибирская; фациальные зоны: 1 -Центрально-Таймырская, 2 - Тулой-Кирякская, 3 - Восточно- Таймырская, 4 - Усть-Анабарская, 5 - Буур-Оленекская, 6 - Лено-Оленекская, 7 - Нижнеленская, 8 - Хараулахская, 9 - Оруганская, 10 - Менгкеринская, 11 - Тумаринская, 12 - Нижневилюйская, 13 -Томпинская, 14-Дыбинская, 15-Юдомская, 16-Омолойская,17-Бакы-Бытантайская,18- Дулгалахская, 19 - Сартангская, 20- Нельгехинская, 21 - Куларская, 22 -Мухтайская, 23-Туостахская, 24-Бургавлин- ская, 25 - Котельная

На опорных разрезах триаса севера Средней Сибири и отчасти Верхоянья установлено 10 трансгрессивно-регрессивных циклов. Анализ дифференциации сообществ позволил выявить шесть инвазий морских организмов в Сибирско-Верхоянскую акваторию из Северной Пацифики. Установленные иммиграции беспозвоночных соответствуют шести эвстазиям. Колебания водных масс изучаемого бассейна весьма хорошо сопоставляются с таковыми Канадского бассейна [5] и с глобальной эвстатической кривой [6]. Взаимосвязь трансгрессивных циклов и инвазий фаун указывает, вероятно, на эвстатическую природу колебаний. Во время подъема уровня вод мирового океана происходила нивелировка состава биоты (рис. 2). Увеличение таксономического разнообразия и развития эндемичных таксонов приходится на конец регрессивных циклов. Закономерности колебаний уровня вод хорошо согласуются с эволюцией пелагических и бентосных моллюсков.

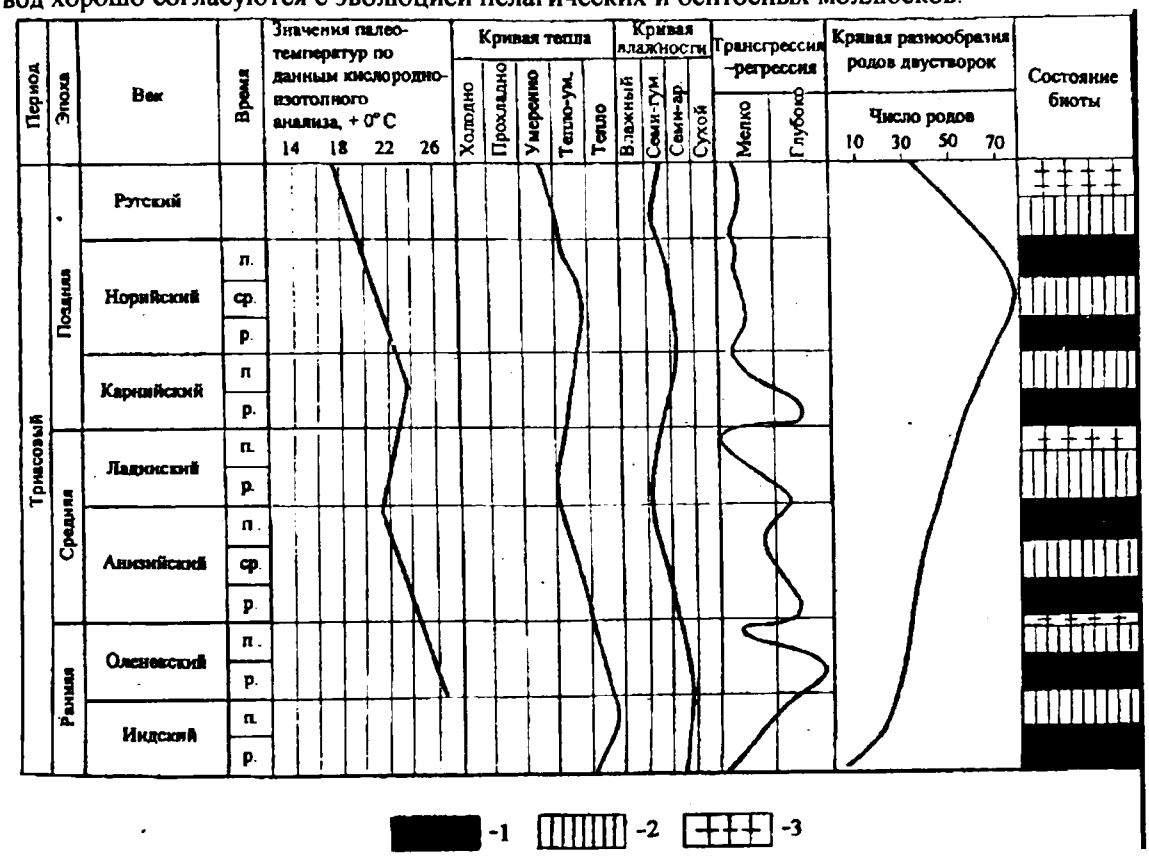



Рис. 2 Основные события в триасовом периоде Сибири
Состояние биоты: 1-нивелировка, 2-дифференциация, 3-кризис

Триасовая биота, главным образом двустворки были классифицированы на палеоэкологические и этолого-трофические группировки. Последняя классификация может быть использована в качестве палеонтолого-палеоэкологической легенды при составлении палеогеографических карт и схем, поскольку биотические группировки закономерно отражают латеральные ряды и позволяют детально разграничить глубины на пассивной континентальной окраине Сибирско-Верхоянского бассейна. Вопрос о распределении таких группировок и в целом сообществ по батиметрическим уровням в триасе Сибири и Верхоянья представляет значительный интерес, т.к. при палеогеографических построениях наибольшее значение придается глубине. Батиметрия является одним из основных абиотических факторов, влиявших на расселение бентосных сообществ на дне триасового бассейна. Автором ранее была показана существенная роль этолого-трофических группировок

при реконструкции фаций и биономическом районировании триасовых отложений севера Сибири и Верхоянья [1,2,4].

На основании анализа катен бентосных, пелагических и нектобентосных организмов выявлена дифференциация биоты по биономическим зонам от палеоберега в сторону открытого моря. Показана закономерная смена бентосных таксономически разнообразных и нектобентосных ценозов шельфа на псевдоабиссальные сообщества, в которых резко доминировали пелагические и нектобентосные моллюски при крайней бедности представителей бентоса. На палеоэкологической основе рассмотрены модели осадконакопления для триасового Сибирско-Верхоянского бассейна.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 97-05-65-290).

Литература

1. Курушин Н.И. Эволюция этолого-трофических группировок двустворчатых моллюсков и обстановок в оленекском бассейне (триас) Сибири // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Аспекты эволюции организмов и среды. Новосибирск: Наука, 1990. - С. 91-100.
2. Курушин Н.И. Биофации и биономическое районирование триаса Сартанг-Нельгесинского междуречья бассейна р. Яна // Геология и геофизика. 1992. - № 11. - С. 35-45.
3. Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1995. - Т. 70. - Вып. 3. - С. 55-60.
4. Курушин Н.И., Казаков А.М. Биофации бентоса и дно среднетриасового бассейна на севере Средней Сибири // Биофациальный анализ при палеогеографических реконструкциях. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. - С. 53-63.
5. Embry A.F. Triassic sea-level changes: evidence from the Canadian Arctic Archipelago // C.A. Wilgus (Editor), Sea-level Changes-An Integrated Approach, SEPM Special Publication. 1988. - № 42. - P. 249-259.
6. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles // C.A. Wilgus (Editor) Sea-level Changes- An. Integrated Approach, SEPM Special Publication. 1988. - № 42. - P. 71-108.

## ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЛАНЖИНА ПУР-ТАЗОВСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Н.К. Лебедева, Е.Б. Пещевицкая
Институт геологии нефти и газа, г. Новосибирск

Палинологический метод занял прочное положение в ряду других методов биостратиграфии и традиционно используется для расчленения и обоснования возраста слабо фаунистически охарактеризованных осадков, а так же корреляции морских и континентальных толщ.

Начало палинологическому изучению неокома в Западной Сибири было положено в 60-х годах и за эти годы накопился огромный фактический материал. явившийся основой для стратиграфических, палеогеографических, палеоклиматических исследований. Целью настоящей работы является комплексный палинологический анализ нижнемеловых отложений на территории Пур-Тазовского междуречья. Спорово-пыльцевым методом изучено 140 образцов из скважин: Нюдеяхская 300. Мало-Пякутинская 510, Романовская 140, Холмогорская 180. Выинтойские 163. 191. Ярайнерские 23, 24, Южно-Ярайнерская 51, Северо-Сугултская 205, Бахиловская 146. Приозерные 91, 92, 95. Распределение спор и пыльцы в валанжинских отложениях Западной Сибири отличается большой сложностью, что связано с особенностями осадконакопления и составом растительности, произраставшей на прилегающих участках суши, являвшимися областями сноса. Спорово-пыльцевые комплексы (СПК) валанжина хорошо изучены благодаря разнообразному видовому составу и достаточно многочисленным находкам фауны. И хотя опубликованных работ по па-

линологии неокома исследуемых территорий нет, смежные районы достаточно детально изучены. Это позволяет провести сравнение выявленных нами закономерностей вертикального распределения спор и пыльцы с таковыми в ранее известных разрезах. При палинологическом анализе отложений неокома Западной Сибири практически все исследователи отмечали присутствие в спорово-пыльцевых спектрах остатков микрофитопланктона. Однако детальных исследований систематического состава- объединенных под этим названием групп растительных микрофоссилий не проводилось. В то же время, это исключительно важно как для стратиграфии, так и для палеогеографических построений. В группу микрофитопланктона входят цисты одноклеточных водорослей динофлагеллат (отдел Dinoflagellata). празинофиты (отдел Chlorophyta, класс Prasinophyceae), акритархи (группа неясного систематического положения). Для Западной Сибири этап накопления альгологического материала только начинается. Начало положено изучением микрофитопланктона из пограничных отложений юры-мела на р. Ятрия (Приполярный Урал) [1]. В дальнейшем исследования были продолжены и разработана схема расчленения отложений берриаса - нижнего готерива по диноцистам параллельно зональной шкале по аммонитам [2, 3]. В задачу авторов данной работы входило изучение, наряду со спорами и пыльцой наземных растений, всех встреченных групп микрофитопланктона.

Большинство исследованных образцов содержали достаточно представительные спорово-пыльцевые спектры. На основании изменений в составе спор и пыльцы остановлены три комплекса. В некоторых образцах обнаружены цисты динофлагеллат, празинофиты, акритархи. Недостаточное количество и разнообразие диноцист не позволило выявить полноценных динокомплексов (за исключением скв. Романовская 140. где устновлен наиболее богатый состав диноцист). В связи с этим описаны обобщенные комплексы по всем скважинам, характеризующие интервалы распространения спорово-пыльцевых комплексов.

Спорово-пыльцевой комплекс 1 (СПК 1) (рис.1) В составе спор мхов и папоротникообразных доминируют гладкие споры *Leiotriletes* (до 40%), *Cyathidite'i sp.* (до 20%). Постоянными элементами комплекса являются *Osmundacidites sp.* (1-7 %), *Concavisporites juriensis* Balme (0-2 %), *Klukisporites sp.* (0-2 %), *Leptolepidites sp., Gleicheniidites sp.* (0-2 %), *Foraminisporis wonthaggiensis* (Cook. et Dett.) Dett. (до 4 %), *Cicatricosisporites sp.* (0-2 %), *Densoisporites sp, Stereisporiles sp.* (до 7 %). Единичны находки *Tripartina sp., Trilites sp., Contignisporites sp., Trilobosporites sp., Lycopodiumsporites sp., Eboraciasporites sp.* и др.

Среди пыльцы голосемянных преобладают *Ginkgocycadophytus sp.* (до 28 %, в среднем 2-8 %) и мешковая пыльца хвойных плохой сохранности. Отмечено постоянное участие *Piceapollenites sp.* ( иногда до 20 %), *Glassopollis sp.* ( до 5 %). *Alisporites sp.* ( до 13 %). В незначительных количествах присутствуют *Podocarpidites, Pinuspollenites, Eucummidites sp., Vitreisporites pallidus (Reissin.)Nilsson.*

Комплекс диноцист 1 (ДК 1), сопутствующий СПК 1, характеризуется небольшим разнообразием, но по площади распространен достаточно равномерно. Хотя в скважинах западной части территории состав диноцист несколько богаче. Совместное присутствие *Gochteodinia sp., Gonyalilacysta sp., G. helicoidea* (Eis. et Cook.) Sarj., *Paragonyaulacysta sp., Cassiculasphaeridia magna* Dav., *Endoscrinium sp., Biowbifera sp., Lithodinia sp., Wallodinium sp., Sirmiodiniopsis orbis* Drugg характерно для комплекса диноцист берриасанижней части нижнего валанжина на р. Ятрия (Приполярный Урал).

Изученные комплексы встречены совместно с верхнеберриасским (скв. Южно-Ярайнерская 51, инт. 3241-3234) и нижневаланжинскими аммонитами (скв. Романовская 140, инт. 2784-2765,2; Бахиловская 146, инт. 2515-5202) (определения Ю.И. Богомолова).

Значительное сходство выделенный нами нижневаланжинский СПК 1, обнаруживает с комплексами, установленными в ряде скважин на Покачевской площади [4]. Они приурочены к осадкам мегионской свиты и нижней подсвиты вартовской свиты. Г.Л. Рыбак сопоставляет эти комплексы с таковыми из валанжинских отложений на площадях

Рис. Схема корреляции изученных по палинологии разрезов Пур-Тазовского междуречья

Нижневартовского свода, где они также характеризуют отложения мегионской свиты и нижней подсвиты вартовской свиты (до пластов БВ4-БВз).

Спорово-пыльцевой комплекс 2 (СПК 2) (рис. 1) Сохраняется доминирующее положение *Leiotriletes, Cyathidites.* Появляются *Foraminisporis dailyi* (Cook. et Den.) Dett., единичные *Aequitriradites sp., Ornamentifera sp.* Постоянным становится присутствие *Undulatisporites sp., Todisporites minor, Ceratosporites equalis* Cook. et Den. Увеличивается разнообразие зернистых и бугорчатых *Lygodiumsporites,* хотя количественное их участие невелико. Единичными экземплярами появляется *Pilosisporites sp.* Увеличивается количество (до 3 %) и видовое разнообразие ребристых спор схизейных. Спорадически встречаются *Rouseisporites sp, Velosporites sp., Equisetosporites sp.*

Изменения в составе голосемянных невелики: уменьшается количество *Piceapollenites,* и увеличивается участие и разнообразие *Pinuspollenites, Podocarpidites.* Отмечаются единичные *Ephedripites, Taxodiaceaepollenites.*

Динокомплекс 2 (ДК 2) значительно богаче ДК 1, но заметна ею приуроченность преимущественно к западной части территории. В центральных и восточных скважинах отмечены единичные экземпляры цист динофлагеллат, в основном *Escharisphaeridia, Cleistosphaeridium, Fromea,* которые могут быть распространены в наиболее прибрежных (иногда опресненных) обстановках [9]. Состав диноцист обогащается за счет появления новых таксонов: *Dingodinium sp., Nelchinopsis kostromiensis* (Vozzh.) Wigg., *Gardodinium trabeculosum* (Gocht) Alb., нескольких видов *Muderongia,. Aprobolocysta galeata* Backh., *Batioladinium sp., B. varigranosurn* (Dux.) Dav., и др.

Комплекс с подобным составом установлен в слоях с диноцистами *Muderongiai simplex- Cribroperidinium muderongense* (верхняя часть нижнего валанжина. зона *Polyptychites michalskii)* и *Dingodinium cerviculum* (верхний валанжин-нижний готерив, зоны *Dichotomites ramulosus, Homolsomites bojarkensis)* на р. Ятрия (Приполярный Урал) [2].

В интервалах распространения СПК 2 и ДК 2 макрофауны не обнаружено. Установленный СПК 2 обнаруживает наибольшее сходство с СПК 111 Таркосальинского района [5], нижняя граница которого соответствует нижней границе зоны *Siberites ramulicosta* (верхи нижнего валанжина). Все выше изложенное дает основание предположить интервал распространения СПК 2 и ДК 2 верхи нижнего валанжина- часть верхнего валанжина.

СПК 2 близок по составу с палинокомплексом, обнаруженным в отложениях сортымской свиты (пласты ЕЛ 9-7) Комсомольской площади (Губкинский район) [б* а также с палинокомплексом из отложений Северо-Губкинской площади (пласты БП *- ю). Губкинской (совместно с валанжинскими аммонитами), Тарасовской. Западно- Таркосалинской площадях, хотя имеются некоторые вариации в количественном содержании отдельных компонентов. Близкие по своему содержанию комплексы обнаружены также в центральной части Западной Сибири [7].

Спорово-пыльцевой комплекс 3 (СПК 3) установлен в двух скважинах (рис.1) и отличается увеличением разнообразия и количества ребристых спор схизейных (иногда до 22 %. в среднем 7-10 %), а также некоторое повышение содержания *Lygodiumsporites* с бугорчатой экзиной. Несмотря на значительное участие в комплексе спор семейства *Schizaeaceae,* единичное содержание *Aequitriradites* и *Pilosisporites* (характерное для верхов валанжина) не дает оснований считать СПК 3 готеривским.

СПК 3 сопоставляется с комплексами, установленными в разрезе пластов БГ1 f,-* Комсомольской, БП б-з Северо-Губкинской площадей, относящиеся к нижнему готериву [6]. Изменения в составе спор и пыльцы по сравнению с вышеописанным СПК заключается в увеличении количества спор семейства *Schizaeaceae* (до 10%. иногда до 15-20%), *Stereisporites, Aequitriradites,* появлении редких *Pilosisporites.* *Верхнюю границу слоев с комплексом проследить не удаось из-за отсутствия материала.

В СПК 3 диноцист практически не обнаружено, за исключением редких *Escharisphaeridia, Gardodinium trabeculosum.*

В целом, приуроченность диноцист к западным разрезам отражает регрессию, начавшуюся в конце раннего валанжина. При анализе латерального распределения микрофитопланктона выявлена интересная закономернгость: в краевых частях территории (скв.: Нюдеяхская 300, Мало-Пякутинская 510, Романовская 140, Бахиловская 146, Приозерные 91, 92, 95) спектры представлены всеми группами микрофитопланктона, тогда как в центральной части территории (скв. Холмогорская 180, Выинтойские 163, 191, Ярайнерские 23, 24, Южно-Ярайнерская 51) спектры содержат практически исключительно празинофиты и акритархи. В этих же скважинах отмечается повышенное количество пыльцы *Ginkgoaceae*. Для объяснения этого факта пока недостаточно данных. Однако, по-видимому, здесь имели место какие-то специфические условия, возможно, связанные с глубинами или соленостью.

Таким образом, палинологический анализ 14 скважин позволил выделить три СПК (СПК 1 характеризует осадки берриаса-нижнего валанжина, СПК 2 -верхнюю часть нижнего валанжина до зоны *Siberites ramulicosta*, СПК 3 часть верхнего валанжина, возможно, низы готерива) и сопутствующие им ДК. Возраст обосновывается как находками макрофауны, так и сопоставлением с фаунистически датированными палинокомплексами сопредельных регионов Западной Сибири. Выявленная смена комплексов согласуется с таковой из центральных и прилегающим к ним северных территорий Западной Сибири.

Авторы выражают благодарность В.А. Казаненкову, Б.Л.. Никитенко, К.В. Звереву за предоставленные материалы.

Литература

1. Безрукова Т.С., Пуртова С.И., Стрепетилова В.Г., Широкова Ю.Ф. Основные типы спорово-пыльцевых комплексов из нижнемеловых отложений Западно-Сибирской равнины // Палинологические исследования мезозоя и кайнозоя Западной Сибири, Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 149. - Тюмень, 1980. - С.37-43
2. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный зональный стратотип и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997. - Т.38. - № 5. – С.99-128
3. Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л. Микрофитопланктон и микрофораминиферы опорного разреза нижнего мела Приполярного Зауралья ( Западная Сибирь) // Геология и геофизика, в печати
4. Решение 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень. 1990. - Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1991. - 54с.
5. Рыбак Г.Л. Коррелятивное значение спорово-пыльцевых комплексов при стратификации меловых отложений Сургутского и Нижневартовского районов // Спорово-пыльцевой метод при реконструкции палеорастительности и определении биофаций, Тр. ЗапСибНИГНИ, Вып. 187. - Тюмень, 1984. - С.87-93
6. Стрепетилова В.Г., Рыбак Г.Л. Палинологическая характеристика отложений нижнего мела Губкинского района // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1989. - С.84-90
7. Федорова В.А., Быстрова В.В., Колпенская Н.Н., Сочеванова О.А. Детальная микробиостратиграфия опорных разрезов бореального берриаса на территории России (рр. Ижма, Ятрия, Боярка) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России. СПб, ВНИГРИ, 1993. - С.172-188.

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ АБАЛАКСКОЙ СВИТЫ В ХАНГОКУРТСКОЙ ВПАДИНЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Л.К. Левчук, М.А.Левчук, С.Б. Меледина
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г.Новосибирск

### Введение

Стратиграфическое расчленение морской толщи юры на закрытой территории нефтегазоносного бассейна Западной Сибири производится преимущественно с помощью фораминифер. Слои с характерными комплексами фораминифер увязываются с зональным

стандартом посредством аммонитов. Для Западной Сибири региональная шкала по аммонитам для верхней юры, включая келловей, оформилась лишь к середине 80-х годов [1].

Она опиралась на имеющуюся к тому времени аммонитовую шкалу бореальной юры Средней Сибири, а также на полутысячу определений аммонитов из керна скважин Западной Сибири. Позже появились, наряду с аммонитовой, шкалы, основанные на других группах микро- и макроокаменелостях [2,3]. Все шкалы, в том числе аммонитовая и фораминиферовая, продолжают совершенствоваться по мере поступления нового палеонтологического материала из керна скважин.

Обработана серия образцов из ряда скважин, пробуренных в приуральской зоне Западной Сибири на восточном борту Хангокуртской впадины. Они вскрыли эффузивные и осадочные породы палеозоя, тюменскую свиту (около 150 м) и абалакскую свиту мощностью около 30 м, которая перекрыта слабобитуминозными глинистыми породами нижнетутлеймской свиты мощностью около 50 м. Уточнение стратиграфического объема абалакской свиты в приуральской зоне приобретает принципиальное значение при сопоставлении с верхнеюрскими отложениями центральной и восточной частей Западной Сибири, где возрастные аналоги абалакской свиты имеют более сложный и дифференцированный литологический состав и значительно большую мощность (до 300 м). Возрастными аналогами абалакской свиты в восточных районах Западной Сибири являются васюганская, сиговская, марьяновская и, отчасти, яновстанская свиты.

Обсуждение результатов палеонтологических исследований.

Авторы уделили особое внимание изучению фораминифер и аммонитов из абалакской свиты с целью выявления ее стратиграфического объема. В изученных скважинах абалакская свита представлена в основном темно-серыми до черных глинами. В основании свиты встречаются одиночные прослои известковистых конкреций с включениями глауконита с обилием в них белемнитов и двустворчатых моллюсков. Аммониты и фораминиферы встречаются по всему интервалу разреза абалакской свиты. Параллельно проведенное изучение фораминифер и аммонитов позволило подразделить свиту на ряд биостратонов, датировать выделенные комплексы, привязать их к региональной шкале и зональному аммонитовому стандарту и уточнить их возрастной диапазон.

Самый древний комплекс, выделенный из глин в низах абалакской свиты, в основном представлен агглютинированными формами. В большом количестве (до 250 экземпляров на образец) содержатся Trochammina rostovzevi, Recurvoides schercalyensis, в несколько меньшем количестве встречены Recurvoides singularis, Trochammina ex gr. tumefacta, Haplophragmoides magnus, Cribrostomoides mirandus и некоторые другие. Известковистые формы - Pseudonodosaria brandy, Dentalina communis, Eoguttulina karlaensis, Guttulina tatarensis, различные лентикулиниды - представлены единичными экземплярами. Аналогичные комплексы фораминифер неоднократно описаны в разных районах Западно-Сибирской низменности [4,5,6,7]. Комплекс фораминифер по составу и структуре соответствует комплексу, представляющему фораминиферовую зону Dorothia insperata-Trochammina rostovzevi, которая датируется как средний-верхний келловей [8]. Обнаруженные совместно аммониты - Quenstedtoceras (Soaniceras) cf. parvulum, Longaeviceras cf. keyserlingi с однозначностью свидетельствуют о верхнем келловее.

В следующем комплексе фораминифер состав агглютинированных форм несколько меняется, хотя они по-прежнему преобладают в комплексе как по числу видов, так и по количеству экземпляров. Это Haplophragmoides magnus, Recurvoides singularis, R. scherkalyensis, Ammobaculites igrimensis, A. ex gr. lobus, по-прежнему присутствует Dorothia insperata, появляется Eomorsonella paraconica, Trochammina kosyrevi. Известковистые формы единичны и представлены в основном видами семейства Nodosariidae. Среди них следует отметить Lenticulina subinvolvena, L. ex gr. solita, Pseudonodosaria brandy, Dentalina communis, которые встречаются чаще других. Это слои с Dorothia insperata - Eomarsonella

paraconica, возрастной диапазон которых определяется как верхи верхнего келловея - низы оксфорда [7,8].

Выше встречен богатый и разнообразный комплекс фораминифер. Агглютинированные формы довольно многочисленны, встречаются Trochammina oxfordiana, T. tumefacta, единичные T. rostovzevi, Ammobaculites tobolskensis, A. igrimensis, A. subgracilis, A. pungaensis, Recurvoides ex gr.sublustris, Haplophragmoides incognitus, Bulbobaculites pokrovkoensis и ряд других видов. Обращает на себя внимание следующий факт - Trochammina oxfordiana присутствует практически во всех изученных образцах в значительном количестве. Trochammina rostovzevi встречена только в нижней части, вверх по разрезу она замещается на T. tumefacta, которая наряду с T. oxfordiana доминирует в комплексе. Известковистые формы разнообразны, но малочисленны. В нижней части они представлены в основном внутренними слепками без раковины, что позволяет определить их только до рода. Выше обнаружены Lenticulina cf. lauta, L. cf. solita, L. sosvaensis, Marginulina zaspelovae, M. cf. suprajurensis, Astacolus nobilissimus, Geinitzinita ex gr. crassata и другие. Это слои с Ammobaculites tobolskensis-Trochammina oxfordiana, которые датируются нижним оксфордом [9]. Обнаруженные в нижней части аммониты Cardioceras (Scarburgiceras) cf. praecordatum, C. (S.) cf. gloriosum, C. (S.) cf.obliteratum, C. (S.) alphacordatum, Longaeviceras cf. novosemelicum) указывают на нижний оксфорд, слои с Cardioceras (Scarburgiceras). В Средней Сибири слоям с C. (Scarburgiceras) отвечают три нижние зоны нижнего оксфорда (obliteratum-scarburgense, praecordatum и gloriosum) .В верхней части фораминиферовой зоны A.tobolskensis-T.oxfordiana в изученных разрезах аммониты не обнаружены. Однако, по данным из других районов Западной Сибири, верхняя часть этой зоны не выходит за пределы нижнего оксфорда, свидетельством чему являются находки Cardioceras s.str. [10].

Следующий комплекс несколько обедненный. Агглютинированные формы представлены Recurvoides ex gr. disputabilis, Cribrostomoides mirandus, Haplophragmoides incognitus, Trochammina kosyrevi, Glomspirella ex gr. galinae, появляются Ammodiscus thomsi и Tolypammina svetlanae. Известковистые представлены в основном лентикулинидами - Lenticulina ancentralis, L. narykariensis, L. subinvolvans, Planularia ovalis, Saracenaria carzevae, Pseudonodosaria brandy и другие. Этот комплекс характеризует слои с Ammodiscus thomsi - Tolypammina svetlanae - средний оксфорд [9]. Принадлежность к среднему подъярусу оксфорда определяет разнообразный комплекс аммонитов: Cardioceras (Subvertebriceras) cf. densiplicatum, C. (Plasmatoceras) cf. tenuicostatum, C. (Maltoniceras) cf. bodeni. Встречен также ростр белемнита Pachyteuthis (Pachyteuthis) kirgisensis (Orb.) - определение Т.И. Нальняевой. Видовой состав аммонитов служит индикатором зоны Cardioceras denisiplicatum и, возможно, отчасти более высокой зоны среднего оксфорда Cardioceras tenuiserratum.

В сменяющем предыдущий комплексе фораминифер заметно уменьшается количество агглютинированных форм и увеличивается разнообразие и численность известковистых - Saracenaria carcevae, S. subsuta, Lenticulina parahybrida, L. ex gr. lii, Planularia ex gr. praesibirensis, Marginulina ex gr. optata, Dentalina communis, Vaginulinopsis suprajurensis и другие. Агглютинированные представлены Recurvoides disputabilis, Trochammina kosyrevi, Glomospirella ex gr. galinae, Ammobaculites igrimensis, Bulbobaculites pokrovkoensis, Haplophragmoides canuiformis, появляется Spiroplectammina tobolskensis. Состав и структура комплекса позволяют отнести его к фораминиферовой зоне Recurvoides disputabilis, это нижняя часть верхнего оксфорда [8].

В самом молодом из изученных комплексов фораминифер доминируют известковистые формы - более 50 видов самых разнообразных представителей отряда Nodosariidae. Наибольшим числом видов представлены лентикулины: Lenticulina daschevskaja, L. michailovi, L. memorabilissima, L. lii, L. kasanzevi, L. aff. dofleini, L. crassisepta, L. semipellucida и друие. Особый интерес вызывает присутствие в комплексе представителей рода

Citharinella (Citharinella motlleri, C. kostromensis, C. ex gr. schelwieni). По данным К.Ф. Тылкиной [11], цитаринеллы полностью отсутствуют в келловейских и оксфордских комплексах Западной Сибири. Впервые они появляются в раннем кимеридже, что и позволяет по их находкам довольно уверенно судить о возрасте отложений. Достаточно хорошо в комплексе представлены маргинулины, вагинулины, астаколюсы, планулярии и другие формы. Агглютинированные формы единичны - Trochammina omskiensis, Recurvoides disputabilis, Haplophragmium ex gr. pokrovkaensis, Tolypammina virgula, Verneuilinoides graciosus и некотрые другие. Состав и структура комплекса позволяет отнести его к слоям с Trohammina omskiensis-Verneuilinoides graciosus, которые характеризуют верхи верхнего оксфорда-нижний кимеридж [2].

Более высокая часть абалакской свиты не была изучена по причине отсутствия керна.

Заключение

Доказано, что нижние примерно две трети абалакской свиты в Хангокуртской впадине объемлют верхний подъярус келловея, оксфорд и нижний кимеридж. В этом интервале установлено шесть биостратонов, выделенных по фораминиферам: f-зона Dorothia insperata - Trochammina rostovzevi (верхний келловей); f-слои с Dorothia insperata - Eomarsonella paraconica (верхи верхнего келловея - низы оксфорда); f-слои с Ammobaculites tobolskensis - Trochammina oxfordiana (нижний оксфорд); f-зона Ammodiscus thomsi - Tolypammina svetlanae (средний оксфорд); f-зона Recurvoides disputabilis (нижняя часть верхнего оксфорда); f-слои с Trochammina omskiensis - Verneuilinoides graciosus (верхи верхнего оксфорда - нижний кимеридж).

Аммонитами охарактеризован: верхний подъярус келловея (зона Longaeviceras keyserlingi и Quenstedtoceras lamberti) - самый нижний фораминиферовый комплекс; нижний оксфорд, слои с Cardioceras (Scarburgiceras) - третий снизу фораминиферовый комплекс; средний оксфорд, преимущественно нижняя зона Cardioceras densiplicatum, - четвертый снизу комплекс фораминифер.

Важным для корреляции абалакской свиты с ее восточными аналогами является доказательство принадлежности нижней части свиты в исследованном регионе Западной Сибири к верхнему подъярусу келловея и соответствию нижней границы свиты примерно основанию вехнего келловея.

Работа выполнена при поддержке **РФФИ**, грант N97-05-65298.

Литература

1. Месежников М.С., Захаров В.А., Брадучан Ю.В. и др. Зональное расчленение верхнеюрских отложений Западной Сибири // Геол. и геофиз., 1984. - №8. - С. 40-52.

2. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины, Тюмень, 1990 //Тюмень, 1991. - 54 с.

3. Шурыгин Б.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л. и др. Зональные шкалы нижней и средней юры Сибири // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа Сибири. Новосибирск, 1996. - Ч.1. - С.72-74.

4. Левина В.И., Ровнина Л.В., Тылкина К.Ф., Шейко Л.Н. Микрофаунистическая и палинологическая характеристика юрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1972. - Вып. 48. – С. 115-162. (Труды ЗапСибНИГНИ)

5. Левина В.И. Микрофаунистическая характеристика келловейских и оксфордских отложений Тюменской области // Материалы по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Западной Сибири. М., Недра, 1968. - Вып.7. - С. 78-86. (Труды ЗапСибНИГНИ)

6. Комиссаренко В.К., Тылкина К.Ф. Новые данные по биостратиграфии келловей-оксфордских отложений Западной Сибири// Биостратиграфическая характеристика юрских и меловых нефтегазоносных отложений Западной Сибири. Вып. 119. – С.5-12. (Труды ЗапСибНИГНИ)

7. Фораминиферы верхнеюрских отложений Западной Сибири. Л.: Недра, 1972. - 272 с.

8. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры Западно-Сибирской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1990. - Т.II. - 357 с.

9. Захаров В.А., Никитенко Б.Л., Алейников А.Н. и др. Биостратиграфия верхней юры и неокома Сибири // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа Сибири. Новосибирск, 1996. - Ч.I. - С.75-78.
10. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры Западно-Сибирской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1990. – Т.I. - 268 с.
11. Тылкина К.Ф. Представители рода Citharinella Marie из кимеридж-волжских отложений Западной равнины // Биостратиграфическая характеристика юрских и меловых нефтегазоносных отложений Западной Сибири. Вып. 119. - С. 74-82. (Труды ЗапСибНИГНИ).

# ЛИТОЛОГО- ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ГРАНИЦА ПЕРМИ И ТРИАСА В КУЗНЕЦКОМ БАССЕЙНЕ

А.И. Лежнин[1], Ю.С. Папин[2]
[1]ЮжСибгеолком, малое предприятие «Стратиграфия»
[2]Тюменский государственный нефтегазовый университет

Из многих рубежей угленосных отложений Кузбасса граница палеозоя и мезозоя является самой выразительной. Сероцветная угленосная терригенная толща перми резко сменяется зеленоцветными осадочно-вулканогенными, практически безугольными отложениями триаса.

Вблизи этой границы происходит полное вымирание пермских двустворок. В 5-10 метрах выше верхнего угольного пласта кольчугинской серии перми появляется слой с унионидами, палеанодонтообразными раковинами, в 12 м - гастроподы отсутствовавшие в пермском разрезе. По материалам одной из скважин Жерновского месторождения (скв. 4182), уже в двух метрах выше верхнего угольного пласта наблюдается фауна мальцевской серии триаса - конхостраки крупных размеров. Мальцевский и кольчугинский комплексы фаун четко отличаются не только таксономическим составом, но и биостратономическими признаками, в частности характером фауносодержащих пород и сохранившимися остатками створок. В кольчугинских отложениях остатки фауны встречаются в серых и темносерых аргиллитах и алевролитах, в мальцевских эти породы приобретают зеленоватый оттенок. Кроме того, в мальцевской части разреза двустворки и гастроподы часто встречаются в известняках и мергелях. Остатки вещества раковин на двустворках в тайлуганской свите, верхах кольчугинской серии, имеют бурую, светло-бурую и редко белую окраску, в нижнемальцевской - только чисто белую. При этом створки в триасовых отложениях более толстые, чем в пермских. На гастроподах также наблюдаются остатки раковинного вещества в виде чисто белой, довольно толстой (около 0,5 мм) пленки. На пермских конхостраках пленка в общем также более темная - черная, часто с радужным отливом, на триасовых - она светло-бурая и бурая. Остракоды в нижнемальцевской свите часто покрыты белой тонкой пленкой [2].

Дополняет характеристику зоостратиграфического рубежа между кольчугинской и мальцевской серями анализ фаунистической ритмики, наглядно выражающейся в изменении общего количества и размеров раковин двустворок. В верхах Жерновского разреза двустворки начинают встречаться с уровня пластов 87-88 и более или менее непрерывно прослеживаются вверх до сотого пласта (рис.). Причем на уровне пласта 87-88 все таксоны двустворок многочисленны и крупных размеров. Выше по разрезу они уменьшаются количественно и в размерах, достигая минимума у пласта 91, а затем вновь их общее количество возрастает и раковины становятся все более крупными. Достигнув максимальных значений на уровне сотого пласта пермские двустворки резко исчезают и вверх по разрезу уже больше не появляются. Точно также ведут себя и конхостраки. Таким образом, по ритмичному изменению размеров раковин и их количества в интервале пластов

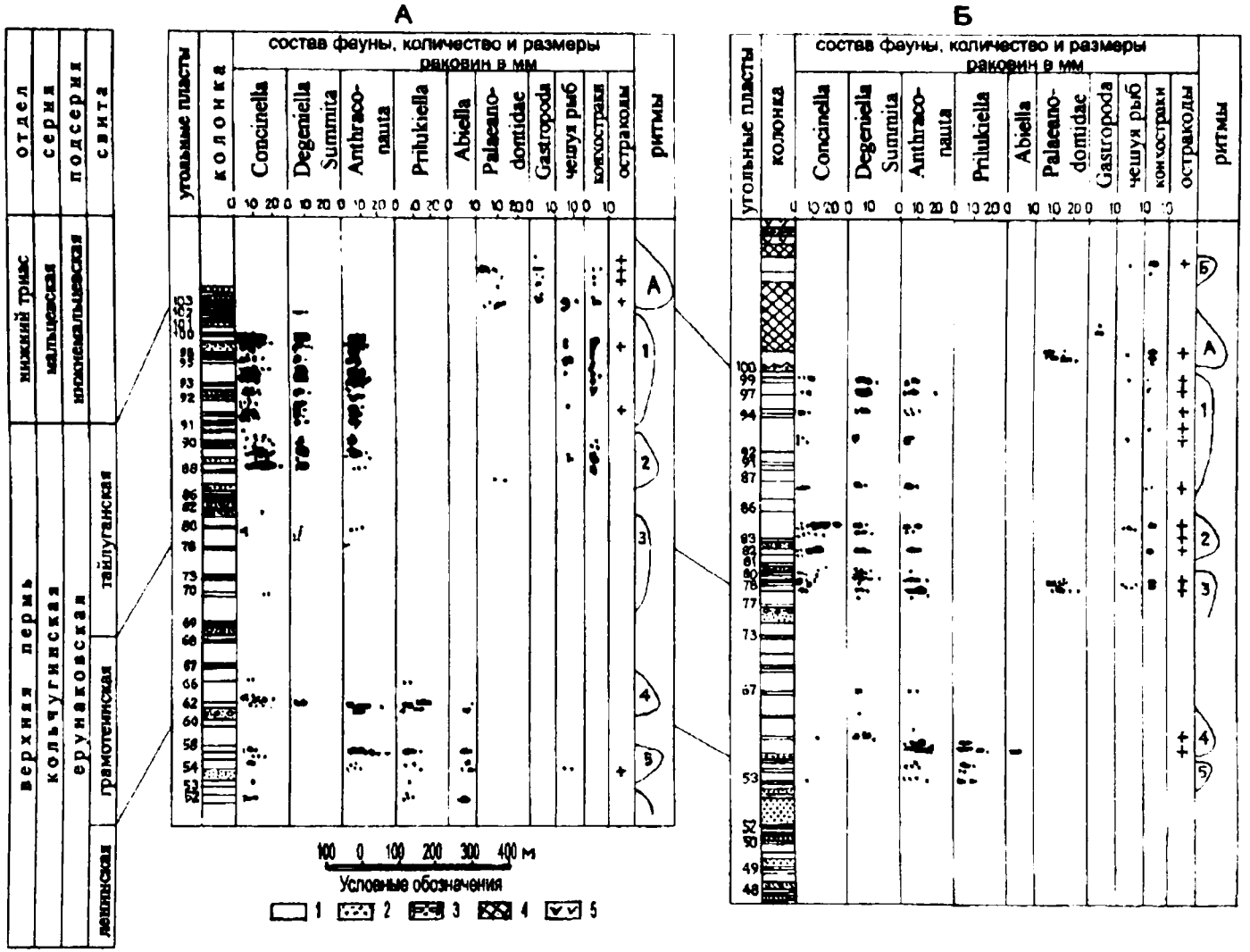



Рис. Фаунистическая характеристика границы перми и триаса в разрезах Жерновского (А) и Нарыкского (Б) месторождений Кузбасса

1 - аргиллит и алевролит, 2 - песчаник, 3 - гравелит и конгломерат, 4 - туфовый алевролит, 5 - базальт

88-100 Жерновского месторождения выделяются два ритма, 1-ый и 2-ой, с границей между ними по пласту 91. Характерно, что пограничный между ритмами интервал отличается повышенной угленосностью.

Оба ритма асимметричны и граничат между собой пологими крыльями, иллюстрирующими постепенное изменение количества и размеров особей, тогда как крутые крылья отвечают быстрому, почти внезапному появлению (во втором ритме) или исчезновению (в первом ритме) двустворок. В свою очередь в обоих ритмах по тем же признакам выделяются ритмы и более мелких порядков, особенно в первом. Из рисунка видно, что дифференциация на ритмы все более мелких порядков возрастает к верхам разреза.Выше первого ритма значительный по мощности стратиграфический отрезок не содержит остатков водной фауны. Одновременно он отличается повышенной угленосностью и грубозернистостью осадков. Так, в этом интервале часты прослои полимиктового конгломерата и гравелита. В вышележащих слоях опять встречаются остатки водной фауны, резко отличающейся по таксономическому составу от нижележащих ритмов. Двустворки представлены здесь только унионидами, из других групп встречаются гастроподы, конхостраки, остракоды и рыбья чешуя. Этот отрезок выделен в фаунистический ритм А. Разграничение ритмов 1-го и А хорошо подчеркивается изменением размеров особей и их количества. В ритме 1-ом вверх по разрезу шло постепенное увеличение этих параметров, а в ритме А в этом направлении идет их уменьшение. В ритме А наиболее многочисленные и крупные двустворки, также как и конхостраки, рыбья чешуя и остракоды, наблюдаются в самом основании, придавая резко асимметричный характер ритму и отвечая столь же резкому развитию трансгрессии - нового триасового цикла осадконакопления [3].

Непосредственный контакт перми и триаса по фауне изучен в Кузбассе по естественным обнажениям Нарыкского разреза (Бабий Камень, р. Томь) и по скважинам Жерновского месторождения. В последнем случае контакт изучался в шести пересечениях скважинами 4058, 4069, 4092, 4161, 4182 и 4274 (рис.). Во всех случаях пермская фауна исчезает на уровне пласта 100, лишь в разрезе скв. 4274 над пластом 102 в слое мощностью 2 м вновь встречены очень редкие пермские дегениеллы. Первый фаунистический слой мальцевского комплекса появляется уже в 2-х метрах выше 103-го пласта угля. Этот слой содержит многочисленные конхостраки и редкие мелкие остракоды. За триасовый (мальцевский) возраст слоя свидетельствуют следующие признаки: зеленоватый оттенок фауносодержащего аргиллита, крупные размеры (4-5 мм) конхострак и светло-бурый цвет пленки, покрывающей конхостраки.

В стратотипическом разрезе Бабьего Камня контакт перми и триаса проведен нами в 1,7 м выше верхнего угольного пласта перми в кровле прослоя алевролита с линзой угля и скоплением пермских растений. М.Д.Парфенова (рукописная работа) среди них определяет кордаиты, частые Pecopteris и редкие Annularia. С этого уровня начинается интервал осветвленных известковистых пород с пластовыми конкрециями известковисто-анкеритового состава. Ниже данной границы конкреции известково-анкерито-сидеритовые, галько- и желваковидные. Растительные остатки ниже данного уровня частые и повсеместные, выше редкие. В 3,5 м над границей появляются триасовые двустворки, достаточно обильные, покрытые белой известковой пленкой.

Хотя граница перми и триаса в Кузбассе устанавливается по всему комплексу признаков вполне однозначно - в нескольких метрах выше верхнего угольного пласта, сам процесс пограничных изменений начался намного раньше и выражен достаточно мощным интервалом. Так, в верхних горизонтах перми наблюдается зеленоцветность пород, сферическая и скорлуповатая отдельность, редкие прослои туфогенных песчаников, туффитов и туфов в тайлуганской и грамотеинской свитах. Начиная с низов ленинской свиты, в разрезах угленосной перми все более часты прослои полимиктовых конгломератов и кремнисто-кварцевых песчаников. Ритмика осадков становится четко выраженной на все более

низких иерархических уровнях. Все это вкупе свидетельствует о возрастании тектономагматической активизации, предшествующей коренным изменениям в развитии региона.

И по всем группам органических остатков (макро- и микрофлоре, двустворкам, конхостракам) фиксируется процесс подготовительных изменений к катастрофической перестройке биоты. Уже с уровня верхов ленинской свиты идет вымирание ряда таксонов на родовом уровне: Rufloria - растения; Prilukiella, Abiella и Tersiella - двустворки. С другой стороны уже в казанково-маркинской свите появляются мезофитные формы растений, которые вверх по разрезу получают все большее распространение. Появление мезозойского облика двустворок установлено в ленинской свите. В то же время в составе триасового комплекса органических остатков сохраняются палеозойские формы, как архаичный и сопутствующий элемент биоты. Например, из двустворок - это представители рода Tajlugania Papin, из растений - Rhipidopsis Schmal., из спор - Cyclogranisporites и Granulatisporites.

На границе перми и триаса наблюдаются многочисленные признаки тектоноденудационного перерыва, вызванного пфальцской фазой складчатости [1]. Это выражено наличием коры выветривания, базальных конгломератов, очень резкой сменой состава пород и фаций, стратиграфическим перерывом с размывом подстилающих пород до 250 м и, наконец, угловым несогласием. На этом рубеже одновременно и катастрофически вымирают все палеозойские группы и появляется совершенно новый, на уровне родов и семейств, комплекс органических остатков.

Литература

1. Лежнин А.И. К объему ерунаковской свиты в Ерунаковском и Терсинском районах Кузбасса // Известия Томск. политехн. ин-та. Т. 165. - Томск: ТГУ, 1969. - С.222-228.
2. Папин Ю.С. Граница кольчугинской и мальцевской серий в Кузнецком бассейне по фаунистическим данным // Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений Западной Сибири. - Тюмень: Тюмен. индустр. ин-т, 1978. - С.21-30.
3. Папин Ю.С. Фаунистические ритмы в кольчугинской серии Кузбасса и их палеогеографическая природа // Тр. Всесоюзного палеонтологического общества. - Л.: ВСЕГЕИ, 1983. - С.81-93.

## СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

С.Н. Макаренко, С.А. Родыгин, Н.И. Савина
Томский госуниверситет, г. Томск

Отложения верхнего девона широко распространены на территории юго-восточной части Западно-Сибирской плиты, вскрыты многочисленными скважинами и достаточно хорошо изучены. Согласно схеме районирования [2], они входят в состав Нюрольско-Варьеганской, Никольско-Сильгинской, Томь-Колыванской и Чулымо-Енисейской структурно-фациальных зон (СФЗ), подразделенных на структурно-фациальные районы (СФР). Схема корреляции стратотипических разрезов этих зон приведена на рисунке 1. Ниже дана краткая характеристика выделенных в этих зонах свит с использованием материалов [2].

Наиболее изученными и информативными являются девонские отложения Нюрольского СФР, который принят за типовую местность при разработке стратиграфической схемы этих отложений [2]. Известные разрезы других СФР ограничены и требуют дополнительного изучения. Верхнедевонские отложения Нюрольско-Варьеганской СФЗ объединены в лугинецкий горизонт, подразделенный на два подгоризонта на основе биостратиграфического анализа со стратотипом на одноименной площади [3]. В связи с тем,

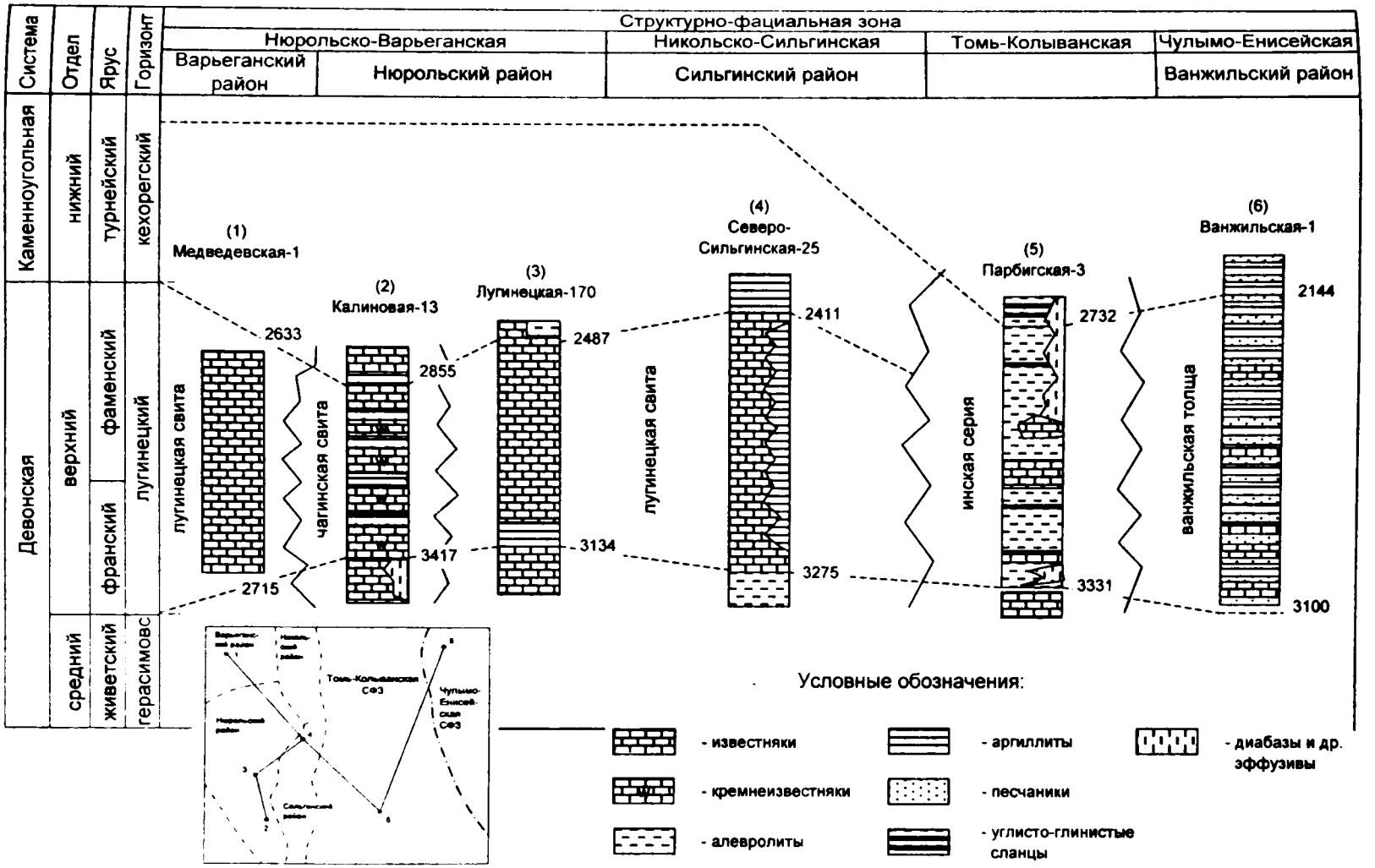



Рис. 1. Схема корреляции стратотипических разрезов структурно-фациальных зон юго-востока Западно-Сибирской плиты

что палеонтологические находки в отложениях верхнего девона Никольско-Сильгинской, Томь-Колыванской и Чулымо-Енисейской СФЗ спорадические, на данном этапе изученности невозможно идентифицировать лугинецкий горизонт в полном объеме на территории этих СФЗ.

Разрез верхнего девона включает в Нюрольском СФР две свиты (чагинскую и лугинецкую), в основании которых установлены тентакулитовые слои, прослеженные как в карбонатном, так и в терригенно-карбонатном типах разрезов. Данный уровень, отражающий раннефранскую трансгрессию в планетарном масштабе, выраженный во многих регионах мира отложениями доманикоидного типа, уверенно прослеживается и на Западно-Сибирской плите.

Чагинская свита представляет карбонатно-терригенный тип разреза верхнего девона. Стратотип установлен в разрезе скважины Калиновая-13 в интервале 3417.0-2855.0 м. Названа свита по р. Чага - левому притоку р. Чузика в Томской области [4]. Кровля в стратотипе не вскрыта, нижняя граница с подстилающей чузикской свитой согласная. Свита расчленяется на две подсвиты - нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (3480.0-3200.0 м) - тентакулитовый известняк. Возраст - франский век (до подошвы зоны *gigas*). Представлена черными, темно-серыми кремнистыми известняками, кремнистыми аргиллитами, глинистыми окремненными доломитами, слоистыми илистыми, неявно сгустковыми кремнисто-карбонатно-глинистыми породами с прослоями биолитокластических доломитовых известняков. Характеризуется тентакулитами - *Homoctenus krestovnikovi Ljasch., H. namus Ljasch., H. tokmovensis Ljasch., H. samaricus Ljasch., H. acutus Ljasch., Striatostyliolina domanicense Ljasch., Styliolina gassanovae Ljasch.*; конодонтами - *Palmatolepis hassi M l l. et M l l., Polygnathus decorosus Stauffer, Icriodus difficilis Zieg., Klapp., Johnson, I. subterminus Youngquist* (здесь и далее использованы также материалы Л.М. Аксеновой). Мощность 300 м.

Верхняя подсвита (3200.0-2855.0 м) представлена чередованием светло-серых, серых, желтых, белых кремнистых пород, радиоляритами, кремнеаргиллитами, кремнеизвестняками и окремненными аргиллитами. Фораминиферы - *Septaglomospiranella nana Reitl., Archaesphaera minima Sul., Vicinisphaera squalida Antropov*; конодонты - *Palmatolepis gigas gigas Miller et Youngquist, Pal. punctata (Hinde), Pal. glabra glabra Ulrich et Bassler, Pal. rhomboidea Sannemann*; остракоды - *Entomozoe (Nehdentomis) ovalis Sav.*, радиолярии - *Entactinia dimidiata Nasarov.* Неполная мощность в стратотипе около 180 м.

Неполная мощность свиты в стратотипе - 480 м. Прослежена в разрезах скважин на Калиновой, Северо-Калиновой, Герасимовской, Нижне-Табаганской разведочных площадях.

Карбонатный тип разреза верхнего девона в Нюрольском СФР характеризует лугинецкая свита, согласно перекрывающая герасимовскую свиту среднего девона [1]. Установлена в разрезе скважины Лугинецкой-170 в интервале 3134.0-2487.0 м. Название дано по одноименной разведочной площади. Представлена кремовыми, серыми, темно-серыми (в нижней части), массивными, глобоидными, водорослево-фораминиферовыми известняками; редко с прослоями туфолав базальтового состава. Нижняя граница согласная. Кровля свиты в стратотипе не установлена. Разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита (3134.0-2978.0 м). Известняки серые, темно-серые, глобоидные, илистые, зернистые, биоморфно-детритовые, в нижней части темно-серые известковистые аргиллиты с *Famenella kairovensis Rozhd., Tikhinella multiformis Lip., Tikhinella fringa E. Byk., Palmatolepis hassi Müller et Müller, Pal. subrecta Miller et Young., Pal. proversa Ziegler, Polygnathus asymmetricus ovalis Zigler et Klapp., Ancyrodella rotundiloba binodosa Uyeno, Ancyrognathus triangularis Young.* Мощность 156 м.

Верхняя подсвита (2978.0-2487.0 м). Известняки кремово-серые, илисто-зернистые, оолитово-сгустковые, детритовые, прослои известковистых аргиллитов, туфолав базальтового состава.

Характерный комплекс фауны верхней подсвиты по разрезам: *Novitella tschussovensis (Yavor.), Eonodosaria evlanensis Lip., Multiseptida corollina E. Byk., Septaglomospiranella nana Reit., Quasiendothyra kobeitusana (Raus.), Q.communis (Raus.), Palmatolepis gigas Mill. et Young., Pal. delicatula Br. et Mehl., Pal. gracilis gracilis Br. et Mehl., Pal. postera Zigler, Polygnathus communis communis Br. et Mehl., Pol. znepolensis Spas., Ancyrodella ioides Ziegler, Nothognatella cf. iowaensis Young.* Мощность 491 м.

Мощность в стратотипе около 650 м, по разрезам свиты в Варьеганском СФР от 72 м до 1500 м. Прослежена в разрезах скважин: Южно-Тамбаевская-77, Квартовая-5, Северо-Сильгинская-25, Урманская-6, Малоичская-8, Новоникольская-1, Нижне-Табаганская-4,17,18; Северо-Тамбаевская-1,2; Западно-Ключевская-66, Черталинская-3, Южно-Колтогорская-1.

В Сильгинском СФР отложения лугинецкой свиты вскрыты на Северо-Сильгинской и Усть-Сильгинской площадях. Мощность свиты достигает 690 м.

В Никольском СФР отложения этого стратиграфического уровня не установлены.

В Томь-Колыванской СФЗ нерасчлененные отложения верхнего девона - нижнего карбона (фаменский-визейский ярусы) представлены инской серией. Типовой разрез в бассейне р. Иня, вблизи г. Новосибирска. В пределах Томской области палеонтологически охарактеризованные отложения серии вскрыты на Колпашевской и Парбигской площадях [5]. Представлены чередованием темно-серых, черных, глинисто-карбонатных, углисто-глинистых сланцев с прослоями темно-серых известняков и покровов диабазов.

Ископаемые остатки: фораминиферы (опред. О.И. Богуш) - *Endothyra prisca Raus. et Reitl., E. cf. kosvensis Lip., Eogloboendothyra ex gr. parva (N. Tchern.)*; споры и пыльца (опред. М.А. Тилиной) - *Trachytriletes uniformis Naum., T. solidus Naum., Acanthotriletes hirtus Naum., Lophotriletes rugosus Naum., Retusotriletes microthelus Naum.* и др. Нижняя и верхняя границы условные. Мощность до 560 м.

В Чулымо-Енисейской СФЗ верхний отдел девона представлен ванжильской толщей с типовым разрезом в скважине Ванжильская-1 в интервале 2144-3100 м. Названа по одноименной разведочной площади. Характеризуется тонким чередованием темно-серых вишневых алевролитов, песчаников, серых оолитовых известняков - неясно-слоистых с примесью битума, углистого материала, детрита [5]. Мощность толщи около 960 м. Нижняя граница не вскрыта. Верхняя - согласная, перекрывается пестроцветными терригенными породами батуринской толщи раннего карбона. Позднедевонский возраст ванжильской толщи установлен по фораминиферам: *Palachemonella beckmanni Flügel et Hötzl., Neoarchaesphaera polypora (Antr.)*. Прослежена на Белогорской разведочной площади.

Литература

1. Краснов В.И., Исаев Г.Д., Саев В.И. и др. Новые данные по литостратиграфии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты //Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов. - Новосибирск: СНИИГГИМС, 1988. - С.9-13.

2. Краснов В.И., Исаев Г.Д., Асташкина В.Ф., Бочкарев В.С., Дубатолов В.Н., Кульков Н.П., Макаренко С.Н., Мирецкая Н.М., Нефедов В.А., Перегоедов Л.Г., Савина Н.И., Саев В.И., Сердюк З.Я. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской плиты //Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. - Новосибирск: СНИИГГИМС, 1993. - С.47 - 78.

3. Макаренко С.Н., Родыгин С.А., Савина Н.И. Особенности эволюции позднедевонских фаунистических сообществ Западно-Сибирского палеобассейна // Эволюция жизни на Земле.- Томск: Изд-во НТЛ, 1997. - С. 69-70.

4. Степанов С.А., Краснов В.И., Ратанов Л.С. и др. Литостратиграфические подразделения среднего палеозоя юго-востока Западно-Сибирской низменности // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. - Новосибирск: СНИИГГИМС, 1985. - С. 72-83.

5. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. - М.: Недра, 1981. - 143 с.

# ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР И ОБСТАНОВКИ ДИАГЕНЕЗА ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.А. Маринов
ИГНиГ, г. Новосибирск.

Условия на поверхности осадка и внутри его определяют процессы преобразования осадка в породу (диагенеза) и, следовательно, минерального состава отложений и вмещаемого ориктокомплекса. Поэтому анализ состава пород и комплексов фоссилий положен в основу типизации условий литификации осадка.

| Название фации (Гуляев, 1987) | Содержание карбонатных фораминифер |
|---|---|
| Алитиковая | растворения нет |
| Эолитиковая | 10% |
| Олиголитиковая | 10% |
| Мезолитиковая | 3% |
| Плейстолитиковая | 1% |
| Гололитиковая | полное растворение |

Рис. 1. Содержание карбонатных раковин фораминифер в различных фациях растворения по [2].

Одна из классификаций обстановок диагенеза (фаций растворения) [1], основана на анализе количественного содержания карбонатных частиц в осадке, в частности, карбонатных раковин фораминифер [2]. В зависимости от парциального давления углекислого газа в осадке существенно меняется сохранность карбонатов от отсутствия признаков травления (алитиковая фация) до полного растворения (гололитиковая фация) (рис. 1).

В другой классификации [3] выделение различных геохимических типов пород основано на анализе минерального состава породы. Выделяется несколько типов обстановок в зависимости от соотношения зон оксидизации, сероводородного и углекислого заражения (рис. 2). Характеристикой обстановки диагенеза может служить состав ориктокомплекса микрофауны [4].

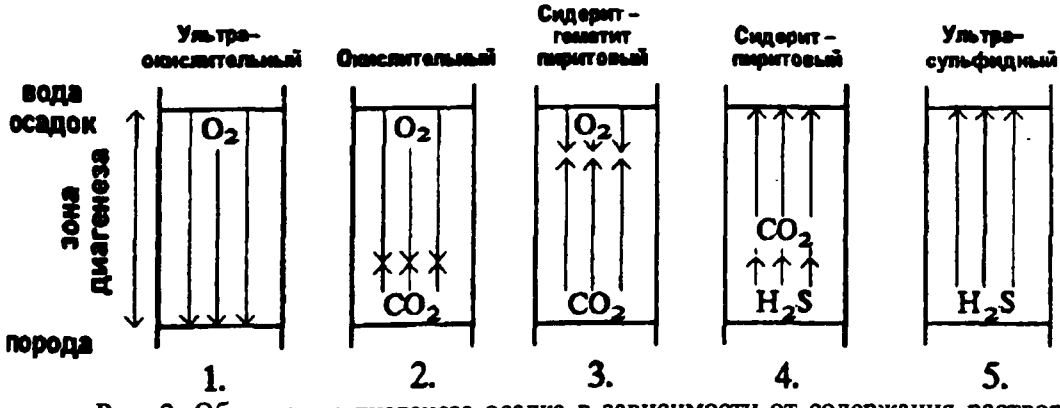
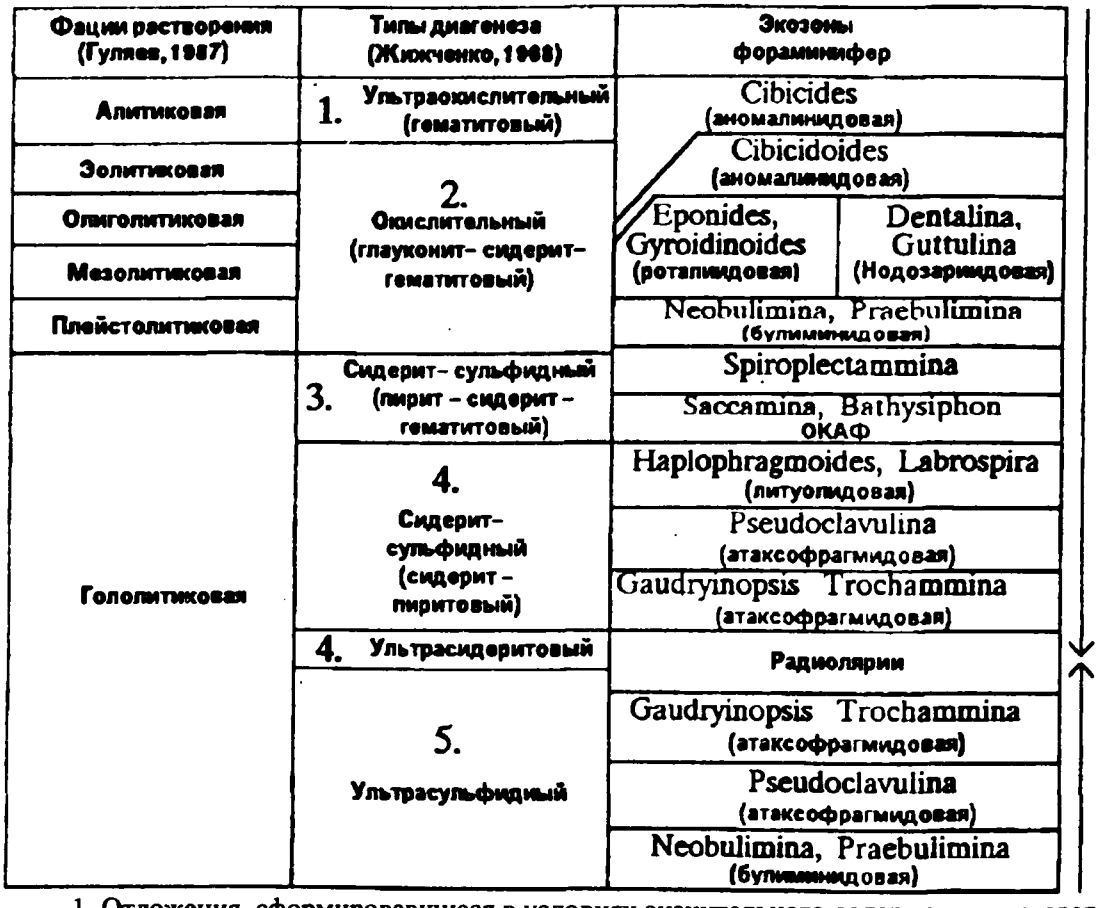



Рис. 2. Обстановки диагенеза осадка в зависимости от содержания растворенных газов по [3]. $O_2$ зона оксидизации; $CO_2$ - зона углекислого заражения; $H_2S$ - зона сероводородного заражения

Чтобы установить закономерное соотношение фациальных комплексов фораминифер и типа вмещающих их отложений, в ряде изученных разрезов верхнего мела Западной Сибири проведено комплексное изучение состава пород, включений и вмещаемых ком-

плексов микрофауны (рис.3). Название комплексов дано по характерным родам в их составе (доминантам и субдоминантам). В зависимости от преобладания в составе органоминеральной матрицы раковины органического материала (псевдохитина) или минерального (карбоната) [5] фораминиферы отнесены к псевдохитиновым (агглютинированным) или карбонатным формам.

Рис. 3 Соотношение обстановок диагенеза и фациальных комплексов фораминифер.




1. Отложения, сформировавшиеся в условиях значительного содержания кислорода в осадке относятся к ультраокислительной или гематитовой фации [3]. Растворение карбонатов практически отсутствует - алитиковая, эолитиковая, олиголитиковая фации растворения [2]. Такие породы содержат глауконит, гипс, имеют значительную карбонатность, низкое содержание органического углерода. С ними связаны аномалинидово-роталиндовые комплексы фораминифер Cibicides и Cibicidoides значительного таксономического разнообразия. В состав комплекса входят планктонные фораминиферы. Сохранность раковин, как правило, хорошая. Сохраняются даже самые тонкие элементы скульптуры. В составе комплексов сохраняются только карбонатные раковины фораминифер. При значительном содержании кислорода в осадке происходило разложение псевдохитиновой составляющей органа-минеральной матрицы раковин фораминифер. Псевдохитиновые раковины фораминифер при этом полностью разрушались.

2. При значительном преобладании зоны оксидизации и маломощной зоне углекислого заражения происходило частичное растворение карбонатов (мезолитиковая фация по [2]). Формировались породы окислительной, глауконит-сидерит-гематитовой фации [3] с роталиндовыми комплексами фораминифер - Eponides, Gyroidinoides, Pseudovalvulineria. В составе комплексов - бентосные фораминиферы с карбонатной, в том числе карбонатно-

агглютинированной раковиной. Значительное количественное содержание могут иметь текстуляриды и булиминиды. К этим же фациям относятся мелководные комплексы толстостенных нодозариид с низким таксономическим разнообразием - Dentalina, Guttulina. Раковины несут следы растворения. В составе комплексов преобладают толстостенные формы.

В условиях развивающегося углекислого заражения (плейстолитиковая фация [2]) формировались глинистые, существенно карбонатные отложения с включениями пирита, которые содержат булиминидовые, иногда с резким доминированием видов-индексов. Могут присутствовать в значительных количествах текстуляриды и атаксофрагминды. Сохранность раковин плохая.

3. В условиях развития углекислого заражения и наличия маломощной зоны оксидизации в верхней части осадка происходит интенсивное растворение карбонатов и формируются отложения сидерит-сульфидной, пирит-сидерит-гематитовой фации [3] или гололитиковой [2]. Они имеют опоковый цемент, низкую карбонатность, повышенное содержание органического углерода, многочисленные включения пирита. Комплексы фораминифер обедненные, состоят из агглютинированных раковин - Spiroplectammina (текстуляриидовый), с Saccamina, Bathysiphon (астроризидовый) или не содержать характерных форм (ОКАФ). Сохранность раковин плохая, раковины деформированы (уплощены), большинство раковин сохраняется в виде фрагментов. В составе комплексов микрофауны - большое количество радиолярий плохой сохранности. В верхнем, кислородсодержащем слое осадка происходило уничтожение псевдохитиновых раковин, в нижнем, с высоким содержанием углекислого газа - растворение карбонатных раковин. В составе комплекса сохранялись только раковины переходного типа от псевдохитиновых к карбонатным.

4. Отложения, формировавшиеся в условиях углекислого заражения непосредственно ниже поверхности вода-осадок относятся к сидерит-сульфидной (сидерит-пиритовой) [3] или гололитиковой [2] фации, имеют низкую карбонатность, повышенное содержание органического углерода, многочисленные включения пирита. Ориктокомплексы фораминифер гаплофрагмоидесовые - Haplophragmoides, Labrospira, с высоким таксономическим разнообразием, состоят из халцедоновых форм. Большое количество радиолярий. Раковины преимущественно целые, как правило деформированные (уплощенные). При попадании раковины в осадок с высоким содержанием углекислоты, карбонатная составляющая матрицы раковины растворялась. Карбонатные раковины при этом уничтожаются. Псевдохитиновые раковины при растворении карбоната не уничтожались, но теряли жесткость и становились пластичными. При уплотнении осадка раковина уплощалась. В аноксидных условиях, при значительном содержании углекислоты создавались условия для замещения органической матрицы раковины опалом, происходила минерализация органического вещества стенки. В условиях, когда углекислое заражение поднимается выше поверхности осадка (ультрасидеритовая фация по [3]), существование бентосной фауны становилось невозможным. Комплексы микрофауны из ультрасидеритовой фации содержат только раковины радиолярий.

5. В тех случаях, когда слой осадка подстилается толщей отложений с повышенным содержанием органики, выделяющей сероводород, в нем возникает сероводородное заражение. Если зона сероводородного заражения полностью захватывает осадок, формируются отложения ультрасульфидной фации [3], с фосфоритовыми конкрециями, большим количеством радиолярий плохой сохранности, окремненными костями и зубами рыб. При сероводородном заражении происходит интенсивная пиритизация органических остатков и значительно уменьшается растворимость карбонатов. Комплексы фораминифер атаксофрагмиидовые - Pseudoclavulina, с высоким таксономическим разнообразием, и Gaudryinopsis, Trochammina, с низким таксономическим разнообразием. В составе ориктокомплекса преобладают агглютинированные раковины, но могут сохраняться так же карбонатные раковины. Раковины в составе комплекса преимущественно целые, часто неде-

формированные, поскольку перед тем, как карбонатная составляющая стенки раковины растворялась и раковины теряли жесткость, происходило образование внутреннего пиритового ядра. Если сероводородное заражение захватывало и придонный слой воды, существование бентосной фауны становилось невозможным. Таким образом, анализ состава комплексов фораминифер и степени их сохранности позволяет существенно детализировать предложенные схемы типизации обстановок диагенеза осадка (рис. 3).

Литература

1. Hsu K.J., Andrews J.E. Lithology. Summary and conclusion. -Init. Repts DSDP. - Vol.3, Wash, 1970. - P. 445-453.
2. Гуляев А.В. Строение и состав осадочного чехла Южной Атлантики по буровому профилю от хребта Китового до возвышенности Рио-Гранде // Стратиграфия и формирование котловин Атлантики. - Л.: Севморгео. 1987. - С. 111-122.
3. Жижченко Б.П. Микропалеонтологические. методы стратиграфических построений в нефтегазоносных областях. - М.: Недра, 1968. - 339с
4. Маринов В.А. Влияние газового режима на динамику количественного разнообразия и сохранность бентосных фораминифер в разрезе турана-коньяка Приполярного Зауралья // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. М.: Геос. – 1997. - С. 158-164.
5. Михайлович В.И. Макросистема фораминифер // Автореферат диссертации С.-Пб. – 1992. - 47с.

## ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СЕМЕЙСТВА CARDIOCERATIDAE (АММОНИТЫ) И ЕГО РОЛЬ В ЗОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ БОРЕАЛЬНОЙ ЮРЫ

С.В. Меледина
Институт геологии нефти и газа ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

### Введение

В непрерывных морских отложениях от байоса до кимериджа на территории Сибири и в других регионах развития бореальной юры среди аммонитов преобладают Cardioceratidae.

Онто- и филогенетические исследования семейства проводились разными специалистами [10,12 и др.]. Кардиоцератиды изучались и автором на протяжении многих лет в связи с стратиграфическими исследованиями бореальной юры Сибири [4-6 и др.]. Филогенетической стадийностью Cardioceratidae обусловлены границы ярусов, полъярусов и зон средней и верхней юры Сибири, а также на севере европейской части России, в Восточной Гренландии, Канаде, на Аляске.

Плоскоспиральные раковины аммоноидей сохраняют все признаки, характеризующие индивидуальный морфогенез, и потому представляют благоприятный объект для изучения соотношения онто- и филогенеза. Построение для Cardioceratidae филогенетической схемы и выявление родственных связей между таксонами опиралось на сравнение онтогенезов и на стратиграфическое соотношение родов и видов.

Аммониты среди всех цефалопод имели наиболее растянутый онтогенез [1]. Существенные изменения в морфологии могли происходить на протяжении всего индивидуального цикла.

В основе морфологической эволюции лежит процесс формообразовательных механизмов, преобразующих типичную взрослую организацию (адаптивную норму таксона), а вместе с нею и пути ее осуществления в онтогенезе. Подлинное эволюционное изменение – это изменение структуры самой системы, то-есть в конечном счете реорганизация контролирующего ее генотипа. Каждый элементарный шаг эволюционных преобразований – это результат двух событий: 1) дестабилизации прежнего фенотипа, уклонение поздних стадий онтогенеза, 2) стабилизация одного из таких уклонений в качестве новой нормы.

**Таблица.** Зональная шкала позднего байоса – кимериджа Восточной Сибири, основанная на Cardioceratidae

*(звездочками отмечены представители из других семейств)*

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| кимеридж-ский | верх-ний | Streblites taimyrensis* | | Cardioceratinae |
| | | Aulacostephanus eudoxus* | | |
| | | Aulacostephamus mutabilis* | | |
| | ниж | Amoeboceras (Amoebites) kitchini | Rasenia borealis* | |
| | | | Pictonia involuta* | |
| оксфордский | верхний | Слои с Amoeboceras (Paramoeboceras) ex gr. rosenkrantzi | | |
| | | A. (Paramoeboceras) regulare | | |
| | | A. ((Prionodoceras) serratum | | |
| | | A. (Paramoeboceras) glosense | A. (P.) glosense | |
| | | | A. (P.) ilovaiskii | |
| | ср. | Cardioceras (Miticardioceras) tenuiserratum | | |
| | | C. (Subvertebriceras) densiplicatum | | |
| | нижний | Cardioceras (Cardioceras) cordatum | | |
| | | C. (Cardioceras) percaelatum | | |
| | | C. (Scarburgiceras) gloriosum | C. (S.) gloriosum | |
| | | | C. (S.) praecordatum | |
| | | C. (S.) obliteratum и C. (S.) scarburgense | | Quensted-toceratina |
| келловейский | верх | Eboraciceras subordinarium | | |
| | | Longaeviceras keyserlingi | | |
| | ср. | Слои с *Rondiceras milashevici* и *Erymnoceras** | | |
| | ниж-ний | Cadoceras emelianzevi | | Cadoce-ratinae |
| | | Cadoceras anabarense | | |
| | | Cadoceras falsum | | |
| батский | верх-ний | Cadoceras barnstoni | Слои с *C. variabile* | |
| | | Arcticoceras(?) cranocephaloide | | Arctocephalitinae |
| | ср. | Arcticoceras ishmae | | |
| | | Arcticoceras harlandi | | |
| | нижний | Arctocephalites aff. greenlandicus | Слои с *Paracephalites** *belli* | |
| | | Arctocephalites arcticus | A. arcticus | |
| | | | Oxycerites jugatus* | |
| бай-осск. | верх-ний | Cranocepbalites gracilis | C. carlsbergensis | |
| | | | C. gracilis | |
| | | Boreiocephalites borealis | | |

Способы эволюционных преобразований раковины Cardioceratidae.

Другими словами, изменение таксона есть превращение одной из прежних неупорядоченных индивидуальных флуктуаций в исходных популяциях в новую адаптивную норму.

Адаптивная модификация не возникает одноактно; она создается путем отбора среди элементарных индивидуальных реакций (морфозов), представляющих собой видоспецифичные уклонения нормального развития. Каждое элементарное изменение взрослой нормы связано с отбором одного из ее уклонений, то есть с закреплением определенных

индивидуальных вариантов развития реализующих данное выгодное для таксона уклонение. В процессе такого отбора, направленного на изменение взрослой формы, неминуемо должен перестраиваться весь ход развития в целом [9].

Поэтому отбор имеет эффект движущего и стабилизирующего. Его роль – в "запоминании" случайного выбора. Суждения о направлении отбора создается по совокупному итогу, по характеру морфологического изменения таксона.

Изучение морфогенеза раковины в родовой филетической последовательности кардиоцератид позволяет наметить особенности и способы эволюционных преобразований и возникновения новых таксонов в данной группе аммонитов.

Изучены в онтогенезе три группы признаков: лопастных линий, передающих строение перегородок; поперечного сечения, отражающего форму раковины; и скульптуры. Их совокупность характеризует раковину аммонита и является определяющей при выделении таксонов всех рангов. Меньшее таксономическое значение имеют: строение устья – сравнительно однотипное у разных родов кардиоцератид и редко сохраняющееся; длина жилой камеры, варьирующая в пределах одного рода. Признаки находятся в коррелятивной связи.

Для Cardioceratidae был установлен общий тип развития лопастной линии, выражающийся формулой: $V_1V_1$ $UU^1U_2U_3$:$II^1D$.

Однако в разных родах количество приумбональных элементов и их конфигурация различаются. Для байосских, батских и келловейских родов развиваются в области шва симметричные лопасти $U^3{}_1U^3{}_1$ и $U^4{}_1$ $U^4{}_1$, редко $U^5$, у оксфордских и кимериджских родов - лопасть $U^3$, последняя, неделимая, которая может располагаться как на внутренней, так и на внешней сторонах раковины.

По разному происходит развитие формы раковины и скульптуры. Последовательно сменяющие друг друга группы родов со сходным морфогенезом раковины было предложено рассматривать в ранге четырех подсемейств [6].

На основании сходства в развитии лопастной линий на ранних онтогенетических стадиях и в морфогенезе раковины у Sphaeroceratidae, Cardioceratidae и Macrocephalitidae автором предложена схема параллельного развития двух последних семейств от общего позднебайосского предка Sphaeroceratidae (таблица). Древнейшее подсемейство Arctocephalitinae отделилось от нижнебайосских Sphaeroceratidae в начале позднего байоса. Производным от Arctocephalitinae стало подсемейство Cadoceratinae (нижний-средний келловей), от которого произошло Quenstedtoceratinae (средний – верхний келловей), давшее начало Cardioceratinae (оксфорд – кимеридж).

За основу характеристики родов приняты особенности морфогенеза раковины и ее форма на дефинитивной стадии и сходный для группы видов характер скульптуры. На протяжении позднего байоса, бата и келловея раковина кардиоцератид эволюционировала преимущественно на средних и поздних оборотах (с 4-го – 5-го) путем изменения скульптуры и формы, которая оставалась главным образом пахиконической у самых древних родов, а в келловее – преобразовалась в кадиконическую. Форма внутренних оборотов и способ развития лопастной линии практически не менялись.Развитие группы протекало прямым путем с рекапитуляцией ранних и перестройкой поздних стадий онтогенеза. Новые признаки возникали в позднем онтогенезе как формообразовательная реакция прежней взрослой стадии, на изменившиеся условия обитания, что может быть интерпретировано как надстройка над ней. Параллельно возникновению новых признаков должна происходить стабилизация и способа их развития, что обычно ведет к нарастающему искажению рекапитуляции прежней взрослой стадии [9].

Если у родов позднебайосских и раннебатских (Arctocephalitinae) сохраняется значительное морфологическое сходство с предковыми раннебайосскими в форме взрослой раковины (пахикон, реже сферокон) и типе скульптуры , то в конце бата и келловее у кардиоцератид возникла кадиконическая раковина (Cadoceratinae), отличная от развитой у

предковых форм. Одновременно модифицировалась скульптура. Переход от келловея к оксфорду и далее к кимериджу ознаменовался иным способом развития признаков. Новое для кардиоцератид – сначала приострение вентра, а позже киль, изменившие форму сечения оборотов, стало распространенным для ранних стадий онтогенеза у средне – позднекелловейских родов, в то время как дефинитивная раковина оставалась кадиконической (*Rondiceras, Longaeviceras, Eboraciceras*). Происходило как бы расшатывание прежних морфотипов в сторону установления новой взрослой нормы, что выражается в сосуществовании старой и новой модификации в индивидуальных спектрах у родов подсемейства Quenstedtoceratinae.

В следующем звене филетического ряда – подсемействе Cardioceratinae – килеватая и линзовидная формы сечения характеризуют все стадии морфогенеза, в том числе и взрослую.

Признаки ранних онтогенетических стадий распространялись (выдвинулись) у потомков, в отличие от предков, на взрослую стадию. Одновременно изменился характер ребристости и упростилась лопастная линия (последней лопастью стала $U^3$). Способ эволюции через замедление скорости онтогенеза, «омоложение» признаков, выпадение анцестральных конечных стадий, ведущее к переходу прежних ювенильных черт во взрослое состояние у потомков, распространен широко среди разных групп аммонитов и описан многими авторами [3,8,11 и др.]. Из многих предложенных терминов, характеризующих этот способ морфологической эволюции (брадигения, неотения, отрицательная анаболия, фетализация и др.) мною использован последний.

Согласно «Биологическому экциклопедическому словарю» [2] фетализация означает способ эволюционных изменений организмов, характеризующийся замедлением темпов онтонегеза отдельных органов или их систем (отрицательная, гетерохрония). Фетализация может затрагивать любые особенности фенотипа (морфологические, физиологические, поведенческие). Она позволяет избавиться от специализированных особенностей взрослой формы, оказавшихся невыгодными для организма при изменении среды обитания.

Наиболее вероятным представляется генетический ряд *Quenstedtoceras* --- *Vertumniceras* — *Cardioceras*.Дальнейшее развитие от раннеоксфордских *Cardioceras* к позднеоксфордским *C. (Prionodoceras)* и *Amoeboceras* s. str., и далее к кимериджским *Amoeboceras (Amoebites)* протекало с четкой тенденцией обособления киля и прикилевых структур. Как следует из работы А.П. Павлова, и здесь наблюдается путь "омолаживания" ювенильных признаков, переходящих на взрослые стадии, то есть эволюция через фетализацию. Отдельные роды (*Pavloviceras, Goliathiceras* и др.) представляли собой кратковременные ответвления, не выходящие за пределы подъярусов.

Кардиоцератидовая зональная шкала юры.

Выделение биостратиграфических единиц основано на «законе фаунистической сукцессии», то есть на закономерной смене фаунистических комплексов по разрезу Биостратиграфические подразделения соответствуют временным интервалам, сопоставимым с длительностью существования отдельных таксонов.

Зональные шкалы бореальной юры от верхнего байоса до кимериджа являются по сути филогенетическими, поскольку отражают постепенную смену родов и видов семейства Cardioceratidae. И лишь в отдельных интервалах, преимущественно в суббореальной юре, встречаются миграционные элементы (интервалы – реперы для межрегиональных корреляций).

Кардиоцератиды дожили до конца кимериджа. И хотя зональное деление верхнего кимериджа в Сибири основано на родах из других семейств, во всех зонах верхнего кимериджа распространены *Amoeboceras*, представленные главным образом подродом *Amoebites* [7].

Граница появления древнейшего рода *Boreiocephalites* определяет нижнюю границу верхнего байоса и в Сибири, и в Арктической Канаде, и в Восточной Гренландии. Появление в разрезе типичных Cadoceratinae позволяет проводить нижнюю границу келловея (зона Cadoceras falsum – в Сибири, слои с *C. falsum* и *C.* ex gr. *elatmae* – на Печоре; зона C. calyx – в Восточной Гренландии). В то же время первые представители подсемейства зафиксированы еще в верхнем бате. По появлению Quenstedtoceratinae – рода *Rondiceras* устанавливается граница нижнего-среднего келловея, а рода *Longaeviceras* - граница - среднего-верхнего келловея. Появление рода *Cardioceras* (Cardioceratinae) повсеместно в бореальной юре связывается с нижней границей оксфорда, а рода *Amoeboceras* – с границей среднего-верхнего оксфорда. Зоны приравниваются биозонам отдельных видов кардиоцератид, реже соответствуют вертикальному диапазону родов и подродов. При сопоставлении региональных шкал, основанных на филогенезе Cardioceratidae, одновозрастными считаются одинаковые или морфологически однотипные таксоны в параллельных ветвях филума, а рубежи появления таких таксонов рассматриваются как изохронные. Ранг таксономических преобразований семейства не соответствует строго рангу биостратиграфических подразделений.

Ниже приведена основанная на Cardioceratidae зональная шкала средней – верхней юры (по работам автора, В.Г. Князева, М.С. Месежникова).

Работа выполнена при поддержке РФФИ по гранту 97-05-65298.

Литература

1. Барсков И.С. Об эволюции онтогенеза цефалопод // Морфогенез и пути развития ископаемых беспозвоночных. М.: Изд-во МГУ, 1982. - С. 3-26.
2. Биологический энциклопедический словарь. - М., Сов. энцикл., 1986. - 831 с.
3. Иванов А.Н. К вопросу о так называемой «профетической фазе» в эволюции Kosmoceratidae // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945. – Т. XX (1-2). – С. 11-13.
4. Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия байоса-бата Сибири. – Новосибирск: Наука, 1973. - Вып. 153. - 152 с.
5. Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея Сибири. - М.: Наука, 1977. - Вып. 356. - 289 с.
6. Меледина С.В. Бореальная средняя юра России. - Новосибирск: Наука, 1994. - 182 с.
7. Месежников М.С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. - Л.: Недра, 1984. - 224 с.
8. Павлов А.П. О некоторых моментах, которые могли бы способствовать выработке генетической классификации ископаемых: Пер. с франц. 1901 // Стратиграфия оксфорд-кимериджа, аммониты и ауцеллы юры и нижнего мела России. - М.: Наука, 1966. - С. 261-263.
9. Современная палеонтология: в 2 т. - М.: Недра, 1988. - Т.1. - 540 с., Т.2. - 382 с.
10. Callomon J.H. The evolution of the Jurassic Ammonite. Family Cardioceratidae // Spec. Pap. Palaeont. 1985. - N 33. - P. 49-89.
11. Schindewolf O.H. Palaontologie, Entwicklungslere and Genetic Berlin, 1936. - P. 29-46.
12. Spath J. The invertebrate faunas of the Bathonian – Callovian deposits of Jameson Land (East Greeenland) // Medd. Gronland. 1932. - Vol. 87, - № 7. - P.158.

## ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ДЕВОНСКИХ ПАЛИНОФЛОР САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

О.Р. Минина
Бурятский геологический институт , г. Улан-Удэ

До последнего времени девон в СБГО выделялся совершенно условно. К нему относились орогенные, существенно грубообломочные, терригенные толщи, с глубоким размывом залегающие на геосинклинальных отложениях. В 1984 году в карбонатно-терригенной урминской толще хр. Малый Хамар-Дабан, возраст которой до этого считал-

ся верхнедокембрийским или кембрийским, была найдена морская фауна, характерная для второй половины девона. Эта находка остается единственной, но при палинологических исследованиях осадочных толщ различных районов СБГО, установлено широкое распространение девонских палинокомплексов. Обобщение всех материалов позволяет дать достаточно полноценную палинологичсскую характеристику всех отделов девона, а закономерные изменения состава палинокомплексов - наметить этапы в развитии флор.

Наиболее представительный палинокомплекс нижнего девона установлен в отложениях денжигурской свиты Восточного Саяна, возраст ее по остаткам водорослей определяется поздним силуром - девоном. В составе комплекса преобладают разнообразные остатки фитопланктона. Споры высших наземных растений встречены в небольшом количестве и в основном представлены примитивными формами спор плауновидных. Зерна спор с хорошо выраженными скульптурными элементами встречаются реже, среди них отмечены мелкие споры Emphanisporites McGreg. распространенные в нижнем девоне и являющиеся ведущей подгруппой для нижнедевонского этапа в развитии наземных растений. [2]. Комплексы, подобные выше описанному, выделены в яматинской, дибинской, барунгольской свитах Восточного Саяна, в бурундинской свите Икатского хребта и отличаются между собой в основном по числовым характеристикам.

Инситный комплекс микрофоссилий среднего девона выделен только в карбонатных отложениях, ранее включавшихся в состав нижнего кембрия Южно-Муйского хребта. Споры встречены совместно с водорослями, которые по определению К.Б.Корде, относятся к девону. Комплекс отвечает верхней части живетского яруса и по набору характерных таксонов сопоставим с палинозоной Geminospora extensa типовых разрезов яруса [3]. Типично живетские миоспоры обнаружены также в составе верхнедевонского палинокомплекса вышележащей чулегминской свиты и гетерогенного комплекса кайнозойских моренных отложений этого района.

При палинологических исследованиях девонского разреза урминской толщи выделено три палинокомплекса, соответствующие трем частям разреза свиты и определяющими ее возраст верхним девоном [3]. Первый комплекс миоспор соответствует верхней части нижнего франа и сопоставим с палинозоной Geminospora semilucensa - Perotriletes donensis. Второй отвечает среднему франу и зоне Archaeoperisaccus ovalis - Verrucosisporites grumosus. Третий - нижнему фамену и сопоставим с зоной Corbulispora vimineus - Geminospora vasjamica.

Комплексы франского яруса характеризуются развитием спор с толстым или пленчатым перисporием, типа папоротникообразных и пыльцы голосеменных, типа птеридоспермов и кордаитов. Для комплекса миоспор фаменского яруса характерно отсутствие пыльцы, преобладание мелких спор с пленчатым и плотным перисporием крупнобугорчатой скульптурой и шиповатых форм без оторочки.

Верхнедевонские комплексы, подобные урминским, встречены во многих стратоподразделениях различных районов СБГО.

При изучении осадачных толщ Джидинского района, из отложений ранее относимых к различным частям разреза протерозоя, выделено несколько комплексов миоспор. Один из них ближе всего к нижнефранскому и отвечает зоне semilucensa-donensis, второй сопоставим со среднефранским, зоной ovalis-grumosus, и третий отвечает верхнему франу миоспоровой зоне Cristatisporites deliquescens - Verrucosisporites evlanensis [2,3].

В карбонатно-терригенном разрезе чулегминской свиты Южно-Муйского хребта, по водорослям датированной девоном, выделено два комплекса микрофоссилий: верхнефранский сопоставимый с палинозоной delicuensis-evlanensis и франско-фаменский. Для последнего характерно присутствие фитопланктона, представленного видами, типичными для верхнефранских-нижнефаменских отложений, единичных спор нижнего фамена, переотложенных живетских форм и остатков хитинозой, сколекодонтов, фораминифер.

В комиссаровской толще Восточного Саяна изучен комплекс миоспор верхней час-

ти верхнего франа, сопоставимый с миоспоровой зоной deliquescens-evlanensis, а в оспинской свите - палинокомплекс верхней части нижнего франа отвечающий зоне semilucensa-donensis.

Девонские палинокомплексы СБГО хорошо сопоставимы с комплексами соответствующих возрастных уровней центральных районов Русской платформы, Урала, Кузнецкого бассейна и межгорных впадин Алтае-Саянской горной области, но имеют отличия регионального характера.

По комплексам миоспор можно наметить четыре этапа в развитии девонских флор на территории СБГО: раннедевонский, среднедевонский (живетский), верхнедевонский - франский и нижнефаменский. Ассоциации микрофоссилий, типичны для соответствующих временных интервалов, а присутствие таксонов ведущих и быстро эволюционирующих подгрупп позволяет установить их границы (рис.1).

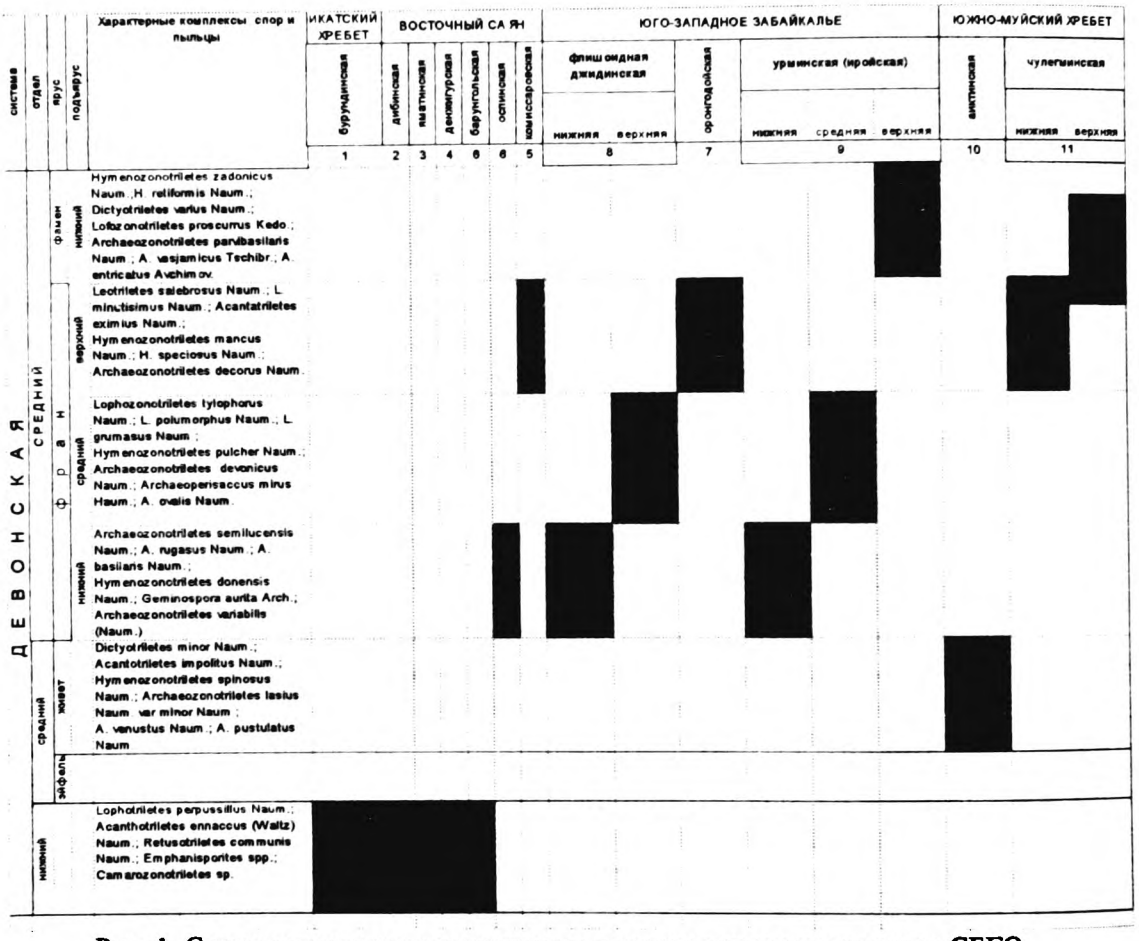



Рис. 1. Схема сопоставления девонских палинокомплексов разрезов СБГО.

Выводы

1. Впервые получена палинологическая характеристика всех отделов девона в СБГО. Выделены палинозоны, хорошо сопоставимые с зонами палинологической схемы верхнего девона Русской платформы, которые позволяют выделить этапы в развитии девонских растений.

2. Наметилась возможность выделения региональных биостратиграфических подразделений девона на территории СБГО.

3. Показано, что девонские отложения накапливались на территории Бурятии в

Восточном Саяне, Южно-Муйском хребте, Джидинском районе. Инситные девонские палинокомплексы выделены из отложений верхней части геосинклинального разреза, а перекрывающие их отложения, относимые традиционно к девону, являются более молодыми.

Литература

1. Наумова С.Н. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. - М.: АН СССР, 1953. - 199с.
2. Умнова В.Т., Родионова Г.Д. Стратиграфия и палинологическая характеристика девона центральных районов Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы.- Л.: ВСЕГЕИ, 1991. - С.47-53.
3. Avkhimovitch V.J., Tchibrikova E.V., Obukhovskaja T.G., Nazarenko L.M., Umnova V.T., Raskatova L.G., Mansurova V.N.,. Loboziak S., Street M. Middle and upper devonian miospore zonation of eastern Europe. - Boussens, June 24, 1993. - P.79-147.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДЕВОНСКИХ БРАХИОПОД ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Л.Г. Перегоедов
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Начавшееся в середине семидесятых годов планомерное изучение ископаемых организмов из керна глубоких нефтеразведочных скважин, привело к накоплению большого палеонтологического материала, в том числе и брахиопод - наиболее полно характеризующих интервал нижнего и среднего девона [2].

Изученные брахиоподы происходят из разрезов 48 скважин. Коллекция состоит из более 1000 экземпляров, представлена всеми отрядами, 35 родами, 53 видами. Раковины различной сохранности, с преобладанием сочлененных створок, что позволило надежно их диагностировать не только по внешним признакам, но и внутреннему строению [4;5].

Все изученные рода и виды девонских брахиопод Западно-Сибирской равнины известны в отечественной и зарубежной литературе. На данном этапе исследований в их комплексе выявлены один новый вид и один подвид, что указывает на отсутствие эндемизма девонского сообщества брахиопод Западно-Сибирского бассейна [4,7].

Присутствие видов узкого стратиграфического распространения и космополитных форм позволило расчленить и сопоставить вмещающие их отложения с ярусами планетарной стратиграфической шкалы (чешской для нижнего девона и ардено-рейнской для среднего девона). Выделено девять местных биостратиграфических подразделений в ранге слоев с фауной (снизу вверх): Protathyris sibirica (нижний девон, нижняя часть лохковского яруса), Iridistrophia jhonsoni (нижний девон верхняя часть, лохковского яруса), Taimyrrhynx paricostatus (нижний девон, нижняя часть пражского яруса), Taimyrrhynx taimyricus (нижний девон, верхняя часть пражского яруса), Trigonirinchia ventricosa (нижний девон, нижняя часть эмского яруса), Lazutkinia mamontovensis (средний девон, нижняя часть эйфельского яруса), Desquamatia pesterevskensis (средний девой, верхняя часть эйфельского яруса), Emanuella subumbona (средний девон, живетский ярус) [2,5,6].

Для раннего девона юго-востока Западно-Сибиской равнины характерно доминирующее развитие рода Taimyrrhynx, имеющего широкое развитие в нижнедевонских отложениях Таймыра, севера Восточной Сибири.

Для раннедевонского осадконакопления на юго-востоке Западно-Сибиской равнины существовали стабильные фациальные обстановки не способствующие быстрому эво-

люционному развитию и резкой смене сообществ брахиопод.

На основе обобщения результатов изучения - тафономии, палеоэкологии, приуроченности захоронения брахиопод к определенным типам осадка, систематического состава выделены ассоциации брахиопод: мелководного шельфа, склонам бассейна, рифовая [8].

Анализ биогеографического распространения западносибирских брахиопод показывает наличие доминирующих связей с палеобассейнами Таймыра, севера Восточной Сибири, Северной Америки. Эта связь установилась уже в пржидольском веке силура. Одновременно существовала связь с девонскими акваториями Европы, Салаира, Горного Алтая, Казахстана [1,3,5].

Из нерешенных вопросов изучения брахиопод Западно-Сибирской равнины следует указать факт отсутствия находок брахиопод в отложениях верхнего эмса нижнего девона (надеждинская свита, мирная толща) и верхнем девоне франский - фаменский ярусы (лугинецкая свита) [2].

Автор считает своим долгом выразить глубокую признательность Н.П. Кулькову под руководством и непосредственным участием которого проведена работа.

Литература

1. Грацианова Р.Т. К палеогеографии юга Западно-Сибирской плиты в среднем палеозое (по данным изучения брахиопод)// Геология нефте - и угленосных областей Сибири. – Новосибирск: Наука. 1985. - С. 73-95.
2. Краснов В.И., Исаев Г.Д., Саев В.И. и др. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской плиты //Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. - С 74-95
3. Кульков Н.П., Перегоедов Л.Г. Стратиграфия нижнедевонских отложений Западно - Сибирской плиты (по данным изучения брахиопод) // Геология и геофизика, 1989а - № 1. - С. 3-13
4. Кульков Н.П., Перегоедов Л.Г. Брахиоподы пржидола и нижнего девона юго-востока Западно-Сибирской плиты и их биогеографические связи //Стратиграфия, палеогеография и минерагения среднего палеозоя Сибири. Тезисы док. НИК. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989б - С 54-56.
5. Кульков Н.П., Перегоедов Л.Г. Брахиоподы палеозоя Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. - Новосибирск: Наука, 1990. - С. 70-106.
6. Перегоедов Л.Г. Зональное расчленение девонских отложений Западно-Сибирской равнины по брахиоподам //Природокомплекс Томской области. Т.1. Геология и экология. - Изд-во Том. ун-та, 1995. - С 71.
7. Перегоедов Л.Г. Некоторые эйфельские брахиоподы из Малоичской скважины-7 // Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. - М.: Наука, 1989. - С. 78-90
8. Перегоедов Л.Г. Результаты эколого-тафономического анализа брахиопод из разреза Малоичской скв. 7 (Западно-Сибирская плита) // Палеоэкологический и литолого-фациальный анализы для обоснования детальности региональных стратиграфических схем - Новосибирск: СНИИГГИМС, 1986. - С 100-105

## ЗОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

В.М. Подобина
Томский госуниверситет, г. Томск

В отличие от сопредельных регионов (Русская платформа, Средняя Азия) в разрезе морского палеогена (талицкий и люлинворский горизонты) Западно-Сибирской провинции преобладает кремнистая органика, в том числе эндемичные кварцево-кремнистые фораминиферы. Только верхняя часть палеогена (тавдинский горизонт) включает карбонатную органику - известковые фораминиферы и остракоды.

Из-за эндемизма широко распространенных в пределах Западно-Сибирской провинции агглютинирующих фораминифер и встречающихся только на определенных уровнях планктонных форм возник целый ряд проблем в возрастных датировках местных

стратонов. Возраст самого нижнего - талицкого горизонта - оказался более стабильным, так как в Зауралье, кроме широко распространенных агглютинирущих фораминифер встречаются прослои с известковыми формами, сходными с таковыми из палеоцена Северной Европы (Подобина, 1990). Наиболее спорной в отношении возраста оказалась средняя часть разреза морского палеогена - люлинворский горизонт, разделяющийся на три подгоризонта или по С.Б. Шацкому (1989) на три самостоятельных горизонта (снизу вверх): серовский, ирбитский и нюрольский.

Автором выяснено, что сравнение западносибирских комплексов микроорганизмов, в частности фораминифер указанных горизонтов, нужно проводить со сходными в целом по систематическому составу аналогичными комплексами Арктической провинции (Арктическая Канада, Аляска и прилегающая территория Арктики), относящейся к Арктической биогеографической области. В пределах этой области отчетливо заметно изменение по разрезу морского палеогена кварцево-кремнистых агглютинирующих фораминифер (талицкий, люлинворский горизонты и формации реиндер, ричардс) на известковые бентосные формы (тавдинский горизонт и формация кагмалит) (Подобина, 1975, 1988, 1989; Mc Neil, 1989, 1990, 1997).

Изучая смену комплексов фораминифер по разрезу морского палеогена можно расшифровать тектонические и океанические события в отдельные эпохи палеогена следующим образом. На протяжении палеоцена и эоцена в Арктическом бассейне, в состав которого, как указывалось, входила Западная Сибирь, отмечаются ограниченные морские циркуляции с известным эндемизмом фораминифер. Палеогеографические реконструкции (Briggs, 1987; Mc Neil, 1990 и др.) показывают, что палеоцен-эоценовый Арктический океан по своему очертанию значительно отличался от его современного аналога и условно был назван "Арктическим заливом". Он имел ограниченные связи с Атлантикой, так как Гренландия и Норвегия разделялись узким мелководным проливом, который препятствовал свободной миграции известковых фораминифер из Атлантики. "Арктический залив", протягиваясь через Западную Сибирь, по-видимому, ограниченно и кратковременно был связан с южными морями через узкий Тургайский пролив. Переход от эоцена к олигоцену в северном полушарии отмечен мощными тектоническими и значительными биологическими изменениями (Pomerol and Premoli-Silva, 1986). Постепенно с олигоцена "Арктический залив", благодаря спредингу морского дна между Гренландией и Норвегией, превратился в современный Арктический океан (Briggs, 1987 и др.). С начала олигоцена открылись и постепенно расширились морские связи между Арктическим и Атлантическим океанами и на этом рубеже в пределах Арктики палеоцен-эоценовые агглютинирующие кварцево-кремнистые фораминиферы замещаются известковыми бентосными, сходными с западно-европейскими (Doppert, Neele, 1983).

Таким образом, находки бентосных известковых фораминифер в олигоцене (формация кагмалит) Арктики американскими исследователями объясняются их миграцией из Атлантики, благодаря установлению широкого и углубленного пролива между Гренландией и Норвегией.

В Западной Сибири комплексы фораминифер нижнего олигоцена (тавдинский горизонт), также как и североамериканские, резко отличаются от нижележащих палеоцен-эоценовых (талицкий и люлинворский горизонты) своим систематическим составом. В пределах этой провинции широко расселяются представители известковых бентосных фораминифер, в основном, эльфидиид, нонионид, более ограниченно аномалинид и булиминид. Возможно, все они проникли сюда с юга через Тургайский пролив. Но не исключено предположение, несмотря на поднятие в олигоцене центральной Арктики и северного борта Западной Сибири, о существовании в начале олигоцена пролива в северном Зауралье, по которому могла попасть сюда атлантическая микрофауна, в том числе комплекс планктонных фораминифер.

Тектонически обусловленные две фазы в геологической истории Арктического бассейна дали возможность четко определить эоцен-олигоценовый рубеж в развитии фораминифер. Первая фаза (палеоцен-эоцен) эволюции значительно изолированного "Арктического залива" привела к развитию в основном агглютинирующих кварцево-кремнистых фораминифер. Во время второй фазы (с олигоцена) произошел спрединг дна между Гренландией и Норвегией и общий подъем территории Арктики, что вызвало миграцию известковых форм из Атлантики с вытеснением ранее широко распространенных здесь агглютинирующих кварцево-кремнистых фораминифер.

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЗМОВ (НА ПРИМЕРЕ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ФОРАМИНИФЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

В.М. Подобина, Г.М. Татьянин
Томский госуниверситет, г. Томск

При создании теории эволюции палеонтологические данные зачастую отодвигались на задний план, так как считалось, что здесь не могут производится экспериментальные исследования как современных организмов и наблюдаются только общие закономерности филогенеза. Однако уже И. Шмальгаузен и другие ученые отметили, что палеонтология дает материал для восстановления конкретной истории эволюционных преобразований органического мира и ее общих закономерностей. По палеонтологическим остаткам появляется возможность обозрения развития жизни на Земле с архея до настоящего времени. Ряд ученых высказывали также мнение, что палеонтология на своем материале ничего не может сказать о факторах эволюции организмов. Разрешению данной и других проблем посвящена наша работа.

Развитие жизни на Земле тесно взаимосвязано с развитием самой Земли и всей Солнечной системы, от которых постоянно получается необходимая энергия. Учеными доказано, что различные по соподчиненности климатические циклы галактического года, с которыми совпадают тектоно-магматические циклы, реализуют революционные взрывы и эволюционные процессы на Земле. Следовательно, в истории Земли под воздействием преимущественно космического и тектонического факторов наблюдается постепенное усложнение биоты с периодическим нарушением ее равновесия и равномерного развития. Со времен Ж. Кювье исследователи неоднократно отмечали как одни организмы через определенные промежутки времени уступали место в экосистемах другим более прогрессивным формам. Однако развитие подобных представлений на научной основе стало возможным только в XX веке с накоплением информации об органическом мире прошлых геологических эпох. Эту информацию могут дать только палеонтологические остатки и пробелы в палеонтологической летописи со времен Ч. Дарвина в большей степени уже странены. Данные палеонтологии показывают, что эволюция органического мира идет путем чередования этапов радикальных изменений - катастроф с эпохами сравнительно медленного эволюционного развития. Вендский период, например, выделенный Б.С Соколовым, является революционным этапом между протерозоем и палеозоем и сопряжен с одной из активных фаз байкальской эпохи тектоногенеза. И далее на основании анализа палеонтологического материала на протяжении фанерозоя мы видим в целом прогрессивное развитие органического мира, значительно изменявшегося на рубежах крупных геохронов, которым соответствовали наиболее активные тектонические преобразования. Геохронологический фактор (геологическое время) в данном случае становится одним из ведущих. Прерывистый характер непрерывного развития биоты есть неотъемлемая со-

ставная часть глобального процесса эволюции организмов и определяется, как показали исследования многих ученых, обращением Земли вместе с Солнечной системой вокруг центра Галактики, прохождением различных секторов галактической орбиты и другими "космическими" причинами, а также их взаимодействием с внутренней энергией Земли.

У более сложноорганизованных форм с половой дифференциацией наблюдается цикличность в развитии (становление, развитие и угасание) и такие организмы более подвержены вымиранию во время природных катастроф. Прогрессивная (магистральная) эволюция, на взгляд авторов, по-видимому, обусловлена в основном естественным отбором, установленного Ч. Дарвиным, а также влиянием так называемых "катализаторов" в активных зонах Земли, способствовавших ускоренному мутационному процессу и быстрому изменению организмов, попадавших во время миграции в указанные зоны. Вспышка мутаций отдельных групп органического мира осуществляется с помощью так называемых "катализаторов", то есть повышением прежде всего радиационного фона, увеличением теплового потока и других причин в активных зонах Земли. Следовательно, естественный отбор может действовать только при наличии наследственной изменчивости, которая создается этими генными мутациями. Прогрессивное развитие органического мира происходит прежде всего благодаря естественному отбору с помощью мутационного процесса. Этот процесс наиболее значителен в местах геохимических аномалий, сопряженных с интенсивными тектоническими движениями и особенно с дизъюнктивной тектоникой. Причем и мутационный процесс и последующее преобразование органического мира тем нагляднее и отчетливее, чем крупнее ранг геологической границы. Климатические циклы, тектоногенез, условия обитания способствовали развитию органического мира первоначально на клеточном уровне, а затем с позднего протерозоя - на уровне многоклеточных организмов. В конечном итоге эволюция привела ко всему многообразию органического мира, которое мы наблюдаем в настоящее время.

Исследуя фораминиферы фанерозоя, а также учитывая развитие других организмов по опубликованным работам авторы предполагают, что на эволюцию биоты оказали влияние следующие основные факторы:

1. Космический (обращение Земли вместе с Солнечной системой вокруг центра Галактики, изменение эксцентриситета земной орбиты, оси вращения Земли, изменение величины солнечной радиации, климатические циклы, падение астероидов, метеоритов).
2. Тектонический (орогенез, рифтогенез, образование глубоководных желобов, опусканий, поднятий и др.).
3. Геохронологический (геологическое время)

С первыми двумя факторами взаимосвязаны следующие два фактора:

4. Палеогеографический (экосистемные перестройки: абиотические и биотические изменения, взаимосвязь организмов).
5. Температурный (широтная, климатическая и вертикальная зональность: уменьшение температуры к полюсам и с глубиной, повышение в отдельных местах температуры, связанной с эндогенными процессами).

В эволюции организмов возник 6 - миграционный фактор, имеющий особенно большое значение для развития организмов с фанерозоя [2].

В течение геологического времени влияние перечисленных факторов на эволюцию организмов было неравнозначным. Как указывалось, действие первого и как следствие второго факторов преобладало на первых и последующих этапах развития биоты, затем геохронологического и других факторов. Шестой фактор стал особенно ощущаться при появлении активно или пассивно перемещающихся нектонных, планктонных и некоторых бентосных организмов в результате возникновения более разнообразных климатических и других обстановок, что привело к ускоренной эволюции отдельных групп этих организмов.

Скорость эволюции представителей биоты поэтому не оставалась постоянной. На основании исследования некоторых отрядов фораминифер по скорости эволюции выделены три основные группы, которые могут быть прослежены и среди других органических форм:

1 - ускоренной эволюции (планктон, нектон и частично подвижный бентос); 2 - умеренной эволюции (подвижный бентос); 3 - замедленной эволюции (медленно передвигающийся и сидячий бентос). В пределах каждой группы в свою очередь по скорости эволюции могут быть выделены соподчиненные подгруппы, отличающиеся некоторыми особенностями.

Среди исследованных фораминифер к первой группе могут быть отнесены представители планктонных глобигерин, глоботрункан, бентосных орбитоидид, нуммулитид и многие другие организмы. Для второй группы характерны бентосные аномалиниды, булиминиды и др. Третья группа включает преимущественно прикрепленные формы, среди которых наиболее характерны астроризиды, ризамминиды, хиперамминиды и другие морфологически сравнительно примитивно устроенные фораминиферы, прослеживающиеся почти без морфологических изменений до настоящего времени.

Одно из катастрофических вымираний организмов на границе мела и палеогена коснулось, как известно, наиболее специализированных форм, находящихся в большей степени на третьей стадии развития (угасание). Это преимущественно глоботрунканы, аммониты, белемниты, динозавры и др. По скорости эволюции они относятся к первой группе. Большинство организмов второй и в основном третьей групп прошли этот рубеж без заметных изменений. Для примера можно привести изученные агглютинированные с кварцево-кремнистой стенкой гаплофрагмиидеи, которые продолжали без заметных изменений свое развитие, сохранив в палеогене все основные родовые и более высокие таксоны [1].

В целом умеренно развивающиеся гаплофрагмиидеи представляют сравнительно продвинутые в эволюции организмы, становление которых началось с позднего палеозоя и ранней юры, расцвет - в поздней юре, мелу и палеогене, а угасание - с палеогена до настоящего времени.

Литература

1. Подобина В.М. Систематика и филогения гаплофрагмиидей. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. - 90 с., 17 табл.

2. Подобина В.М., Татьянин Г.М. Факторы эволюции организмов (на примере фанерозойских фораминифер Западной Сибири) // Материалы I Международного симпозиума "Эволюция жизни на Земле" (24-28 ноября, 1997, Томск). - Томск: Изд-во НТЛ, 1997. - С.21-22.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ В КЕЛЛОВЕЙ-ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРАПИВИНСКОЙ ПЛОЩАДИ (КАЙМЫСОВСКИЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫЙ РАЙОН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Е.В. Полковникова
Томский госуниверситет, г. Томск

Из района Крапивинской площади в лабораторию микропалеонтологии Томского госуниверситета, образцы керна на палеонтологический анализ поступали с 1975 года. За это время обработано и просмотрено около 130 образцов, из них только в 16 обнаружены определимые палеонтологические остатки.

Палеонтологические остатки представлены макрофауной (аммониты, двустворчатые моллюски), микрофауной (фораминиферы, неопределимые радиолярии) и единичны-

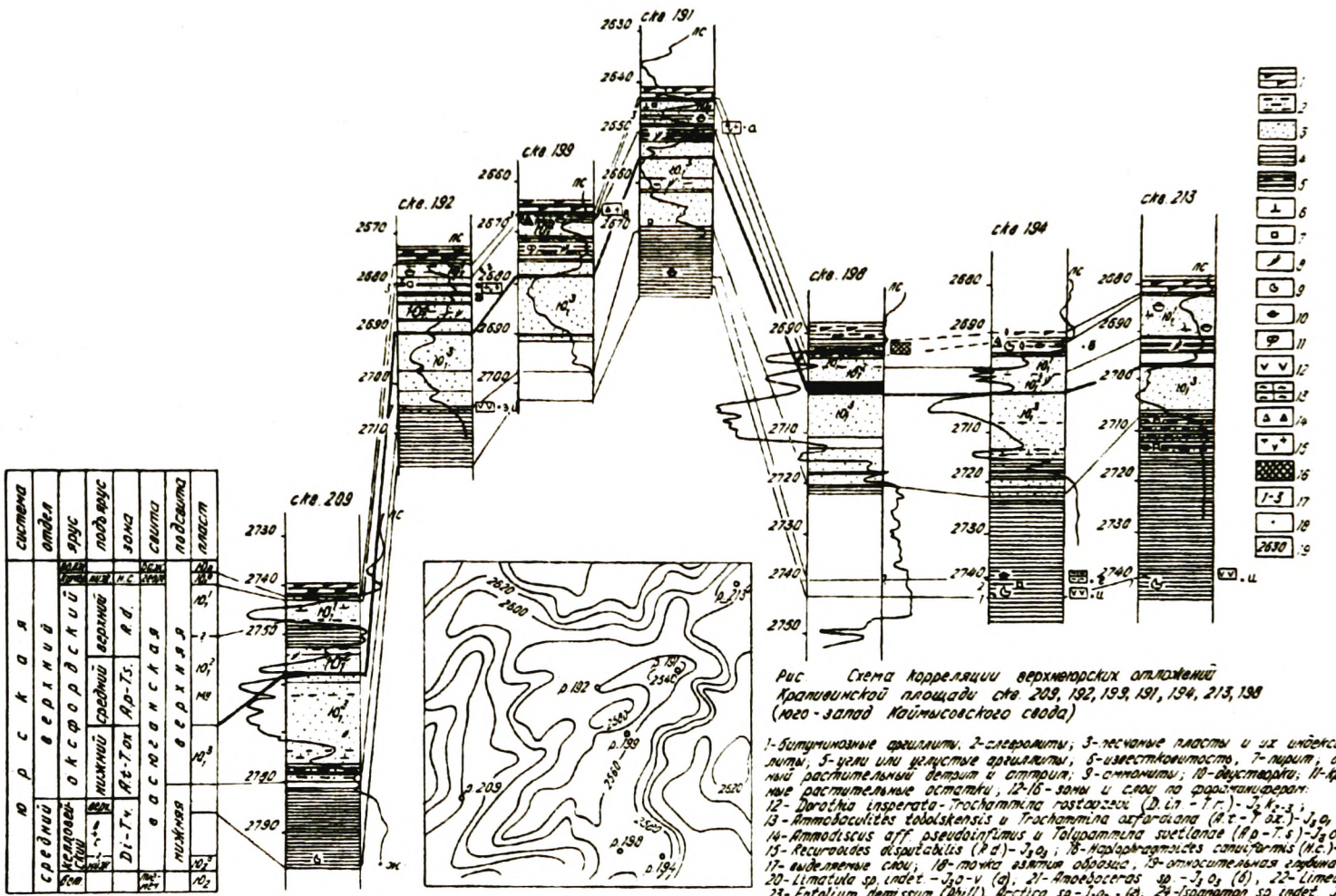



Рис Схема корреляции верхнеюрских отложений Кратовинской площади скв. 209, 192, 199, 191, 194, 213, 198 (юго-запад Кайтысовского свода)

1-битуминозные аргиллиты, 2-алевролиты; 3-песчаные пласты и их индексы; 4-аргиллиты, 5-угли или углистые аргиллиты; 6-известковистость, 7-пирит; 8-обуглероженный растительный детрит и аттрит; 9-сидериты; 10-двустворки; 11-крупномерные растительные остатки; 12-16-зоны и слои по фораминиферам:
12-Dorothia insperata-Trochammina rostovzevi (D.in - T.r.) - $J_2k_{2-3}$;
13-Ammobaculites tobolskensis и Trochammina asperaviana (A.t. - T. as.) - $J_3o_1$;
14-Ammodiscus aff pseudoinfimus и Tolypammina suetlanae (A.p - T.s) - $J_3o_2$;
15-Recurvoides disputabilis (R.d) - $J_3o_3$; 16-Haplophragmoides convexus (H.c.) - $J_3km_1$;
17-выделяемые слои; 18-точка взятия образца; 19-относительная глубина в метрах;
20-Limatula sp. indet. - $J_3o$-v (а), 21-Amoebiceras sp. - $J_3o_3$ (б), 22-Limea sp. - $J_3o$ (з), 23-Entolium demissum (Phill), Arctica sp. - $J_3o_{3-3}$ (в), 24-Isognomon sp. indet. $J_2k_{2-3}$ - $J_3o_1$ (д), 25-Lenticulina saxita - $J_3o_1$ (е), 26-Quenstedtoceratinae gen. et sp. indet - $J_2k_3$ (ж), 27-Ammobaculites lapidosus - $J_2k_{2-3}$ (з), 28-Recurvoides scherkalyensis - $J_2k_{2-3}$ (и)

ми крупномерными растительными остатками. Появилась необходимость представить весь имеющийся палеонтологический материал прежде всего в целях уточнения возраста и корреляции продуктивных горизонтов. Таковыми являются отложения песчаных пластов $Ю_1^{3-4}$, $Ю_1^{1-2}$.

Крапивинское месторождение приурочено к одноименной локальной структуре, расположенной в юго-западной части Моисеевского куполовидного поднятия, которое в свою очередь осложняет юг Каймысовского свода. Юрские отложения, вскрытые скважинами 209, 192, 199, 191, 198, 194, 213, в разрезе площади представлены тюменской, васюганской, георгиевской, баженовской свитами. Изученные отложения принадлежат к васюганской, георгиевской свитам, по времени формирования они отнесены соответственно к среднему и позднему келловею - позднему оксфорду, раннему кимериджу. Описываемые отложения относятся к морским, прибрежно-морским и переходным фациям. В целях корреляции использовался биостратиграфический метод на основе комплекса анализов: фаунистического, споро-пыльцевого, литологического.

По аммонитам (определения палеонтолога СНИИГГиМСа А.Н.Алейникова) установлены зональные стратиграфические уровни позднего келловея и позднего оксфорда. В связи с проведенной ревизией палеонтологических определений, есть возможность привязки фораминиферовых комплексов к региональной стратиграфической шкале. В результате выделены и охарактеризованы комплексы фораминифер среднего - позднего подъярусов келловея (зона Dorothia insperata - Trochammina rostovzevi), позднего келловея - раннего оксфорда (слои с Lenticulina solita), переходный комплекс среднего - позднего оксфорда.

Средний и верхний подъярусы келловея $J_2 k_{2-3}$

Зона Dorothia insperata - Trochammina rostovzevi

Нижневасюганская подсвита

Фораминиферовые ассоциации зоны Dorothia insperata - Trochammina rostovzevi прослежены в разрезе скважин 192, 194, 213. Отложения, содержащие фораминиферы, представлены аргиллитами. Аргиллиты в разрезе скв.192 инт.2701.3-2706.6 2.7 м н.к. серые, плотные, с многочисленными линзовидными слойками светло-серого алевролита, в разрезе скв.213 инт.2736.2-2741.2 3.2 м н.к. и скв.194 инт.2737-2744 5.1 м н.к. темно-серые, плотные, однородные, с вкрапленностью пирита, а в скв.194 с отпечатками раковин аммонитов. Встречен немногочисленный (до 20 экземпляров) комплекс фораминифер зоны Dorothia insperata - Trochammina rostovzevi. Виды - индексы отсутствуют, найденные фораминиферы встречаются в ассоциации, выделенной в пределах распространения зоны, и имеют следующий состав: Ammobaculites lapidosus Gerke et Shar., Recurvoides singularis Lutova, Kutsevella sp., Glomospira oxfordiana Shar. (скв.192), Recurvoides scherkalyensis Levina, Recurvoides singularis Lutova (единичные) (скв.194,213). Ammobaculites lapidosus – вид, переходящий из более древних отложений ($J_2$ b-bt) и доживающий в позднекелловейское-раннеоксфордское время.

Recurvoides singularis - вид, характерный для раннего-среднего келловея. Появление Glomospira oxfordiana отмечено в слоях с Conorboides taimyrensis в самых верхах позднего келловея. Все это подтверждает принадлежность описываемого комплекса к выделенной ассоциации.

Прослеженный комплекс фораминифер из ассоциации зоны Dorothia insperata - Trochammina rostovzevi обнаружен в аргиллитах нижневасюганской свиты (скв.194,213), а в разрезе скв.192 непосредственно в отложениях, подстилающих песчаный пласт $Ю_1^3$. На территории юго-востока Западной Сибири выделяются местные слои с Recurvoides scherkalyensis - Trochammina rostovzevi. Возраст слоёв с Recurvoides

scherkalyensis - Trochammina rostovzevi следует считать средне-позднекелловейским [1].

Верхний келловей $J_2k_3$

В разрезе скв.209 палеонтологом СНИИГГиМСа А.Н. Алейниковым в инт.2795-2800 0.7 к.к., 3.6 к.к. определены аммониты: Quenstedtoceratinae gen. et sp. indet. и тем самым устанавливается уровень позднего келловея.

Верхний келловей - нижний оксфорд $J_2k_3$ - $J_3o_1$

Верхний келловей - нижний оксфорд $J_2k_3$ - $J_3o_1$

В разрезе скв.194 инт.2737.0-2744.0 1.8 м н.к. из аргиллитов выделены следующие фораминиферы: Recurvoides scherkalyensis Levina, Recurvoides singularis Lutova, Lenticulina solita Dain. Возможно, по появлению Lenticulina solita, в разрезе скв.194 можно проводить границу между келловеем и оксфордом [2].

Средний-верхний оксфорд $J_3$ $o_2$-$o_3$

Верхневасюганская подсвита

Фораминиферы из ассоциации зон Ammodiscus aff. pseudoinfimus и Tolypammina svetlanae - Recurvoides disputabilis прослежены в разрезе 199, 192, 191 скважин. Отложения, вскрытые в разрезе скв.199 инт.2665.2-2670.7 2.1, 1.9 м н.к., представлены алевролитами. Алевролиты темно-серые, плотные, с участками светло-серого мелкозернистого песчаника и отпечатками обломков раковин двустворок. Из описываемых алевролитов определена двустворка Limea sp. Аналогичная находка Limea sp. была установлена в разрезе Каймысовской скв.1 совместно с аммонитом из зоны Cardioceras tenuisertatum среднего оксфорда. В составе фораминиферового комплекса отмечены: Ammobaculites ex gr. syndascoensis Shar., Ammobaculites sp., Recurvoides sublustris Dain, Lenticulina sp., Nodosaria sp. Находки крупнозернистых аммобакулитесов были зафиксированы в отложениях песчаного пласта $Ю_1^1$ в разрезе скв.2 Дуклинской площади [3].

Отложения, вскрытые в разрезе скв.192 в интервале 2677.3-2682.3 2.4 м н.к., представлены аргиллитами темно-серыми, плотными, с линзовидными слойками светло-серого алевролита. В начале интервала палеонтологом СНИИГГиМСа А.С. Турбиной определены двустворки Entolium demissum (Phill.), Arctica sp., а в 1.9 м н.к. определена раковина двустворки Isognomon sp. indet. В составе описываемого "сборного" комплекса фораминифер из инт.2677.3-2682.3 2.4 м н.к. отмечены следующие виды: Glomospira oxfordiana Shar., Ammobaculites syndascoensis Shar., Globulina alexandrae Dain, Lenticulina comaeformis Levina, Recurvoides sp.(крупная). Обломки: Dentalina sp., Pseudonodosaria sp., Lenticulina sp. Glomospira oxfordiana - вид, появляющийся в верхах келловея, характерный для отложений нижнего оксфорда, встречающийся в среднем оксфорде. Ammobaculites syndascoensis – вид, характерный для среднего, верхнего оксфорда. Lenticulina comaeformis – вид, встречающийся в широком стратиграфическом диапазоне оксфорд - киммериджа вогулкинской толщи. Globulina alexandrae характерна для отложений верхнего оксфорда [4].

Отложения, вскрытые в разрезе скв.191 инт.2646.8-2648.2 0.65, 0.35 м н.к., 0.55 м н.к, где А.С. Турбиной определена двустворка Limatula sp. indet. представлены аргиллитами. Аргиллиты серые, плотные, однородные, с вкрапленностью пирита, отпечатками мелких раковин двустворок, пиритизированными обломками раковин ладьеногих моллюсков. Встречен многочисленный (до 200 экземпляров) комплекс фораминифер. В его составе отмечены следующие виды: Ammobaculites syndascoensis Shar., Ammobaculites tobolskensis Levina, единичные: Ammobaculites ex gr. subgracilis Levina, Recurvoides scherkalyensis Levina, Recurvoides sublustris Dain, Haplophragmoides sp., Lenticulina dashevskajae Shar., Lenticulina sp., Geinitzinita sp. Наличие макрофауны и

некоторых видов фораминифер, характерных для отложений верхнего оксфорда - нижнего кимериджа, позволяют отнести описываемый комплекс фораминифер из скв.191 к переходному комплексу и датировать его средним - поздним оксфордом.

Комплекс фораминифер, обнаруженный в разрезе 199, 192, 191 скважин, отличается от других ассоциаций зон Ammodiscus aff. pseudoinfimus и Tolypammina svetlanae - Recurvoides disputabilis, прослеженных в Западной Сибири, отсутствием видов – индексов, обилием крупнозернистых агглютинирующих форм, где в количественном отношении доминируют аммобакулитесы.

Верхний оксфорд $J_3o_3$

В разрезе скв.194 палеонтологом СНИИГГИМСа А.Н. Алейниковым в интервале 2685-2695.5 определены зональные аммониты: Amoeboceras sp. и устанавливается уровень позднего оксфорда.

Нижний кимеридж $J_3km_1$

Георгиевская свита

По материалам В.Ф. Козыревой и И.П. Мухиной (КТЭ НГГУ, Новосибирск) [5] в разрезе Крапивинской площади скв.198 инт. 2695.3-2691.3 из алевролитов серых, темно-серых, зеленоватых, сильноглинистых с конкрециями кальцита в нижней части, переходящих в светло-серые мелкозернистые песчаники с горизонтальной слабоволнистой слоистостью со следами взмучивания, по данным фораминифер устанавливается уровень раннего киммериджа.

Используя биостратиграфические критерии для выделения и корреляции песчаных пластов группы $Ю_1$ [1,4,5], на территории Крапивинской площади установлено развитие пластов $Ю_1^1$, $Ю_1^2$, $Ю_1^3$. Подтверждается вывод о том, что граница между верхним келловеем и нижним оксфордом проходит внутри аргиллитов нижневасюганской подсвиты, подстилающих песчаный пласт, индексируемый как $Ю_1^3$, причем в каждом отдельном случае при индексации необходимо учитывать палеонтологические данные.

Присутствующий во всех разрезах пласт $Ю_1^3$ представлен песчаниками серыми мелкозернистыми средне - крепкосцементированными неоднородными: вверху - серыми с буроватым оттенком мелкозернистыми, в середине - среднекрепкосцементированными, внизу - крепкосцементированными известковистыми, по всему пласту с тонкими прослоями углистого детрита и вкраплениями пирита. Пласт $Ю_1^1$ представлен песчаниками серыми, светло-серыми мелкозернистыми крепкосцементированными, известковистыми с остатками морской фауны, иногда плавно переходящие или разделенные пачкой аргиллитов с пластом $Ю_1^2$. $Ю_1^2$ представлен песчаниками светло-серыми, среднесцементированными, мелкозернистыми иногда крепкосцементированными, сильноглинистыми с горизонтальной и косой слоистостью, с намывами углистого детрита.

Литература

1. Решения 5-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. - Тюмень, 1991. - 54с.

2. Левина В.И. и др. Юрская система. Верхний отдел. //Стратиграфо-палеонтологическая основа детальной корреляции нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской низменности. - Тюмень, 1972. - С.124,129.

3. Полковникова Е.В., Татьянин Г.М. Биостратиграфия оксфордских отложений Дуклинской площади (Каймысовский нефтегазоносный район Западной Сибири) //Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. Сборник трудов. - Томск: Изд-во НТЛ, 1997. - С.92-94.

4. Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. - М.: Недра, 1990. - Т.1. - 286 с.; Т.2. - 359с.

5. Татьянин Г.М. Строение и фораминиферы верхней юры юго-востока Западной Сибири / Автореф. дисс. ... канд. г.-м.н. - Томск, 1985.

# МИКРООСТАТКИ ИХТИОФАУНЫ ИЗ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЮГО-ВОСТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ

О.А. Родина
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Вернедевонские отложения в пределах Горного Алтая встречаются достаточно ограниченно и площади их выходов известны, главным образом, на юго-востоке данного региона. Там расположены типовые разрезы различных местных стратонов типично морского, переходного и континентального генезиса. Морские отложения охарактеризованы достаточно представительными комплексами конодонтов, брахиопод, остракод, криноидей, ругоз, мшанок и других групп организмов.

Отложения морской карбонатно-терригенной толщи девона, известные под названием кызылшинской серии, охватывают временной интервал от живета до фамена включительно. В ее составе выделяются следующие подразделения (свиты): живетские - бельбашская и узунтальская, франские - аккаинская и туерыкская, и фаменская - чейбеккульская. Кызылшинская серия выделена И.И. Белостоцким в ранге свиты в 1956 г. [3]. В ранг серии она была переведена Я.М. Гутаком в 1997 г. [1].

Исходным материалом для настоящего сообщения послужили образцы пород из фрагмента разреза туерыкской свиты, надстраивающего стратотипический разрез аккаинской свиты (сборы Е.А. Елкина 1989 г.). Эти разрезы находятся в левом борту нижнего течения р. Аккая (бассейн р. Чаган-Узун). Стратотип аккаинской свиты, имеющей мощность 362 м [1], сложен монотонными, преимущественно тонкообломочными зеленоцветными алевролитами и аргиллитами. На них согласно с постепенным переходом залегает 10-метровая пачка чередования прослоев известняков и алевролитов. По Я.М. Гутаку, эта пачка находится в основании вышележащей туерыкской свиты, а Е.А. Елкин считает, что она может относиться еще к самым верхам аккаинской свиты. Стратиграфически выше в данном разрезе следуют с достаточно резким переходом грязно-зеленые аргиллиты, алевролиты и песчаники, включающие местами обильные брахиоподы. Они относятся уже, несомненно, к туерыкской свите. Образцы, в которых оказались микроостатки ихтиофауны, были отобраны из рассматриваемой 10-метровой алевролитоизвестняковой пачки.

Возрастное положение аккаинской свиты определяется представительным комплексом органических остатков, позволяющим датировать ее ранним франом (вассинский горизонт региональной стратиграфической схемы Алтае-Саянской складчатой области [1, 2]). Общий комплекс фоссилий включает в себя 67 видов брахиопод, 33 вида мшанок, 8 видов ругоз, 1 - табулят, 1 - трилобитов, 4 - криноидей, 6 - двустворок, а также многочисленных представителей позднедевонской флоры и спор [1].

Формирование пород аккаинской и туерыкской свит проходило в морском бассейне на умеренных глубинах при ослабленном поступлении обломочного материала и с привносом растительных остатков с Западно-Саянского континента (Восточно-Алтайская зона) [1].

Микроостатки, представленные разрозненными частями рыб, в виде отдельных чешуй, зубов и их фрагментов, получены в процессе извлечения кислотоупорных микрофоссилий (конодонтов, брахиопод, остракод) из известняков самых верхов стратотипа аккаинской свиты, возможно, из низов туерыкской (см. выше). Среди остатков ихтиофауны определены следующие классы рыб: Osteichthyes (костные рыбы) -

Crossopterygii (кистеперые), Actinopterygii (лучеперые), Palaeoniscida (палеониски), Acanthodei (?) и Chondrychthyes (хрящевые) - Elasmobranchii (акуловые). Наиболее представительными по численности остатков являются костные рыбы (Crossopterygii, Actinopterygii и Palaeoniscida). Крайне редко встречаются акантоды. Акуловые (Elasmobranchii) также достаточно представительны по численности и разнообразию таксономического состава - семейство Phobodontiidae Williams (род *Phoehodus* St. John et Worthen), семейство Tamiobatidae Hay (род *Protacrodus* Jaekel), семейство Indeterminate (род *Cladodus* Agassiz) и семейство Ctenacantidae Dean (gen. et sp. indet.).

Среди ихтиофауны наиболее интересна одна из первых в Сибири находок зубов и чешуй акуловых рыб. Ранее древнейшие представители акуловых Protacrodus Jackel и Ctenacantidae Dean были описаны из отложений верхнего франа [4-7]. Вмещающие находки акуловых рыб известняки находятся, по Е.А. Елкину, в самых верхах разреза аккаинской свиты, возраст которой до сих пор определялся ранним франом. По Я.М. Гутаку, эта часть разреза должна относиться к туерыкской свите, которая датируется поздним франом. Однако если считать возраст обсуждаемых известняков исключительно раннефранским, можно допустить, что алтайская находка представителей акуловых *Protacrodus* Jaekel и Ctenacantidae Dean является самой древней из известных местонахождений.

Эласмобранхии вместе с другими группами ископаемых организмов могут быть использованы для корреляции девонских отложений, так как они, будучи хорошими пловцами, должны были иметь широкие ареалы распространения. Наряду с конодонтами, брахиоподами, остракодами и другими группами фауны, находки рыб могут дать дополнительную информацию о фациальных обстановках палеоакваторий и пополнить сведения о составе палеобиоценозов и о характере взаимоотношений организмов внутри них.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект .№ 96-05-66071.

Литература

1. Гутак Я.М. Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореф. доктор. дисс. Новокузнецк, 1997. - 39 с.
2. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. - Новосибирск, 1979. - Ч.II./Средний и верхний палеозой. Новосибирск. - 1982.
3. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. - Л.: Недра, 1975. - 622 с.
4. Derycke C., Brice D., Blieck A. and Mouravieff N. Upper Givetian and Frasnian ichthyoliths from Bas-Boulonnais (Pas-de-Calais, France): preliminary records // Bull. Museum National d'Histoire Natur., Sec. C, 4 ser., t. 17,1995, (1-4). P. 487-512.
5. Ginter M. Late Famennian shark teeth from the Holy Cross Mts, Central Poland // Acta Geologica Polonica, 1990.- V. 40 (1-2). P. 69-81.
6. Ginter M. and Ivanov A. Devonian Phoebodont shark// Acta Geologica Polonica, 1992. - V. 37 (1).
7. Long J.A. Late Devonian chondrichthyans and other microvertebrate remains from northern Thailand // Jour. Vert. Paleont., 1990. - 10(l). - P. 59-71.

## ОСТАТКИ ХРЯЩЕВЫХ РЫБ ИЗ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

О.А. Родина
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Микроостатки хрящевых рыб (Elasmobranchii) найдены в разрезе аккаинской свиты

Горного Алтая. Разрез расположен в бассейне р. Чаган-Узун по левому борту р. Аккая в ее нижнем течении. Возраст этой свиты по остаткам фауны датируется франом.

Остатки микропозвоночных были получены при растворении пород уксусной кислотой. Они представлены единичными разрозненными чешуйками и отдельными зубами и их фрагментами.

Эласмобранхии вместе с другими группами ископаемых организмов могут быть использованы для корреляции девонских отложений, так как они, будучи хорошими пловцами, имеют широкие ареалы распространения, что выгодно отличает их от большинства беспозвоночных. Наряду с конодонтами, брахиоподами, остракодами и другими группами фауны, находки рыб дают дополнительные сведения о среде обитания этих организмов, составе палеобиоценозов, их взаимоотношениях между собой. Это позволяет использовать их для моделирования палеобиообстановок и определения событийных рубежей.

Фибодонтиды описаны из верхнеэйфельско-нижнеживетского подъярусов штатов Огайо, Кентукки и Айова. В Австралии представители рода *Phoebodus* найдены в верхнефранском подъярусе. В Польше и на Урале находки акуловых приурочены к франскому и фаменскому ярусам. Представители эласмобранхий, найденные в Горном Алтае, возможно, являются наиболее ранними из известных в настоящее время.

## СТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРЛОВСКОГО УГЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

В.Г. Свиридов, А.И. Марус
ОАО «Новосибирскгеология», г. Новосибирск

Горловский бассейн занимает важное место в экономике России, что обусловлено высоким качеством антрацита, применяемого в различных отраслях промышленности, в том числе в черной и цветной металлургии и энергетике. К настоящему времени не все вопросы, касающиеся геологического строения бассейна исследованы в достаточной степени полно. Имеются проблемы регионального изучения в области стратиграфии, тектоники, химико- технологических свойств и направлений промышленного использования углей.

В геоструктурном плане бассейн представляет узкий грабенообразный прогиб, приуроченный к зоне сочленения Салаира и Колывань-Томской зоны.

В основании геологического разреза палеозойских отложений Горловского бассейна установлены вулканогенно-осадочные отложения кабанихинской свиты. Наиболее полно эти образования изучены в приустьевой части р. Кабанихи и по левому берегу р. Укропа (от устья р. Филихи до устья р. Шумихи), где они представлены глинистыми сланцами, андезитовыми порфиритами, зеленовато- серыми и вишнево-серыми туфами, туфопесчаниками, алевролитами, известково- глинистыми сланцами и глинистыми известняками с Thamnopora sp., Alveolites sp., Crassialveolites sp., Drypophyllum gracile Wedek., Tabulophyllum sp., Heliolites vulgaris Tchem., Tabulophyllum cf. gorskii Bulv. и др., свидетельствующие о позднеживетском возрасте вмещающих образований. Мощность этих отложений составляет около 1150 м. Аналогичные образования установлены в Присалаирской части Горловского бассейна. Представлены они пироксено-плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, туфами, песчаниками, конгломератами, алевролитами и известняками с Alveolites polenovi Peets, Eurospiriter cheeniel (Kon.) var. semicostalis Khalf.,

Heliolites Vulgaris var. irregularis (Tschern.), Yndospirites sh., определяющих верхнеживетский возраст вмещающих отложений, мощность которых составляет (бассейн р. Головнихи) 400-500 м.

По-видимому, этого же возраста толща установлена в соседних районах Колывань-Томской зоны, где она залегает существенно вулканогенных образованиях буготакской свиты и представлена песчаниками, алевролитами, органогенными известняками, диабазовыми и пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами. Отдельные фрагменты разреза этой толщи наблюдаются в естественных обнажениях в районе г. Тогучина (рр. Иня, Тогучинка и др.). Здесь они выделены в самостоятельную тогучинскую свиту, в составе которой обнаружены - Eurospiriter ex. gr. Chechiel Kon., Eurospiriter mesolobus (Korovin), Atrypa desgumata Som. и др., позволяющие сопоставлять стратиграфическое положение тогучинской свиты с отложениями мазаловско-китатского горизонта соседних регионов Алтае-Саянской складчатой области. Мощность тогучинской свиты не менее 700 м [2].

На образованиях живетского возраста с размывом залегают позднедевонские отложения укропской свиты представленной песчаниками, аргиллитами, алевролитами и известняками с прослоями гравелитов и конгломератов. В верхней части свиты широко развиты вулканогенные отложения - андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, их лавобрекчии и туфы. Породы, в основном зеленовато-серого, серого цвета, но на отдельных участках появляются прослои красноцветных разностей. Из известняков нижней части разреза свиты определены Stropheodouta tischeri Vern., Zamellispiriter ales Khalf., Anathyris phalaena (Phill.), Schelwienella umbraculum Schloth., Cyrtospiriter achmet Nal. и др., надежно указывающих на нижнефранский возраст вмещающих отложений, а в известняках верхней части свиты обнаружены остатки нижнефаменских брахиопод - Productus praelongus Sow., Cynospiriter tschernyschevi Khaif. и др. Мощность укропской свиты изменяется в пределах 700- 1000 м.

Фаменские отложения подонинской свиты согласно залегают на образованиях укропской свиты и представлены красноцветными алевролитами, аргиллитами, известняками с прослоями кварцевых песчаников. Мощность свиты 450м.

Аналогичные отложения установлены в соседней Прикузбасской части Салаира (рассолкинская свита). Здесь в маломощных прослоях известняков, залегающих среди красноцветных алевролитов и песчаников, обнаружены раковины Cyrtospiriter jurgensis Krajev., Cyrtospiriter verneuili (Murch.), Plicatijera praelonga Sow, и др., характерные для фаменского яруса формы.

Венчается геологический разрез девонских отложений Горловского бассена известняками, песчаниками и алевролитами ургунской свиты позднефаменского (абышевский горизонт) возраста. Мощность свиты изменяется от 0 до 120 м.

Стратиграфически выше залегают отложения турнейского (китернинская свита), визейского (беловская и выдрихинская свиты) ярусов нижнего карбона и пермокарбоновые угленосные образования балахонской и кольчугинской серий [13].

Литература

1. Антрациты Горловского бассейна. СНИИГГиМС, Новосибирск, 1996.

2. Свиридов В.Г. Стратиграфия среднедевонских отложений Колывань- Томской складчатой зоны и западной окраины Кузнецкого бассейна. // Проблемы геологии Сибири, Т.1. Томский госуниверситет, Томск, 1996.

# ФАЦИАЛЬНЫЙ ПРОФИЛЬ ОРДОВИКА - СРЕДНЕГО ДЕВОНА ПО ТРАНССЕКТУ САЛАИР - МИНУСА

Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.К. Бахарев
ИГНиГ СО РАН, г. Новосибирск

Анализ обстановок осадконакопления ордовикских, силурийских и девонских отложений был осуществлен по материалам следующего профиля-транссекта: 1) Салаир (район г. Гурьевска), 2) Центральный Салаир, 3) Кузбасс (Крапивинский купол), 4) Кузнецкий Алатау, 5) Северо-Минусинская впадина. Транссект, охватывая максимально возможную гамму фациальных обстановок (табл.) осадконакопления от типичных морских до континентальных, пересекает наиболее изученные участки, с расположенными на них хорошо обнаженными разрезами, содержащими богатые комплексы фауны и флоры. Детальная стратиграфическая основа позволила выявить устойчивость в пространственном расположении фациальных обстановок осадконакопления для продолжительных возрастных интервалов и реконструировать последовательные латеральные изменения непрерывного ряда обстановок осадконакопления от шельфа к берегу и далее на континент (рис.).

Для нижнеордовикского (тремадок) среза по выбранному транссекту известны две фациальные обстановки: 1) внутренней зоны открытого моря, наблюдаемая на Салаире и 2) переходной обстановки известной в Кузнецком Алатау. По классификации фациального ряда обстановок осадконакопления первая обстановка соответсвует внешнему шельфу (карбонатной платформе), а вторая - прибрежной зоне внутреннего шельфа. Фациальной обстановке центральной части карбонатной платформы отвечает толсточихинская свита в районе города Гурьевска, представленная массивными рифогенными (водорослевой природы) белыми и розовыми известняками с трилобитами. Фациальную обстановку внутреннего склона внешнего шельфа характеризуют чебуринская и краснянская свиты в районе с. Красное. Первая содержит туфы, песчаники и алевролиты с трилобитами, а вторая - туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники и известняки с трилобитами.

Фациальную обстановку прибрежной зоны внутреннего шельфа характеризуют тремадокские отложения китатской и тайменской свит (рр. Золотой Китат, Кожух). Китатская свита представлена туфопесчаниками, алевролитами, песчаниками, гравелитами, содержащими трилобиты и граптолиты, а тайменская - конгломератами, песчаниками, алевролитами с трилобитами и брахиоподами, туфами и порфиритами.

Для ордовикско-среднедевонского (арениг-эйфель) возрастного интервала фиксируется набор фациальных обстановок - от внешне шельфовых до наземных континентальных. В ордовикской части (арениг-ашгилл) рассматриваемого возрастного среза намечается одна фациальная обстановка осадконакопления - смешанная, представленная осадками зарифового бассейна и прибрежной зоны внутреннего шельфа.

На Салаире в районе г. Гурьевска и на реках Бачат и Юрман к этой смешанной обстановке относятся иловатская, карастунская и веберовская свиты. Первая из них представлена зелено-цветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами с остатками трилобитов, граптолитов, брахиопод. Карастунская свита состоит из темноцветных алевролитов, сланцев и песчаников с граптолитами, трилобитами и брахиоподами. Веберовская свита содержит песчаники, алевролиты, конгломераты и известняки с остатками трилобитов, брахиопод, граптолитов. В одном из разрезов (Спорная сопка у города Гурьевска) известняки веберовской свиты имеют водоросле-

во-биогермно-рифоидный облик и такой разрез "разновидности" веберовской свиты следует относить к карбонатной платформе.

В силурийском, лландовери-венлокском интервале можно выделить две фациальных обстановки: 1) обстановка центральной части карбонатной платформы и 2) обстановка зарифового бассейна на внутреннем шельфе. Первая из них фиксируется по породным ассоциациям баскусканской и потаповской свит (рр. Баскускан и Томь - Чумыш). Баскусканся свита сложена светлосерыми и розовыми массивными водорослевыми известняками с остатками табулят, ругоз, брахиопод, а потаповская - серыми слоистыми известняками с остатками ругоз, строматопорат, брахиопод. Обстановка зарифового бассейна выделяется на рр. Бачат, Юрман, где известны баскусканская (серые слоистые глинистые известняки с ругозами и табулятами) и оселкинская свиты (песчаники, алевролиты, сланцы с остатками граптолитов).

В девонском, лохковско-эйфельском возрастном интервале выделяются следующие фациальные обстановки осадконакопления: 1) внешнего склона внешнего шельфа (Центральная часть Салаира), 2) центральной части карбонатной платформы (районы г. Гурьевска и с. Новопестерево на Салаире), 3) зарифового бассейна внутреннего шельфа (районы г. Гурьевска и с. Новопестерево), 4) прибрежной зоны внутреннего шельфа в переходных обстановках (Крапивинский купол в Кузбассе), 5) озерно-аллювиальная обстановка (Крапивинский купол в Кузбассе, район озер Иткуль, Шунет в Северной Минусе); 6) наземного вулканизма (Крапивинский купол, Кузнецкий Алатау, район озер Шунет и Матарак в Северной Минусе), 7) коры выветривания (Центральный Салаир). Для обстановки внешнего склона внешнего шельфа, к которой отнесены отложения мочегинской, октябрьской, хвощевской, обуховской и павловской свит, характерны преимущественно темно-серые органогенно-обломочные известняки с остатками табулят, ругоз, брахиопод. Обстановка центральной части карбонатной платформы прослеживается по светлым массивным рифогенным известнякам петцевского, малобачатского и беловского горизонтов (свит), охарактеризованным табулятами, ругозами, брахиоподами, трилобитами, остракодами, криноидеями. Томь-Чумышский и крековский горизонты, а также соответствующие части салаиркинского, шандинского и мамонтовского горизонтов (свит), состоящие из темно-серых, плитчатых и глинистых известняков, алевролитов, сланцев, песчаников с остатками табулят, ругоз, криноидей, трилобитов, остракод, брахиопод, относятся к обстановкам осадконакопления зарифового бассейна.

Обстановка прибрежной зоны внутреннего шельфа представлена красногорской свитой на Крапивинском куполе, где фиксируются пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с обрывками растений и спорами. К фациальной обтановке формирования озерно-аллювиальных отложений можно отнести отложения барзасской свиты на Крапивинском куполе, представленные красноцветными алевролитами, пропластами углей, содержащими комплексы спор, и в Северной Минусе, где известны шунетская и арамчакская свиты сложенные пестроцветными песчаниками, алевролитами, сланцами с растениями, туфопесчаниками. Фациальной обстановке наземного вулканизма соответствует палатнинская свита на Крапивинском куполе и в центральных частях Кузнецкого Алатау, сложенная базальтовыми и андезитовыми порфиритами, красноцветными конгломератами, алевролитами с остатками растений, и матаракская свита в районе озер Шунет и Матарак в Северной Минусе, состоящая из трахитовых и трахилипаритовых порфиритов, туфов, конгломератов, гравелитов, песчаников с остатками растений, ракоскорпионов. Обстановка формирования коры выветривания выявлена в Центральном Салаире, где в составе обуховской свиты известны бокситы.

Табл. Фациальный ряд обстановок осадконакопления в палеозое на юго-западном шельфе Сибирского континента

| Открытоморские обстановки | | | | Переходные обстановки | | | | Континентальные обстановки | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | внешний шельф (карбонатная платформа) | | | внутренний шельф | | | эпиконтинентальный морской бассейн | | наземные | | |
| бассейновая зона | внешний склон | центральная часть | внутренний склон | зарифовый бассейн | прибрежная зона | лагунная зона | | озерно-аллювиальные | коры выветривания | вулканические | пролювий и др. |
| кремни<br>алевролиты<br>базальты<br>шаровые лавы<br>туфы | слоистые преимущественно обломочные известняки<br>алевролиты<br>подводно-оползневые песчано-алевритовые "закрутыши" | массивные рифогенные известняки<br>аргиллиты<br>лавы<br>туфы | слоистые часто обломочные известняки<br>аргиллиты<br>алевролиты | слоистые преимущественно глинистые известняки<br>аргиллиты<br>сланцы<br>алевролиты<br>песчаники | конгломераты<br>гравелиты<br>песчаники | мергели<br>доломиты<br>гипсы | массивные и слоистые известняки<br>сланцы<br>алевролиты | гравелиты<br>песчаники<br>алевролиты<br>сланцы<br>угли | бокситы | лавы<br>туфы | песчаники<br>алевролиты<br>сланцы |
| конодонты<br>радиолярии<br>губки | брахиоподы<br>конодонты<br>граптолиты | водоросли<br>табуляты<br>рутозы<br>мшанки<br>строматопоры<br>брахиоподы<br>трилобиты<br>остракоды<br>фораминиферы<br>криноидеи<br>гониатиты<br>тентакулиты | табуляты<br>рутозы<br>мшанки<br>строматопоры<br>брахиоподы<br>трилобиты<br>остракоды<br>фораминиферы<br>криноидеи<br>конодонты | граптолиты<br>брахиоподы<br>трилобиты<br>остракоды<br>конодонты<br>криноидеи<br>рыбы<br>водоросли | гастроподы<br>остракоды<br>черви<br>водоросли<br>обломки растительных остатков | | | растительные остатки<br>ракоскорпионы<br>рыбы<br>моллюски | | | |

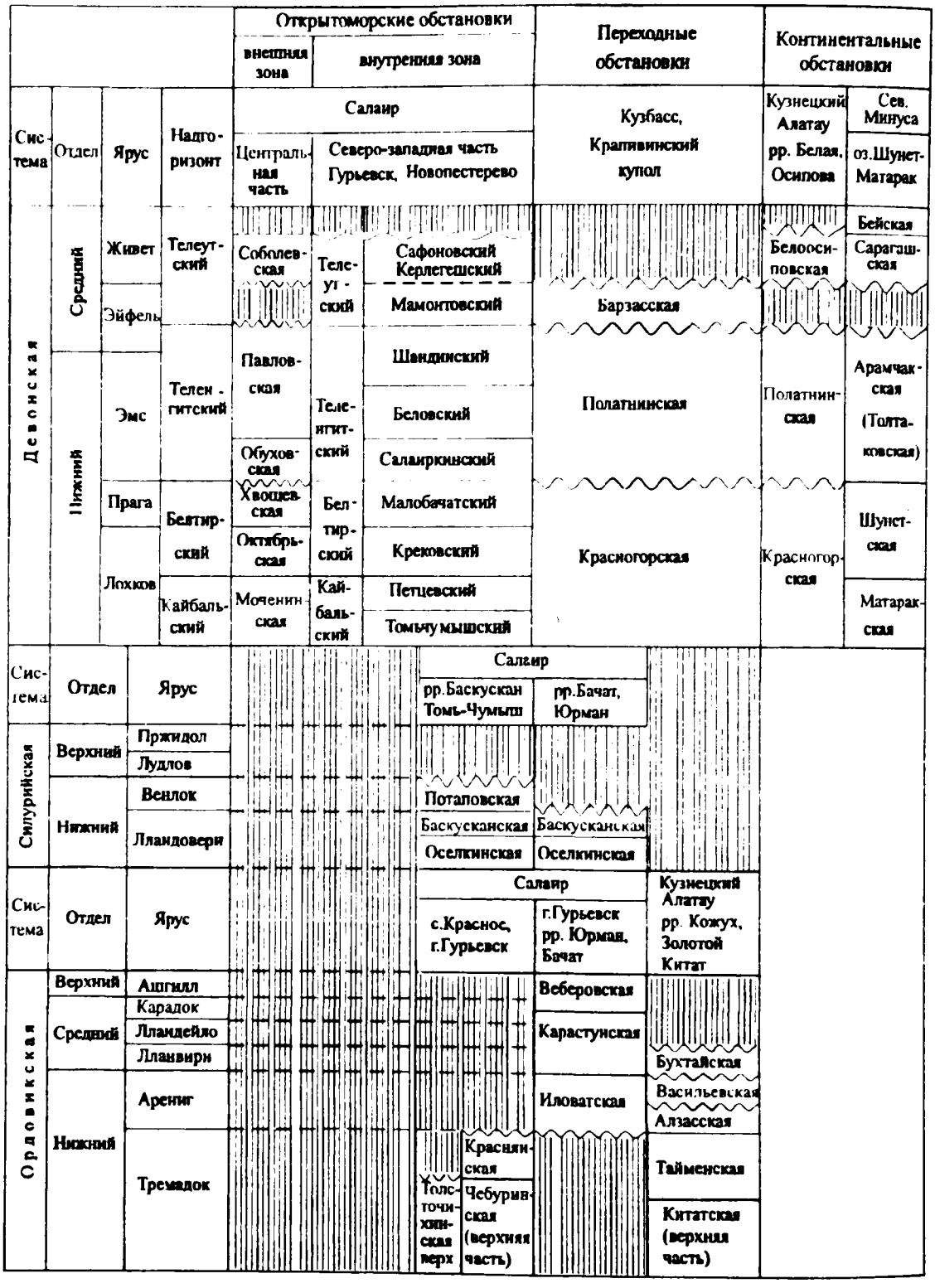



Рис. Схема корреляции разрезов ордовика, силура и девона по транссекту

Для среднедевонского живетского возрастного интервала зафиксированы обстановки: 1) внешнего склона внешнего шельфа (центральная часть Салаира); 2) внутреннего склона внешнего шельфа 3) эпиконтинентального морского бассейна (район озера Иткуль). Обстановка внешнего склона внешнего шельфа зафиксирована в юго-западной и центральной частях Салаира, где известна соболевская свита состоящая из шаровых лав порфиритов, песчаников, алевролитов, сланцев, конгломератов. По наличию подводных эффузивов можно судить о близости этой обстановки осадконакопления к бассейновой зоне открытоморских обстановок.

Фациальная обстановка внутреннего склона внешнего шельфа наблюдается на северо-западном Салаире (г. Гурьевск, с. Новопестерево). Там вскрываются керлегешский (туфопесчаники, алевролиты, конгломераты, известняки с ругозами и брахиоподами) и сафоновский (известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники с остатками брахиопод и ругоз, туфы и эффузивы) горизонты (свиты).

Обстановка эпиконтинентального морского бассейна фиксируется в отложениях бейской свиты, представленной в районе озера Иткуль в Северной Минусе слоистыми светлыми известняками, известковистыми алевролитами и сланцами, содержащими брахиоподы, ругозы, табуляты, мшанки, остракоды, трилобиты, конодонты.

Появившиеся в последние годы палеомагнитные данные о размещении юго-западного края Сибирской плиты на рубеже раннего-среднего девана на 47 + 6° с.ш. [1] вступают в притиворечие с палеоклиматической интерпретацией приведенных палеонтологических, литологических и фациальных данных, свидетельствующих о положении Алтая, Салаира, Кузбасса, Кузнецкого Алатау и Минусы в пределах экваториальной и (или) тропической областей древних палеоширот [2, 3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 96-05-66071).

Литература

1. Диденко А.Н., Милеев В.С., Самыгин С.Г., Шкиггин А.А. Палеомагнитизм раннего девана на востоке Кузнецкого Алатау // Вести. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997.- № 5.- С. 23-31.

2. Елкин Е.А., Сенников Н.В. Глобальная корреляция геологических событий. Пункт 4. Основные результаты научно-исследовательских работ Объединенного института геологии, геофизики и минералогии за 1996 г. - Новосибирск:: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1996. - С. 7-10.

3. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. - № 7-8. - С. 118-143.

## АХТАРАНДИНСКАЯ СВИТА МАЛО-БОТУОБИНСКОГО РАЙОНА (ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

В.Е. Сивчиков[1], И.В. Будников[2]
[1]ЗСИЦентр, г. Новокузнецк
[2]СНИИГГМС, г. Новосибирск

Мало-Ботуобинский район расположен на восточном борту Тунгусской синеклизы, где за последние годы проведён значительный объём геологоразведочных работ в связи с поисками месторождений алмазов. Одним из ведущих методов поисков является изучение промежуточных коллекторов, приуроченных к верхнепалеозойским отложениям. Очевидно, что успехи поисков напрямую связаны с надёжностью и детальностью стратиграфических построений. Но несмотря на значительное количество ис-

следований в этой области до сих пор не удаётся создать приемлемую для большинства стратиграфическую схему. Анализ причин сложившегося положения не может быть уложен в рамки небольшой статьи, поэтому авторы ограничились разбором одного их дискуссионных моментов - объёмом и стратиграфическим положением ахтарандинской свиты.

Эта свита выделена А.И.Аверченко и А.Н.Толстых со стратотипом в приустьевой части р. Ахтаранды [2]. При её характеристике были допущены две ошибки. Первая из них бросается в глаза даже при поверхностном ознакомлении с материалом. Она заключается в том, что стратотип свиты выделен в одном месте, палеоботаническая остатки указаны из другого обнажения, а палиноспектры - из третьего места. Но это, скорее, методическая ошибка, позволившая в дальнейшем допускать разные трактовки и породившая неопределённость объёма стратона. Так делать нельзя - характеристика типового разреза должна быть как можно более полной и по возможности из одного пересечения. Но с фактологической стороны авторы схемы, скорее всего, были правы: обнажения 247 (стратотип) и 238 (сборы флоры) принадлежат одному уровню [2, стр. 15].

Вторая ошибка выявлена только после скрупулезного анализа всего доступного материала по взаимоотношениям анакитской и ахтарандинской свит и их палеоботанической характеристике. В составе ориктоценоза из обн. 238 по определениям Н.А. Шведова указаны *Koretrophyllites* sp. N 1, *Angaridium* aff. *ignotum* Neub., "*Noeggerathiopsis*" cf. *theodorii*, *Crassinervia* aff. *tunguskana* Schved., *Samaropsis* (*Bardocarpus*) ex gr. *depressa* (Schm.) Neub. По мнению автора определений, данное местонахождение относится к нижней перми (бургуклинский горизонт). Как обычно случается в спорных случаях, изображений этих форм, как и остатков из ахтарандинской свиты вообще, в работе А. Н. Толстых не приведено. Даже если принимать весь список Н.А. Шведова верным, всё равно, отнесение ахтарандинской свиты к "верхнему подотделу нижней перми" (верхнебургуклинскому подгоризонту в современном понимании) вызывает недоумение. Остатки представителей рода *Angaridium* в аналогах верхнебалахонских отложений чрезвычайно редки. И трудно найти причины, объясняющие более длительное существование этих растений именно в высоких палеоширотах. Скорее всего, форма, определённая как *Angaridium* aff. *ignotum* является какой - то нижнебалахонской, возможно даже *A. daldykanense* Gor.

Но почему появилась версия именно позднебургуклинского возраста ахтарандинской свиты ? Скорее всего потому, что в подстилающих стратотип свиты отложениях верхнеанакитской подсвиты была определена ассоциация нижнебургуклинского подгоризонта: " *Noeggerathiopsis*" *theodorii* и " *N.*" *tajmyrica* Schved. Вторая форма из данного местонахождения изображена А.Н. Толстых [2] на табл. XIV, фиг. 7 и 8. Даже при посредственной полиграфии удаётся рассмотреть, что это действительно представитель рода *Rufloria* (*Praerufloria*), к которому отнесён голотип "*N.*" *tajmyrica*. Но от типовых представителей этого вида данный экземпляр отличается большей густотой жилкования и почти полным отсутствием базального промежутка, ярко выраженного у голотипа *R. tajmyrica* [4, табл. XXV, фиг. 1 - 5]. Из известных представителей *Praerufloria*, изображённая форма ближе всего к *R. subangusta*.. Сочетание *R. theodorii* и *R. subangusta* при отсутствии других форм, безусловно, должно быть отнесено к комплексам мазуровского - алыкаевского горизонтов, и чаще всего встречается в последнем. Следовательно, возраст верхнеанакитской подсвиты должен быть принят позднекатским. Но из этого отнюдь не значит, что ахтарандинская свита относится к нижнебургуклинскому подгоризонту. Присутствие ангаридиума позволяет с очень большой вероятностью относить флористический комплекс свиты к верхам катского

горизонта, так же как и комплекс из верхнеанакитской подсвиты. В дальнейшей практике стратиграфы абстрагировались от ахтарандинской свиты как конкретного геологического тела и стали относить к нему отложения с комплексом бургуклинсгого горизонта. Ахтарандинская свита вместе с верхней подсвитой анакитской свиты Аверченко - Толстых вошла в состав выделенной С.Ф. Павловым и др. [1] ботуобинской свиты. Когда же стратотипом (правильно - неостратотипом) ахтарандинской свиты был выбран разрез по скважине 27 Дьюкунахской площади, стало очевидным сходство в палинокомплесах обеих свит. На возникшую несуразицу обратила внимание Т.А. Чёрная [3], верно подметив, что эти стратоны должны быть одновозрастными и синонимичными. Но её предположение верно лишь отчасти - ахтарандинская свита в объёме схемы Аверченко - Толстых соответствует только верхней половине ботуобинской свиты. Если признавать последнюю валидным стратоном, то название "ахтарандинская свита" должно быть упразднено. Но в любом случае, перенос этого названия на толщу осадков между ботуобинской и боруллойской свитами неправомерен. В этом интервале намечается возможность выделения двух самостоятельных геологических тел. Нижнее тело, охарактеризованное флористическим комплексом нижнебургуклинского подгоризонта, закартировано в районе как ахтарандинская свита. Верхнее тело с остатками, позволяющими сопоставлять его кемеровским горизонтом Кузбасса, пользуется локальным распространением из-за размыва в предборуллойское время. Эти тела должны быть выделены под собственными названиями с чётко обозначенным и комплексно охарактеризованными типовыми разрезами, что позволит избежать неоднозначности трактовки в последующих работах.

Литература

1. Позднепалеозойский литогенез на востоке Тунгусского бассейна // Павлов Ф.С., Кашик С.А., Мазилов В.Н. и др. // Новосибирск: Наука, 1982. - 102с.
2. Толстых А.Н. Позднепалеозойская флоры восточной части Тунгусской синеклизы. М.: Наука. - 124 с.
3. Чёрная Т.А. Некоторые вопросы биостратиграфии нижней перми востока Тунгусской синеклизы // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1991. - С. 109 - 118.
4. Шведов Н.А. Пермская флора Енисейско - Ленского края // Тр. НИИГА. 1961. - Т.103. - 151 с.

## О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ИГАРСКИЙ РАЙОН) В ТОММОТСКОМ ВЕКЕ РАННЕГО КЕМБРИЯ

Д.П. Сипин
Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

В течение тридцатилетней истории поиска решений проблемы нижней границы кембрия венд - кембрийские разрезы Игарского района сравнительно редко становились объектом исследования специалистов соответствующего профиля, чье внимание было сфокусировано прежде всего на разрезах юго-востока и севера Сибирской платформы. Основные данные по местной стратиграфии и палеонтологической характеристике венд - кембрийских отложений северо-западной части были получены в 60-х годах и в оригинальном виде изложены в публикациях [1, 4]. По мере расширения наших познаний о древнейших скелетных биотах (в первую очередь это касается мелкораковинной фауны: хиолитов, моллюсков, зоопроблематик) на остальной части Сибирской платформы с последующим применением новых данных для создания биостратигра-

фических схем и палеогеографических реконструкций, северо-запад постепенно становился неким белым пятном. Полученный в последние годы, в результате полевых исследований на естественных обнажениях, материал позволяет несколько изменить существующее положение.

В Игарском районе венд - кембрийский интервал представлен породами сухарихинской и краснопорожской свит, наиболее полные разрезы которых расположены в долинах рек Сухарихи и Кулюмбэ. Наши данные по разрезу р. Сухарихи существенно дополняют имевшиеся сведения о палеонтологической характеристике этого разреза и позволяют расчленить отложения сухарихинской и краснопорожской свит как минимум на 5 зональных подразделений, основанных на последовательной смене комплексов мелкораковинных окаменелостей: слои с Ladatheca annae, зоны Lapworthella tortuosa, L. bella, Rhombicorniculum insolutum, и слои с R. cancellatum, охватывающие интервал с низов томмотского яруса до низов ботомского. Древнейшие достоверные находки мелкораковинных окаменелостей в данном разреза приурочены к отметке 0,5 м ниже кровли сухарихинской свиты. Известное из ранних публикаций понижение этого уровня до 1,5 - 2 м от кровли [2, 3, 4] объясняется, вероятно, причленением к этой свите переходного слоя розовато-серых среднеплитчатых известняков мощностью до 1,5 м. Анализ состава фаунистических комплексов сухарихинского разреза говорит о несомненной близости их к таковым из Лено-Алданского района, хотя были отмечены и специфические, вероятно, эндемичные формы, однако, доля их весьма невелика. Этот факт, наряду с обилием в разрезе археоциат и присутствием археоциато-водорослевых биогермов, позволяет относить разрез р. Сухарихи к типу разрезов переходной фациальной области [5].

В разрезе р. Кулюмбэ в силу особенностей геологического строения участка обнажены только верхние 70 м сухарихинской свиты, однако детального изучения этого фрагмента кажется достаточно, чтобы говорить о существенных отличиях в строении двух рассматриваемых разрезов. В кулюмбинском разрезе свиты в значительной мере редуцируется доломитовая составляющая и возрастает глинистость, здесь обнаруживаются прослои красноцветных известняков, столь характерных для краснопорожской свиты, причем их первое появление зафиксировано в 50 м от кровли, а доля в разрезе составляет около 10%. Почти весь фрагмент сухарихинской свиты охарактеризован палеонтологическими остатками, среди которых не удалось обнаружить археоциат, а состав комплекса мелкораковинных окаменелостей чрезвычайно отличен от известных из разреза р. Сухарихи. Главной особенностью кулюмбинского комплекса является доминирующее присутствие проблематик группы анабаритид родов *Anabarites*, *Selindeochrea* и протоконодонтов *Fomitchella*. Подобная ассоциация органических остатков характерна для разрезов, так называемой, восточной фациальной области [5], т.е. для области распространения открыто морских отложений. При отсутствии археоциат в кулюмбинском разреза как сухарихинской, так и краснопорожской свит, только мелкораковинные окаменелости дают возможность надежной корреляции его с разрезом р. Сухарихи, что, в общем случае, справедливо для корреляции любых разрезов переходной и восточной фациальной областей. Следуя опубликованным данным [3, 5] установленной ассоциации окаменелостей приписывается раннетоммотский возраст, что, отчасти, подтверждается редкими находками общих форм (*Hyolithellus grandis* Miss., *Chancelloria* cf. *symmetrica* Vass.). Это позволяет приблизительно сопоставлять все 70 м сухарихинской свиты кулюмбинского разреза со слоями с Ladatheca annae и зоной Lapworthella tortuosa сухарихинского разреза, где мощность одновозрастных отложений составляет около 10 м.

Таким образом, в раннетоммотское время на территории Игарского района существовали два типа обстановок осадконакопления: открыто морские на севере и рифовых фаций на юге. Мелкораковинная фауна кажется единственной группой, позволяющей коррелировать эти разнофациальные разрезы.

Работа по данной теме выполняется при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (№ 9705-65-232).

Литература

1. Даценко В. А., Журавлева И. Т., Лазаренко Н. П. и др. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1968. - 213 с./Тр. НИИГА. - Т. 155.
2. Кембрий Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. - 134 с.
3. Миссаржевский В. В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М.: Недра, 1989. - 237 с./Тр. ГИН АН СССР. - Вып. 443.
4. Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В., Волкова Н. А. и др. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. - М.: Наука, 1969. - 380 с./Тр. ГИН АН СССР. - Вып. 206.
5. Хоментовский В. В., Карлова Г. А. Специфика экологии венд - кембрийских биот мелкораковинной фауны Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологические корреляции, 1994. - Том. 2. - С. 8-17.

## МАРТЮХИНСКАЯ И АМОГИНСКАЯ СВИТЫ ХРЕБТА АЗЫР-ТАЛ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

О.В. Сосновская
ГП «Краснярскгеолсъёмка», г. Красноярск

Мартюхинская свита выделена В.М. Ярошевичем в 1962 Стратотип описан на г. Мартюхина. Свита рассматривалась как толща известняково-доломитового состава, расположенная в стратиграфическом интервале между темными известняками верхней части биджинской свиты докембрия и известняками (карбонатный массив Крутого лога) или сланцевыми породами (кутеньбулукская свита в современном понимании нижней части фациально-изменчивой большеербинской свиты с фауной и водорослями нижнего кембрия. Позднее из состава мартюхинской свиты М.К. Винкман была выделена ее верхняя часть, сложенная темными известняками, кремнистыми и обломочными породами, получившая название сорнинской свиты [2].

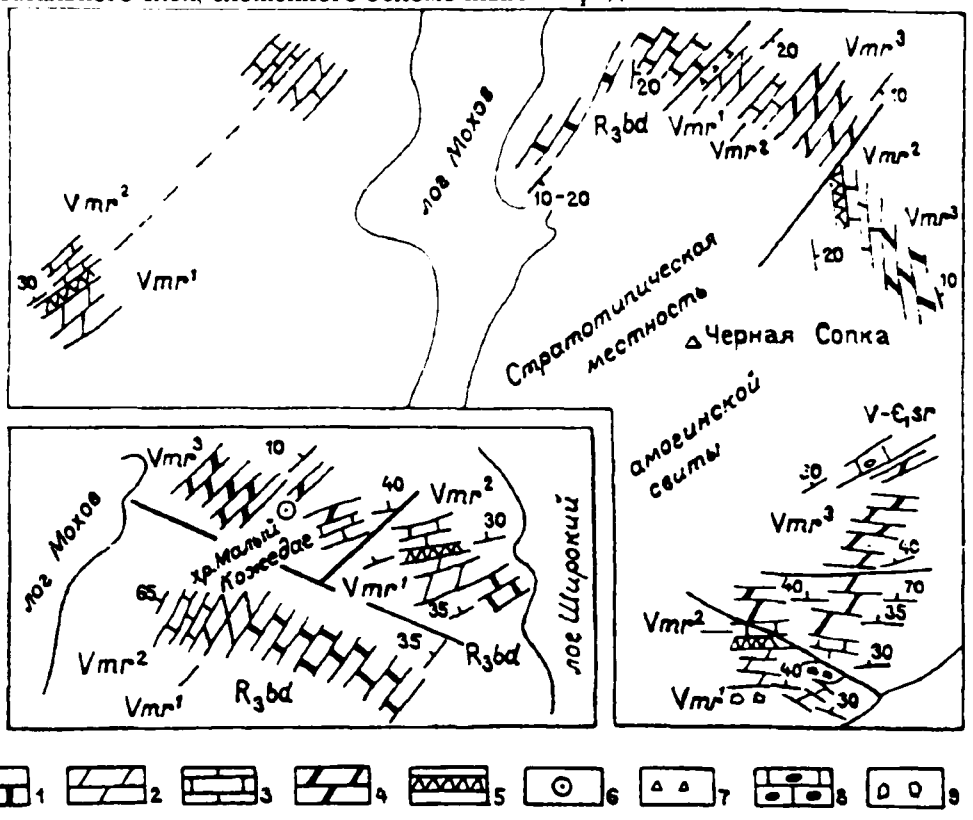
Границы мартюхинской свиты с подстилающими и перекрывающими свитами достаточно четкие и внешне согласные. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе светлых доломитов после мощной (более 500 м) м) монотонной верхней пачки темных известняков биджинской свиты. Есть сведения, что к этому уровню приурочены обломочные образования. Верхняя граница устанавливается по смене доломитов с кварцитами темными известняками сорнинской свиты. Н.М. Задорожной [1] увеличен объем свиты по сравнению с общепринятым за счет включения в ее состав первой (досланцевой) пачки сорнинской свиты.

Мартюхинская свита однообразна по всему хр. Азыр-Тал. Характерными ее особенностями являются преимущественно доломитовый состав, трехчленное строение, присутствие силицилитов в верхней части.

Первая, нижняя пачка (170 – I8O м) свиты представлена светлыми, реже темными, слоистыми или массивными доломитами и известковистыми доломитами с крустификационными узорами. Вторая пачка (80 - 100 м) сложена темно-серыми слоистыми плитчатыми (до листоватых) известняками с нечастыми прослоями доломитовых пород. В известняках обычны послойные мелкие белые вкрапления карбонатного (доломитового ?) состава. На границе первой и второй пачек отмечается горизонт своеобразных косоволни-

стослоистых черных доломитов. В составе третьей, верхней, пачки (400 м) присутствуют доломиты, похожие на доломиты первой пачки и кремнистые породы. Для нее характерен горизонт кварцитов с онколитами.

Амогинская свита выделена А.Б. Гинцингером и др. в окрестностях гор Амога и Черная Сопка взамен ранее картируемой здесь мартюхинской свиты. В одном из вариантов [3] амогинская свита представляется авторам как толща известняково-доломитового состава, залегающая несогласно на отложениях биджинской, мартюхинской и сорнинской свит и перекрытая также несогласно кутеньбулукской свитой. От мартюхинской она отличается более светлой окраской пород, пологими углами залегания и наличием в основании базального слоя, сложенного обломочными породами.




1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рисунок

1-биджинская свита ($R_3$l bd): известняки; 2-7-мартюхинская свита (Vmr): 2-первая пачка ($Vmr^1$)-доломиты, 3-вторая пачка ($Vmr^2$)-известняки. 4-третья пачка ($Vmr^3$)- доломиты и кварциты, 5-горизонт косоволнистослоистых доломитов, 6 -местонахождения онколитового горизонта, 7-конглобрекчии; 8-сорнинская свита (V- $C_1$sr): первая пачка - известняки с кремнистыми конкрециями; 9-карстовые брекчии; 10-тектонические нарушения.

Для решения вопроса о самостоятельности нового подразделения тематическим отрядом Стратиграфической партии посещен стратотип свиты.

Выполненные исследования привели к следующим выводам:

1. Амогинская свита залегает на темных известняках верхней части биджинской свиты и перекрывается, что устанавливается в центральной части Амогин ской синклинали, темно-серыми известняками с крупными кремнистыми конкрециями зонального строения. Такие породы являются характерными для первой пачки сорнинской свиты и повсеместно перекрывают мартюхинскую свиту.

2. Амогинская свита имеет трехчленное строение: первая (нижняя) пачка - доломиты, вторая пачка - темные плитчатые известняки, часто с послойными мелкими карбонатными включениями белого цвета, а в верхней части - с прослоями доломитов, третья

пачка - доломиты и кварциты.

3. В разрезе амогинской свиты фиксируются два маркирующих горизонта: ниже второй пачки - косоволнистослоистые доломиты и в третьей пачке - кварциты с онколитами.

4. Углы падения амогинской свиты не отличимы от таковых в мартюхинской свите. В окрестностях г. Амога они составляют 10 – $40^0$, редко 50 –$60^0$. В мартюхинской свите, в окрестностях пади Кутень-Булук и лога Мохова, интервал их колебаний составляет также 10-$40^0$ и редко встречаются более крутые углы.

Таким образом, полученные данные о строении, составе, стратиграфическом положении и характере залегания амогинской свиты свидетельствуют однозначно, что в ее стратотипической местности обнажена мартюхинская свита. На рисунке ниже приведены фрагменты разрезов мартюхинской свиты по логу Мохову, а также в стратотипе амогинской свиты.

Литература

1. Задорожная Н.М. О находке медузы в верхнем докембрии Алтае-Саянской складчатой области/ Доклады АН СССР. 1985. – Том 281. - № 2. - С.423-425.

2. Гинцингер А.Б., Винкман М.К., Асташкин ВА. и др. Разрезы докембрия и нижнего палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области/ Красноярск: Красноярское изд-во, 1969. - 217с.

3. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Ч.1. - Новосибирск, 1983. - 215с.

## ОБСТАНОВКИ БИОЛИТОГЕНЕЗА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

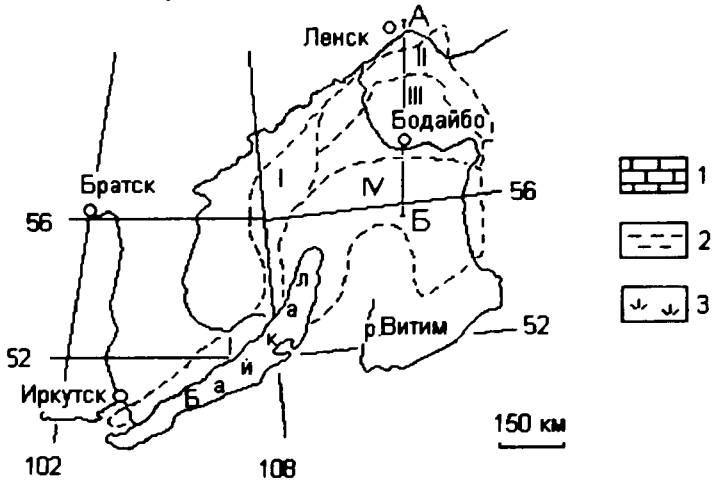
А.М. Станевич, В.К. Немеров
ВостСибНИИГГиМС, г. Иркутск

Наиболее полные и хорошо изученные разрезы отложений позднего докембрия Байкальской горной области (БГО, рис.) обнажаются во внешних, приплатформенных, Прибайкальском и Патомском районах. Здесь выделены региональные горизонты [2,5], последовательность которых отражает три этапа тектонического развития территории: медвежевско-баллаганахский, дальнетайгинско-жуинский и юдомский. Результаты геолого-съёмочных работ, микрофитологических и литогеохимических исследований позволили протрассировать эти уровни во внутренние, Бодайбинский и Байкало-Муйский районы [7].

Закономерности изменения литогеохимических параметров установлены по всему временному срезу толщ Прибайкальского, Патомского и Бодайбинского районов [3]. С ростом химической зрелости отложений от баллаганахского до жуинского горизонта отчётливо согласуется усиление их биофильной специализации. Вверх по разрезам этого интервала увеличиваются концентрации $C_{орг}$, Mo, V, U, и Sr. Содержания U, V, Mo характеризуются высокой корреляцией с $C_{орг}$ в сланцах. Распределение U и Sr хорошо увязываются с количеством биогенных известняков в разрезах. Доминировавший на ранних этапах терригенный тип седиментогенеза постепенно сменялся хемобиогенным. По геохимическим данным уровень максимального развития биолитов приурочен к жуинскому горизонту (качергатская, ченчинская, аунакитская, вачская свиты). Региональные геохимические параметры залегающих выше отложений юдомского горизонта во всех трёх районах фиксируют подавленность биогенеза и доминирующую роль терригенной седиментации на этом этапе. По микрофитологическим данным указанная тенденция отражается только изменением морфологии акритарх подгруппы Implethomorphitae (Jank. et Mikh.) Stan, 1997

[6] и появлением новых органогенных структур в фитолитах. Но наибольшие трансформации форм микрофоссилий наблюдаются в верхней половине дальнетайгинского горизонта (валюхтинская, улунтуйская свиты), что, вероятно, связано с развитием аэрального вулканизма на юге региона.

Интерпретация изменений палеообстановок биолитогенеза по площади каждого временного среза определяется анализом геологической информации, литогеохимических и микрофитологических данных из биогенных отложений. Последние представлены мелководными фитолитовыми карбонатами эпипелагиали и углеродсодержащими алевропелитами (сланцами) разнообразных зон от эпи- до батипелагиали. Северные груботерригенные фации баллаганахского горизонта отражают эпиконтинентальную седиментацию, с развитием в заключительную стадию мелководных фитолитовых карбонатов (см. рис.).



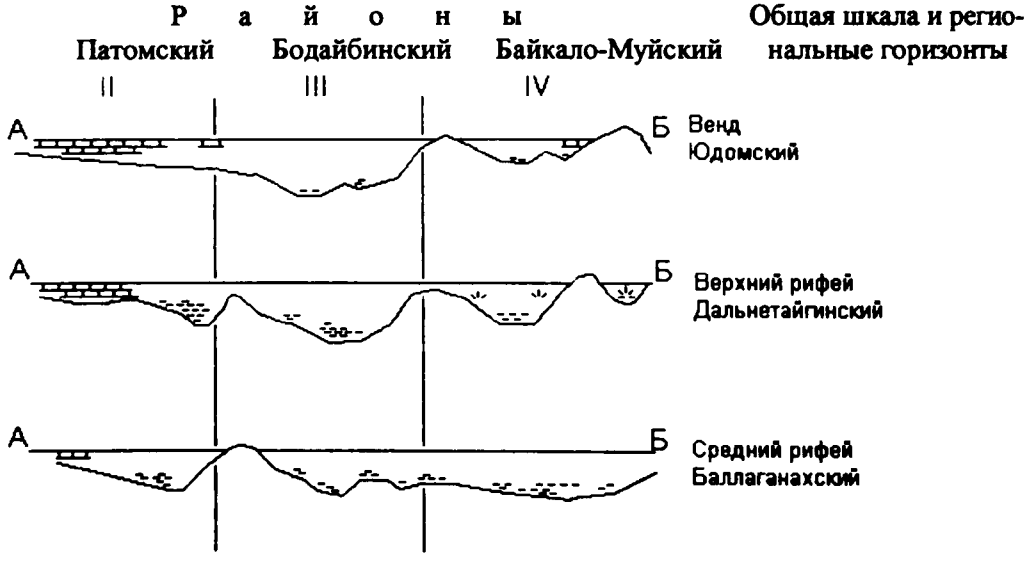




Рис. Схема расположения районов распространения отложений позднего докембрия Байкальской горной области. Обобщённые модели рельефа дна палеобассейнов по временным срезам.

I-IV - районы (I-Прибайкальский район); 1 - хемобиогенные карбонаты; 2 - углеродистые алевропелиты с остатками бактериоценозов; 3 - продукты вулканизма.

Песчано-алевропелитовые турбидиты формировались южнее (Бодайбинский район) в зонах мезобатипелагиали с вероятными глубинами 0,5-2 км [4]. В более удалённых от берега условиях (Байкало-Муйский район) шло накопление мощной тонкотерригенно-известковой толщи (даннинская - усть-уряхская свиты). Поведение $C_{орг}$ и S предполагает уменьшение массы бактериоценозов, как при приближении к мелководным зонам шельфа, так и при обмелении центральной части баллаганахского прогиба. Относительно глубоководное положение черносланцевых отложений подтверждается присутствием в них однотипных ассоциаций форм с "сульфатредуцирующей" структурой "Bavlinella" [8].

В дальнетайгинско-жуинский период в Байкало-Муйском районе происходил процесс развития сложной системы островных дуг. Осадочные толщи северных районов в дальнетайгинское время формировались на разнорасчленённом шельфе активной окраины и, вероятно, были частично разделены между собой островными поднятиями (см. рис.). На мелководных участках шельфа накапливались песчано-алевритовые отложения и хемобиогенные карбонаты. В более глубоких зонах шельфа и в области континентального склона формировались мощные флишоидные толщи терригенных, иногда слабоизвестковистых, углеродистых осадков (валюхтинская, хомолхинская и др. свиты). Рельефно изолированные от северных зон бассейна, аэральные вулканические аппараты Байкало-Муйского района оказывали существенное влияние на геохимические особенности седиментации и состав биоценозов в дальнетайгинское время (валюхтинская свита) [3].

При движении с севера на юг, от эпипелагиали к батипелагиали в сланцах увеличивается содержание $C_{орг}$ и связанных с ними концентраций V и U, а также S. Это подтверждает большую роль темнового биолитогенеза, интенсивность процессов сульфатредукции и, вероятно, застойные условия участков дна. В глубоководной, турбидитно образованной толще мы видим разнообразие мелких форм темновых серных (?) и др. бактерий и практическое отсутствие форм акритарх из подгруппы Oblisomorphitae Stan., 1997 [6]. В биогермных образованиях эпипелагиальной зоны известны остатки фототрофных цианофитов [1,9]. В средней между последними, эпимезопелагиальной зоне, встречаются как планктонные, так и бентосные представители эубактерий (подгруппа Implethomorphitae), а также аллохтонные остатки фототрофных бурых (?) и других водорослей (баракунская свита [8]). Благоприятные условия мелководного залива (уринская свита) фиксируют сложнопостроенные планктонные (акантоморфные) водоросли [10]. Разнообразие форм из осадочно-вулканогенных отложений Байкало-Муйского района (якорная, шумнинская, усть-келянская свиты [8]), видимо, определяется влиянием туфогенной примеси в осадках.

В начале юдомского времени на юге территории возник ряд поднятий широтного простирания, разделяющих трогообразные прогибы, которые заполнялись кластогенным, полимиктово-грауваковым материалом (догалдынская, анангрская, ушаковская и др. свиты). В приплатформенной части Патомского района формируются мелководные отложения песчано-кварцевого и доломитового составов (жербинская свита). Вторая половина юдомия в разных районах БГО определяется схожим типом мелководного известково-терригенного трансгрессивного накопления в остаточных бассейнах и постепенным нивелированием рельефа. Отложения основания юдомского горизонта характеризуются низкими значениями $C_{орг}$ и V, U, Sr. Алевропелиты шельфовых образований горизонта практически во всех районах БГО содержат ассоциацию акритарх из подгруппы Implethomorphitae (4 комплекс [8]). Большинство из них предварительно рассматривается как остатки темновых и фототрофных бактериоценозов, формы которых приобретали "сульфатредуцирующие" признаки (Bavlinella) при захоронении (обитании ?) в придонных илах. Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант 97-05-65922.

Литература

1. Головёнок В.К., Белова М.Ю. Находки обручевелл в рифее Патомского нагорья и в венде Южного Казахстана // Докл. АН СССР, 1983. - Т.272. - № 6. - С.1462-1465.

2. Дольник Т.А., Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. и др. Схема стратиграфии отложений верхнего докембрия складчатого обрамления юга Восточной Сибири // Стратиграфическое и палеонтологическое обоснование легенд для геологического картирования в масштабе 1:50 000 в восточной Сибири. - Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1987. - С.93-99.
3. Немеров В.К. Геохимические черты эволюции условий накопления позднедокембрийских толщ Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР, 1988. - Т.298. - № 6. - С.1446-1449.
4. Обстановки осадконакопления и фации: в 2-х Т.- Т.2: Пер. с англ./ Под ред. Х.Рединга. - М.: Мир, 1990. - 384 с.
5. Решения Всесоюзного Стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири. (Верхний протерозой и нижний палеозой). - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. - 215 с.
6. Станевич А.М. Морфобиологический аспект эволюции осадконакопления в позднем докембрии Байкальской горной области // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. - Екатеринбург: УрО РАН, 1997. - С.212-217.
7. Станевич А.М., Немеров В.К. Корреляция осадочно-вулканогенных образований позднего докембрия Байкало-Патомской горной области по микрофитологическим и геохимическим данным // Геология и геофизика, 1993. -Т.34. - № 3. - С.56-63.
8. Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. - М.: Недра, 1992. - 158 с.
9. Шопф Дж., Дольник Т.А., Крылов И.Н., Мендельсон С.В., Назаров Б.Б., Нюберг А.В., Советов Ю.К, Якшин М.С. Микрофоссилии в строматолитовых породах докембрия СССР // Палеонтология докембрия и раннего кембрия. - Л.: Наука, 1979. - С.104-108.
10. Якшин М.С., Файзуллин М.Ш. Этапность эволюции микрофоссилий и фитолитов как палеонтологическая основа событий стратиграфии позднего докембрия.// Геология и геофизика, 1997. - Т.38. - № 12. - С.1885-1893.

## МИКРОФОССИЛИИ В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВНУТРЕННИХ РАЙОНОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ)

Т.Ф. Субицкая, Е.Л. Дробкова
ВостСибНИИГГиМС, г.Иркутск

Согласно решениям Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания (г. Новосибирск, 1986) к рифею в Ангарском районе отнесены карбонатные отложения седановской (Ковинская зона) и терригенные - олхинской, тулунской, тыптинской (Верхнеангарская, Ийско-Удинская, Бельско-Жигалов- ская зоны) свит. Условно к верхнему рифею отнесены также [10] отложения кутурминской свиты Ковинской зоны Ангарского района, отложения чекурдахской, алексеевской, торгинской свит Березовской зоны Предпатомско-Вилюйского района, низы талаканской свиты Нюйской зоны вышеназванного района и Пеледуйской зоны Сюгджеро-Непского района (рис. 1).

Как указано выше, отложения седановской свиты относятся к рифейским образованиям, что подтверждают и результаты палеонтологических исследований кернового материала из Ковинской скв.1 (инт.4948-5055 м). Свита сложена доломитами с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. В доломитах Ковинской скв.1 в интервале 4966,7-5003,8 м нами определены микрофитолиты Asterosphaeroides humilis, A.cf.floriformis, A.ligibilis, Radiosus cf. aculeatus, R.limpidus, R.cf.stirpitus, R.elongatus, R. cf. incertus, Vermiculites ct. anfractus и формы гр. Glebosites, Nubecularites, Vesicularites, характерные для отложений верхнерифейского возраста [8]. Акритархи в седановской свите не выявлены.

Рифейскими образованиями, в которых зафиксированы характерные для данного возраста акритархи, являются отложения нерюндинской свиты, вскрытые Катской скважиной 261 (Катангская зона). Нерюндинская свита выделена в интервале 3232-3286 м и представлена доломитами, аргиллитами и известняками. В терригенных разностях пород

выявлен своеобразный комплекс акритарх не очень разнообразный по таксономическому составу (2 рода,7 видов), но богатый в количественном отношении. Доминируют акритархи р. Satka - S. elongata, S. undosa, S. granulosa, S. favosa, S. squamifera. В меньшем количестве зафиксированы акритархи р. Leiosphaeridia - толстостенные L. crassa (типа кильдинелл) и единичные L. ternana. В карбонатах Е.Л. Дробковой определены микрофитолиты гр. Radiosus. В пределах Иркутской области вышеуказанный комплекс является единственной находкой. Подобный комплекс был установлен В.В. Пятилетовым в верхнерифейских отложениях Ванаварской скв.1, расположенной на востоке Красноярского края [7]. Акритархи р. Satka этим же исследователем обнаружены в чуктуконской, териновской и брусской свитах Чадобецкого поднятия (Красноярский край), возраст которых определяется как верхнерифейский. Кроме того, представители этого рода характерны для отложений среднего и верхнего рифея Южного Урала.Приуралья и Кольского полуострова [5].

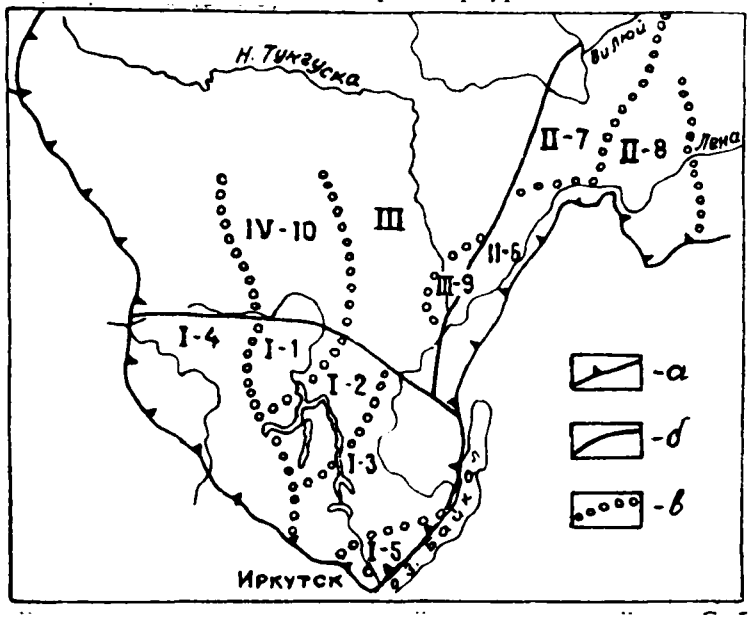



Рис. 1. Схема районирования верхнепротерозойских отложений юга Сибирской платформы.

Границы: а - платформы, б - фациальных районов, в - фациальных зон. 1 - Ангарский район (1 - Ковинская, 2 - Братская, 3 - Бельско-Жигаловская, 4 - Ийско-Удинская, 5 - Верхнеангарская зоны); II - Предпатомско-Вилюйский район (6 - Нюйская, 7 - Вилючанско-Ыгыаттинская, 8 - Березовская зоны), III - Сюгджеро-Непский район (9 - Пеледуйская зона); IV - Турухано-Катангский район (10 - Катангская зона).

По поводу возрастной принадлежности олхинской свиты существует несколько точек зрения. По мнению одних геологов олхинская свита и ее аналоги относятся к рифею [В.В. Хоментовский, В.Ю. Шенфиль, М.С. Якшин, 9]. Другие исследователи, (С.Л. Арутюнов, З.Х. Файзулина, Л.Ф. Тыщенко и др.) коррелируют эти отложения с образованиями непской свиты Прибайкало-Непского района, в которой зафиксированы находки акритарх р. Baltisphaeridium, Skiagia, Comasphaeridium и др., характерные для кембрийских отложений Восточноевропейской платформы.

Поскольку возраст олхинской свиты, впервые выделенной в обнажениях Иркутского Присаянья, а затем и в глубоких скважинах Верхнеангарской зоны (Иркутские скв. 1, 3; Космические скв. 1, 2; Ангарская скв. 130 ) и др. является спорным, позднее В.Н.Воробьевым, А.Г. Журавлевым, З.Х.Файзулиной, Е.Л.Дробковой, Т.Ф.Субицкой и др. ("Обосновать и разработать детальные стратиграфические схемы позднего докембрия и кембрия нефтегазоносных областей юга Сибирской платформы по материалам глубокого бурения" ВостСибНИИГГиМС, 1994г.) предложено олхинскую свиту глубоких скважин

переименовать в кайскую.

Нижнекайская подсвита представлена аргиллитами с редкими прослоями алевролитов, песчаников, реже известняков. Породы серые, темно-серые до черных. Аргиллиты и алевролиты углистые, сланцевые. Песчаники полевошпатово-кварцевые, с глинистым и кремнистым цементом. В низах подсвиты прослеживается пласт мергелей, а в кровле - пласт известняков. В отложениях подсвиты выявлены многочисленные акритархи р.р. Octaedryxium, Pterospermopsimorpha, в меньшем количестве - Simia, Bavlinella и другие формы вертикального распространения, а также единичные акритархи Micrhystridium и Granomarginata. В алевролитах Кук-Юртовской скважины, пробуренной в Прибайкалье, в 37м. от подошвы олхинской свиты В.С. Галимовой обнаружены остатки мягкотелых организмов - следы аннелид Helminthoidichnites spilalis и отпечаток условно отнесенный к Chuaria или Fermata. По заключению Б.С. Соколова эти образования имеют органическое происхождение и их появление на других континентах известно с верхнего докембрия. Достоверных находок мягкотелых в рифее не фиксируется [2].

В пачке известняков нижнекайской подсвиты, вскрытых Иркутской скважиной 1 (гл. 2022 м.) при просмотре образцов под люминесцентным микроскопом В.И. Городничевым и Е.Л. Дробковой обнаружены трубчатые образования, отнесенные к роду Obruchevella Reitl. - O. olchinica Gorod. et. Drob., O. ditissima Schip. et. Jak, У первой - наружный диаметр 180 - 200 мкм, диаметр трубки 22 мкм, толщина стенок 0.065 мкм, у O. ditissima Schip. et. Jak. - диаметр трубки 25 мкм, толщина стенок - 2 мкм, что заведомо больше, чем у верхнерифейских форм O. blandita из свиты Серого ключа (соответственно 20; 22; 0.5 мкм). По самым современным исследованиям [3] "гигантизм" спиралевидных форм р. Obruchevella служит надежным индикатором вендского возраста. Подобные находки (больших размеров) установлены в вендских сланцах бутонской свиты Среднего Урала, в аргиллитах паршинской толщи вендского возраста Предпатомской части Сибирской платформы [3].

Верхнекайская подсвета представлена аргиллитами с прослоями доломитов и песчаников. Породы серые, светло- и темно-серые, зеленовато-серые. В нижней части подсвиты выделяется боханский продуктивный горизонт, сложенный песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Здесь, на фоне транзитных форм, появляется масса акритарх не типичных для нижних слоев - это Sibiriella prima, Bailikania diligena, Pylvinosphaeridium sibiricum; увеличивается количество акритарх р. Micrhy stridium. Массовое появление новых родов акритарх также хорошо отмечается на границе нижне- и верхненепской подсвит Сюгджеро-Непского района и в их аналогах Предпатомско-Вилюйского района. Поэтому кайскую свиту целесообразнее коррелировать с непской свитой венда. На основании находок мягкотелых организмов, гигантских обручевелл, корреляции кайской свиты с непской, возраст кайской свиты считаем вендским.

Отложения кутурминской, тулунской и тыптинской свит (которые в вышеназванной работе В.Н.Воробьева, А.Г.Журавлева, З.Х.Файзулиной и др. переименованы в ковыктинскую) по комплексу геолого-геофизических и пале-онтологических данных также коррелируются с непской свитой и содержат II и две вариации III-го комплекса микрофоссилий, в отличие от рифейского (ченчинского) комплекса микрофитолитов, выявленного в седановской свите.

В Якутии к рифейским отложениям в работе [10] отнесены низы талаканской свиты и нижняя часть Усть-Бирюкского разреза. Ниже талаканской свиты в Нюйской зоне Паршинской скв. 1 вскрыта толща (инт. 2452-2560 м), представленная разногалечными конгломератами, сцементированными песчаниково-алевролитовой массой. Органических остатков в ней не обнаружено. По литологии некоторые исследователи считают ее аналогом балаганахской серии патомского комплекса [6].

Талаканская свита в пределах Пеледуйской зоны залегает на кристаллическом фундаменте, в Нюйской трансгрессивно (?) перекрывает конгломератовую толщу [6]. Она

отличается значительным разнообразием строения. Так, скв. 803 вскрыт разрез, сложенный песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Цвет пород варьирует от серого до зеленовато-бурого. Разрез, вскрытый скв. 804, представляет собой однообразную толщу песчаников светло-серого и серого с розовым, сиреневым, реже зеленоватым оттенками, преимущественно полевошпатово-кварцевого состава. В пределах Нюйской зоны - это пестроокрашенные карбонатно-терригенные породы, расчлененные на две подсвиты. В нижней (мощность 0-90 м) органические остатки не обнаружены. В верхнеталаканской подсвите (мощность О – 165 м) в скв. 824 выявлены акритархи Leiosphaeridia разнообразного видового состава, сферические формы с внутренними телами (ядрами) и нитчатые водоросли рода Eomycetopsis (2 вида). Кроме того в отложениях Талаканской скв. 827 отмечается строматолитовая структура. В Паршинской скв.1 в нижней части разреза зафиксированы единичные крупные толстостенные акритархи Leiosphaeridia laminarita и нитчатые водоросли рода Eomycetopsis; в алевролитах - Leiosphaeridia laminarita, L-minutissima, Chuaria circulariris, Octoedryxium truncatum, Micrhystridium sp., Leiominuscula minuta и много нитчатых водорослей р.р. Eomycetopsis sp.,Taenitrichoides sp., Botuobia sp. В интервале 2108-2114 м. П.Н. Колосов определил микрофитолиты Nubecularites uniformis Z. Zhur., Glebosites cf. gentilis Z. Zhur.

Также с долей условности к рифею отнесены [10] отложения карбонатной, терригенно-карбонатной пачек, а также алексеевской, чекурдахской и торгинской свит, выделенных в нижней части Усть-Бирюкского разреза (скв.1,2) Березовской зоны. Карбонатная и терригенно-карбонатная пачки вскрыты лишь Усть-Бирюкской скв. 2 (интервал 3553-3697). Отбор керна очень мал. Из органических остатков в верхней части выявлены единичные акритархи гр. Minuscula и сечения форм неопределенной систематической принадлежности.

Чекурдахская свита сложена терригенно-карбонатными породами, мощностью 130м. В нижней, песчано-алевритовой пачке исследован один образец, который органических остатков не содержит. В верхней пачке, сложенной чередованием известняков, известняковых аргиллитов и песчаников, при просмотре шлифов выявлены единичные микрофитолиты Vesicularites sp., и водоросли Panomninella floribunda Kolos.

Алексеевская свита представлена доломитами и известняками. Известняки серые с коричневатым оттенком, окремненные слабоглинистые, массивные с включением ангидритов. Мощность 275-308 м. В глинистых доломитах нижней части разреза В.А. Рудавской выявлены акритархи р.р. Stictosphaeridium, мелкие формы с внутренними телами (ядром) и Leiosphaeridia [1]. Микрофитолиты представлены в основном пузырчатыми формами Vesicularites.sp., V. at. vapolensis, V. aff. subinensis, V. cf. flexuosus, V. aff. compostus, единичными радиально-лучистыми - Asterospha oroides humilis, Radiosus badius,отмечается строматолитовая структура. Выше приведенные формы гр.Vesicularites характерны для среднерифейского - вендского возрастов, а единичные радиально-лучистые - для верхнерифейского. В интервале 3215-3556 м этой же скважине, соответствующем алексеевской и чекурдахской свитам, П.Н. Колосовым обнаружены микрофитолиты Nubecularites sp., Vesicularites sp., V. ex. gr. vapolensis, V. compositus, V. flexuosus, V. raabenae, Clebosites sp., Oleckmia sp., которые он сопоставил с комплексом дикимдинской и токинской свит [1]. По поводу возраста названных свит также нет однозначного мнения. Одни считают его среднерифейским, другие юдомским [11]. Согласно «Решениям ...» [9], возраст их определен как верхнерифейский.

Торгинская (бирюкская) толща представлена карбонатно-терригенной, карбонатно-глинистой и глинисто-карбонатной пачками. Мощность 170-336 м. В мергелях нижней пачки выявлены Octoedryxium, Pterospermopsimorpha, Leiosphaeridia, Podolina. В.А. Рудавской в аргиллитах зафиксированы разнообразные лейосферидии крупных и средних размеров [1]. В известняках и доломитах найдено небольшое количество микрофитолитов Vesicularites sp., V. bothrydioformis, Nubecularites sp., Asterosphaeroides sp - Radiosus sp. и

неопределимые измененные желваки. В мергелях средней пачки выявлены лишь единичные Pterospermopsimorpha sp. и трихомы водорослей. Третья пачка керном не охарактеризована.

Выявленный в выше рассмотренных Якутских разрезах комплекс акритарх, в большей степени сходен со вторым комплексом акритарх вендского возраста.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что достоверно рифейскими по комплексу акритарх являются отложения нерюндинской свиты Катангской зоны и по ченчинскому комплексу микрофитолитов - образования седановской свиты Ковинской зоны.

В работе использованы материалы З.Х. Файзулиной, В.В. Граусман, П.Н. Колосова.

Литература

1. Авдеева В.И., Колосов П.Н., Рудавская В.А. и др. К строению докембрийских отложений Усть-Бирюкской структуры. //Якутск, БНТИ АН СССР, 1980. - С.7-10.
2. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование// Вендская система. - М.: Наука, 1975.- Т. 11. - С. 208.
3. Головенок В.К., Белова М.Ю. Микрофоссилии в биостратиграфии докембрия: методические вопросы изучения и практического использования // Региональная геология и металлогения, 1995. - N 4. - С. 63-75.
4. Журавлева В.И. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение// Тр. ГИН АН СССР, 1964. - Вып. 114. - 74 с.
5. Микрофоссилии верхнего докембрия Сибирской платформы. / Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н. и др.. - Л.: Наука, 1989. - С. 50 - 52.
6. Новые данные о возрасте верхнего докембрия юго-западной части Предпатомского краевого прогиба. / Жерновский В.П., Колотущенко Л.Д., Ситников В.С., Тюрин В.К..Юхмина В.М. //Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. -Новосибирск, 1985. - С. 36 - 44.
7. Пятилетов В.Г. "Микрофоссилии из позднекембрийских отложений, вскрытых Ванаварской скважиной ( западная часть Сибирской платформы) // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия запада Сибирской пламформы и ее складчатого обрамления. - Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1980.- С.56 - 71.
8. Решения и рекомендации Всесоюзного коллоквиума по микрофитолитам опорных разрезов верхнего докембрия Средней Сибири. - Иркутск: ИПИ, 1979. - 58с.
9. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Верхний протерозой и нижний палеозой).- Новосибирск: ИГиГСО АН СССР, 1985.- С.7.
10. Решения четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. - Новосибирск: МСК СССР, 1989. - С.8-33.
11. Шенфиль В.Ю. Строматолиты юдомского комплекса Сибири // Аналоги вендского комплекса в Сибири. - М.: Наука, 1975. - С. 123 - 131.

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТРАТИГРАФИЯ - ПУТЬ ВЫХОДА ИЗ ТУПИКОВ ТРАДИЦИЙ (ПО МАТЕРИАЛАМ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

С.С. Сухов
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Разработки в области региональной стратиграфии не зря именуются в геологическом обиходе стратиграфической основой. В первую очередь на них, суммированных в виде стратиграфических схем и легенд, опирается вся конструкция тектонических и палеогеографических построений, геологического картирования, прогноза и поиска осадочных полезных ископаемых и многое др. Вполне понятна цена принижения их значимости, застоя в этих исследованиях и наличия в них ошибок.

За последние два десятилетия во всем мире в стратиграфии произошли огромные изменения, - как в теории, так и в практическом ее применении. Из инструмента, главным образом, относительной хронофиксации, она превратилась в эффективный аналитический

метод изучения осадочных бассейнов. Эти перемены обязаны, прежде всего, лавинообразно нарастающему объему данных о структуре слоев в глубь от поверхности земли, а также интеграции разных методов (геофизического, геохимического, палеонтологического и др.) и появлению ряда новых направлений и методов в исследованиях (таких как сейсмо-, сиквенс-, бассейновая, событийная и др. стратиграфии).

Главное, что произошло в этот период в сознании многих геологов (и быстро нашло практическое приложение), - это переход от "блинно-стратиграфического" мышления к объемно-генетическому. Стало очевидным, что наиболее типичная форма стратонов - не идеализированный пласт с субпараллельными границами, а линза; что их формирование обычно дискретно и в пространстве, и во времени; что традиционные представления о возможности преобразования нормально пластующегося геологического профильного разреза в геологическую колонку и однозначной связи отношений ниже/выше и раньше/позже - в значительной мере абстракции, имеющие ряд ограничений. Недоучет последних приводит к искажению реальных взаимоотношений стратонов и последовательности геологических событий. Выявилась невозможность отобразить многие существенные черты пространственно-временных соотношений стратиграфических подразделений в рамках традиционных стратиграфических схем, считающихся главной целью и основным итогом, квинтэссенцией региональных стратиграфических исследований. Причина этого - в принципах их построения: в отсутствии мощностного параметра, в латеральной дискретности, в абстрагировании от реальных форм тел и от осадочных процессов, в исключительной, чрезмерной значимости биостратиграфических построений и умалении литостратиграфических данных. Вещественный состав в этих схемах - лишь формальное заполнение пространства клетки, ограниченной возрастными и региональными границами.

Эти проблемы сегодняшней стратиграфии отчетливо вырисовываются из анализа схем кембрия Сибирской платформы и имеющихся материалов бурения и естественных обнажений. Один из примеров - среднекембрийские отложения северного склона Алданской антеклизы (стратотипической местности принятых в России ярусов нижнего и среднего кембрия). Вдоль р. Лены на протяжении многих десятков километров в практически непрерывном береговом обнажении с пологим моноклинальным залеганием слоев с З на В карбонатно-обломочная рифогенная еланская свита ($C_{1-2}$) наращивается разнослоисто-обломочной кычикской свитой ($C_2$am), а она - мощной карбонатно-глинистой флишоидной усть-ботомской свитой ($C_2$m). Именно такая последовательность, со сменой мелководно-шельфовых образований открыто-бассейновыми отображается (следуя принципу - моложе, по палеонтологическим данным, - значит выше и в естественном разрезе, и в стратиграфической схеме) в утвержденной МСК схеме и считается эталонной. В то же время, ни в одной скважине этого района и севера платформы рифовые образования вверх не сменяются открыто-морскими. Наоборот, почти повсеместно на них лежат континентальные и прибрежно-сабховые красноцветные отложения. Отсюда обычны заключения о наличии в майском веке дифференцированных тектонических движений. Причина же такого недоразумения в практической невозможности отразить в традиционных схемах резко проградирующих толщ, особенно образований окраин карбонатных платформ, в недопонимании исследователями того, что хронологическая (вертикальная в схеме) последовательность по сути представляет собой последовательность горизонтальную в пространстве (прилегания со стороны открытого бассейна).

Решение подобных проблем видится в более широкой трактовке стратиграфии и генетическом подходе в ней, в стремлении исследователей дать ответ не только на вопросы "в какой последовательности" и "когда", но и на другие, прежде всего, "как" и "почему". В этом отношении представляется, что бурно развивающееся сиквенс - стратиграфическое направление - это важнейшая часть генетической стратиграфии.

Для более реального отражения всего многообразия слоистой структуры осадочных толщ и соотношений стратонов, для выяснения истинных причин распределения и

смен органических комплексов рядом с традиционными местными и региональными стратиграфическими схемами в числе основных графических отображений обязательное место должны занять и двумерные палеогеологические и фациально-стратиграфические разрезы и модели (в т.ч. сиквенс-стратиграфические). Только на такой стратиграфической основе возможны успешные реконструкции осадочных бассейнов и поиски ископаемых. При таком подходе, в частности, рифы будут восприниматься исследователями не как загадочный, крайне осложняющий интерпретацию данных и нежелательный (в т. ч. и для стратиграфов, и для тектонистов, и для нефтяников) фактор, а как важный, чуткий индикатор палеообстановки и благоприятный объект.

Литература

1. Верхний докембрий и нижний палеозой // Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. –Ч.1. – Новосибирск, 1983. – 216 с.
2. Сухов С.С. Фациально-генетическая модель зоны замещения кембрийского рифового барьера депрессионным комплексом отложений (Западная Якутия) // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск. 1982. – С. 73-82

## ПРЕДКЕМБРИЙСКИЙ ПЕРЕРЫВ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

С.Л. Тарновский
СНИИГГиМС, г. Новосибирск

В настоящее время распространены представления об отсутствии в верхнем докембрии области сколько-нибудь значительных по площади развития стратиграфических перерывов и размывов. Такое понимание ошибочно, а его последствия очень негативны.

Работая над стратиграфической схемой верхнепротерозойских отложений Алтае-Саянской области [6], мы получили немало данных, свидетельствующих о наличии внутри них, а также на границе с кембрием нескольких региональных и субрегиональных перерывов в осадконакоплении. Наиболее крупные перерывы и сопровождающие их несогласия разделяют мощные структурно-вещественные комплексы, отвечающие, скорее всего, эратемам рифея и венду. Эти перерывы и сопутствующие их размывы, в числе других факторов, определяют разную полноту стратиграфических разрезов и их видимое различие, затрудняют разработку докембрийской стратиграфии региона.

Обратим здесь внимание на особую роль в стратиграфии докембрия предкембрийского перерыва. Так, суммарный эффект предкембрийского, внутривендских, предвендского и других позднедокембрийских перерывов и размывов делает возможным налегание фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия на породы разных уровней рифея, вплоть до нижнего, что отмечается во многих районах Алтае-Саянской области. Наиболее резкие несогласия наблюдаются в оводовых частях древних антиклиналей. Это вызвано тем, что указанные части структур неоднократно в геологической истории выступают в качестве палеоподнятий и подвергаются максимальной эрозии. При этом, в синклинальных зонах трансгрессивно лежащей нижний кембрий на отдельных участках может располагаться без видимых признаков углового и азимутального несогласия на породах венда или рифея. Последнее происходит вследствии частичного унаследования древней структуры. Неучет этих явлений, происходящий часто в процессе геологосъемочных работ, ведет к тому, что практически немые или содержащие окаменелости неясного стратиграфического значения рифейские толщи помещаются нередко в нижнюю часть нижнего кембрия, отсутствующую в действительности (нет палеонтологических данных) на большей части территории Алтае-Саянской области, или в верхнюю часть

венда. Тем самым искусственно сокращается объем докембрия, искажаются представления о его строении, стратиграфической последовательности и роли обнаруживаемых в нем палеонтологических остатков.

Предкембрийский перерыв уже характеризовался раньше [1 и др.]. С тех пор получено много материалов, подтверждающих его региональный характер [3-5 и др.]. Утверждения разных геологов о существовании в регионе переходных венд-нижнекембрийских отложений (р. Кия в Кузнецком Алатау, хр. Азыр-Тал и др.) не подтверждены убедительными доказательствами, ни геологическими, ни палеонтологичекими [5], хотя вероятность их обнаружения существует.

Укажем здесь лишь некоторые примеры залегания нижнего кембрия на рифейских толщах. В Горном Алтае в среднем течении р. Катуни, в районе ее притоков - Бийки, Каспы, Эдигана, Ниж.Куюса и других, конгломераты основания нижнекембрийской шашкунарской свиты (санаштыкгольский горизонт) обнаружены лежащими на всех членах докембрийского разреза, в том числе на породах средней части баратальской свиты среднего рифея и нижерасположенной куюсской толщи филлитовидных сланцев, наращивающих сверху каимскую свиту нижнего рифея. В Центральной Туве в бассейне р. Эжим (правобережье р. Верх. Енисей) установлены несогласные стратиграфические контакты узунсаирской свиты (камешковский горизонт нижнего кембрия) с осадочно-вулканогенной чингинской серией и перекрывающими ее существенно терригенными эжим-саирской и сур-даштыгской толщами, принадлежащими нижнему рифею. Что касается дискуссионного вопроса о древнем возрасте упомянутых подразделений, то можно указать, что восточнее р.Эжим в бассейне р.Тапсы между их литостратиграфическими аналогами, соответственно, кара-хемской свитой и тумат-тайгинской серией, и нижнекембрийской тапсинской свитой (камешковский и санаштыкгольский горизонты) установлены еще две карбонатные свиты: кызыл-хивинская и вади-балинская, содержащие фитолиты и водоросли верхнего рифея - венда [2].

Столь сложные несогласные взаимоотношения нижнего кембрия с верхним протерозоем, как, впрочем, и взаимоотношения отдельных членов докембрийского разреза, требуют серьезного подхода к их изучению. На наш взгляд, в основе его должно находиться проведение крупномасштабного геологического картирования (оптимальный масштаб не мельче 1:25000) довольно крупных участков с обязательной расшифровкой внутренней структуры изучаемых стратиграфических подразделений и последующим анализом их соотношений на карте. То есть, основным критерием определения несогласных, как, равнозначно, и согласных соотношений должен выступать структурный признак. Изучение взаимоотношений стратонов в разрезах никогда не даст точного ответа и чревато крупными ошибками.

Литература

1. Гинцингер А.Б. Основные черты палеогеографии и палеотектоники Алтае-Саянской области в позднем рифее, венде и раннем кембрии//Актуальные вопросы региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1978. - С.14-29.

2. Изменение положения границы кембрия-докембрия в Туве /А.Б. Гинцингер, А.Ф. Фефелов, М.К. Винкман, С.Л. Тарновский // Геология и геофизика, 1989. - N7. – С.8-17.

3. Нижний кембрий Тувы (новая интерпретация разреза правобережья р. Верхний Енисей) /А.Б.Гинцингер, А.Ф. Фефелов, М.К. Винкман, С.Л. Тарновский и др.//Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. -М.: Наука, 1986. – С.86-108.

4. Тарновский С. Л. Возраст слоев с невландиевой проблематикой в Алтае-Саянской области//Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. – С.29-38.

5. Тарновский С.Л. Проблема венд-нижнекембрийских отложений в Катунском антиклинории (Горный Алтай) //Стратиграфия и главнейшие события в геологической истории Сибири. –Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. - С.6-16.

6. Тарновский С.Л. Стратиграфическая схема верхнепротерозойских отложений Алтае-Саянской области//Проблемы геологии Сибири. Том 1. Томск: Томский гос.ун-т, 1996. – С.189-190.

# ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА РЕГИОНАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ НЕОПРОТЕРОЗОЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

А.А. Терлеев., Г.А. Карлова
ИГНиГ ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск

В стратиграфической схеме верхнепротерозойских отложений Алтае-Саянской складчатой области в качестве региональных стратоподразделений приняты горизонты (снизу-вверх): кабырзинский (средний рифей), западносибирский (верхний рифей) и белкинский (венд). Возраст горизонтов определялся в значительной мере условно по содержащимся в их отложениях органическим остаткам (невландиевая проблематика, микрофитолиты и др.). Еще более условно к нижнему рифею были отнесены подстилающие образования каратегской (=белоиюсской) свиты Кузнецкого Алатау[5]. Новые данные по палеонтологии позволяют существенно уточнить возраст горизонтов.

Рассмотрим горизонты раздельно сверху-вниз.

Белкинский горизонт. За основу его выделения взята одноименная свита в стратотипе по р. Пызас в Горной Шории, где она сложена фосфатоносными, преимущественно обломочными карбонатами. В Горном Алтае это низы манжерокской, сагалакской, чулекташской, в Кузнецком Алатау (р. Кия) - белкинская и низы тунгужульской (р. Белый Июс), в Батеневском кряже - сорнинская, на хр. Азыртал-тамалыкская, козгольская и сорнинская свиты. В Горной Шории из белкинской свиты отмечаются [1] археоциаты Urcyathus (?) sp., венд-кембрийские Cloudina sp. и известковые водоросли Renalcis sp., Obruchevella parva. К.Л. Пак [3] доказал, что на хр. Азыртал верхняя пачка сорнинской свиты замещается известняками усинской свиты, содержащей археоциаты низов базаихского горизонта. Учитывая небольшую мощность белкинской (100-200 м) и сорнинской (200-300 м) свит кембрийский возраст их не вызывает сомнений.

Западносибирский горизонт. По объему соответствует одноименной свите, выделенной по р. Мрассу, где она сложена преимущественно светлыми доломитами [5]. Аналогичный состав и строение горизонта характерно для мартюхинской, хабзасской, багзасской свит хр. Азыртал и Батеневского кряжа, западносибирской и таржульской свит Кузнецкого Алатау (рр. Кия, Белый Июс). В ряде районов Кузнецкого Алатау (р. Белый Июс) и Батеневского кряжа (дер.Катюшкино, лог Лощенков) к нижней половине горизонта приурочены осадочно-вулканогенные (лощенковская, кульбюрстюгская, амарская, арамонская) свиты.

На территории Горного Алтая отложения горизонта литологически отличаются от стратотипа. Здесь они представлены вулканогенно-осадочными образованиями есконгинской и арыджанской свит.

В Горном Алтае в верхней части есконгинской свиты р. Эдиган обнаружены известковые водоросли, спикулы губок, микрофитолиты [7], известные из верхней части отложений венда и нижнего кембрия. Из нашей коллекции отсюда же Г.А. Карловой определена мелкораковинная фауна Hyolithellus tenuis, Cambrotubulus decurvatus, Tiksitheca licis, Anabarites sp., а из верхов манжерокской свиты (у пос. Усть-Сема) - Cambrotubulus sp.

Из средней части мартюхинской (куренинской) свиты района дер. Катюшкина [4] указываются известковые водоросли родов Subtifloria, Proaulopora, Epiphyton, Renalcis, Girvanella. К.Л. Паком [3] доказано, что бродовская толща, содержащая известковые водоросли родов Epiphyton, Girvanella, Razumovskia, Botominella, Proaulopora, находится в кровле мартюхинской свиты разреза у пос. Боград, и согласно перекрывается сорнинской свитой белкинского горизонта. В западносибирской свите Горной Шории описаны венд-кембрийские Cloudina [1]. Наличие фауны H. tenuis и известковых водорослей Epiphyton,

Razumovskia позволяет сделать заключение, что слои западносибирского горизонта, содержащие эти остатки, не древнее кембрия.

Кабырзинский горизонт. Выделен по одноименной свите в Горной Шории. Здесь для кабырзинской свиты характерны темно-серые и черные слоистые известняки с резким запахом сероводорода. Реже встречаются доломиты, силицилиты, сланцы и основные эффузивы [5]. Этот же тип разреза характерен для баратальской свиты Горного Алтая, кабырзинской, тюримской свит Кузнецкого Алатау, гольджинской Батеневского кряжа, теренсукской, хомгольской и биджинской свит хребта Азыртал. В.А. Шипицын [8] в основании кабырзинского горизонта описал сыннигскую вулканогенно-терригенно-карбонатную свиту, которая с размывом и несогласием залегает на каратегской свите и согласно перекрывается тюримской. В разрезах хребта Азыртал сыннигской свите вероятно соответствует чарыштагская и улугзасская свиты преимущественно доломитового состава с прослоями и линзами кремней и известняков.

Основу палеонтологической характеристики кабырзинского горизонта составляет невландиевая проблематика, которая якобы свидетельствует о среднерифейском возрасте горизонта [8]. Однако в последнее время они выявлены в более молодых слоях. В Горной Шории они встречены в нижнем кембрии. На хр. Азыртал обнаружены в сорнинской свите [3]. Таким образом, присутствие невландиевой проблематики в отложениях кабырзинского горизонта не доказывает его среднерифейский возраст. Несмотря на то, что в стратотипе разрез горизонта неполный, В.А. Сивов, Г.И. Климова [6] считают, что ниже западносибирской серии развита кабырзинская серия (мощностью около 5 км) в составе пяти свит (снизу-вверх): кичинская, усть-кичинская, кезесская, устькезесская, азасская. Возраст серии определяется ими как средний-верхний рифей. В 1991 г. в канаве N 20 в Кичи-Пурлинском опорном разрезе на контакте усть-кичинской и кезесской свит в обломочных карбонатах были обнаружены, а Г.А. Карловой определены остатки мелкораковинной фауны Cambrotubulus sp. Последние характерны для верхней части венда-нижнего кембрия. По нашим данным эта пачка и вышележащая кремнисто-карбонатная толща принадлежат белкинской свите. В целом же разрез представляет пакет тектонических чешуй, сложенных кабырзинской, западносибирской и белкинской свитами.

Наличие археоциат в белкинском горизонте и его согласные взаимоотношения с западно-сибирским, содержащим в верхней части нижнекембрийскую фауну и флору позволяют говорить о примерном соответствии западносибирского и низов белкинского горизонта томмотскому ярусу. Его нижнюю границу мы вслед за К.Л. Паком [3] условно проводим в подошве западносибирского горизонта. Приведенные палеонтологические данные по кабырзинскому горизонту не однозначны. Однако в последнее время [2] в сыннигской свите обнаружены спикулы губок отрядов Monoxonellida, Hexactinellida, которые не известны ниже венда. Следовательно, возраст кабырзинского горизонта будет отвечать венду, так как он согласно перекрывается осадками западносибирского горизонта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 96-05-64840).

Литература

1. Багмет Г.Н. Биостратиграфия верхнедокембрийских и венд-нижнекембрийскихотложений Горной Шории // Автореф.дисс... Новосибирск: ИГиГ, 1994. - 20 с.

2. Дубский В.С., Токарев В.Н., Терлеев А.А. О возрасте сыннигской и других свит восточного склона Кузнецкого Алатау // Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк. – 1995. - С. 43-45.

3. Пак К.Л. Новые данные по стратиграфии верхнего докембрия и нижнего кембрия хр. Азыр-Тал и Батеневского кряжа (район пос. Боград) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск: ИГиГ, 1986. - С. 40-67.

4. Пак К.Л., Терлеев А.А. О находке известковых водорослей в «рифейских» отложениях лога Подтемного (Батеневский кряж) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Стратиграфия и палеонтология. Новосибирск, ИГиГ, 1986 - С. 67-75.

5. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть I (верхний докембрий, нижний палеозой). Новосибирск, 1983. - 215 с.

6. Сивов В.А., Климова Г.Н. Опорный разрез докембрия в Пурла-Азасском районе Горной Шории // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ, 1983. - С. 44-61.
7. Терлеев А.А. Стратиграфия венд-кембрийских отложений Катунского антиклинория (Горный Алтай) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и ее обрамление. Новосибирск: ИГиГ, 1991. - С. 82-107.
8. Шипицын В.А. Стратиграфия и палеонтология верхнего протерозоя восточной части Кузнецкого Алатау // Автореф. канд. дисс... Томск, 1975. - 16 с.

# НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ЗАБИТСКОЙ СВИТЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА (ВЕНД-РАННИЙ КЕМБРИЙ)

А.А. Терлеев, А.А. Постников, Г.А. Карлова, К.Е. Наговицин, А.В. Сушакова
ИГНиГ ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск

Одним из наиболее важных комплексов в Восточном Саяне является карбонатная боксонская серия, заключающая крупные месторождения фосфоритов и бокситов (Харанурское, Ухагольское, Боксонское). Положение и возраст пород серии предшественниками определялись достаточно уверенно: на вулканогенно-осадочных образованиях позднерифейской сархойской серии с размывом и несогласием через базальные конгломераты залегала фосфоритоносная, преимущественно доломитовая толща забитской свиты с микрофитолитами и строматолитами. Выше располагались пестроцветные обломочно-слоистые карбонаты табинзуртинской свиты с бокситовым горизонтом в основании. В последнем В.В. Жабиным были обнаружены медузоиды эдиакарского типа. Ю.П. Бутов указывает на наличие в верхней части свиты окремненных археоциат. В вышележащих отложениях хужиртайской свиты определены археоциаты атдабанского яруса [2]. Тем самым возраст забитской свиты определялся как поздний рифей-венд, а табинзуртинской - вендранний кембрий.

В последующие годы Ю.П. Бутовым [1] была обнаружена проблематика, которая позволила ему говорить о более молодом возрасте (ордовик-силур) карбонатов Харанурского и Ухагольского месторождений. Тем самым предполагалось наличие в регионе еще более молодого крупного этапа фосфоритообразования. Эти же данные легли в основу точки зрения о покровном залегании пород серии. В последнее время нами получены данные, в том числе палеонтологические, однозначно указывающие на аллохтонное положение карбонатов боксонской серии [5]. В настоящей публикации приводится новая палеонтологическая характеристика отложений забитской свиты. За основу расчленения забитской свиты мы взяли схемы, предложенные И.Н. Семейкиным [4] и В.В. Хоментовским с соавторами [6]. Свита подразделена на четыре пачки (рис.), которые достаточно уверенно выделяются в регионе.

Пачка 1. Известняки черные, битуминозные, плитчатые с доломитами; реже развиты седиментационные брекчии, обломки которых представлены доломитами, известняками и кремнями. Отложения пачки распространены в районе Ухагольского месторождения. В них обнаружена (в рис. ①) мелкораковинная фауна (МФ): Cambrotubulus decurvatus Miss., Anabarites trisulcatus Miss., которые известны с основания зоны A. trisulcatus (венд), но проходят и в кембрий. Мощность пачки 1-200-300 м.

Пачка 2. Конглобрекчии, гравелиты, песчаники (5-20 м); доломиты плитчатые серые, розоватые, часто запесоченные; прослои известняков, аргиллитов, кремней (часто в виде конкреций). К верхней части пачки приурочен главный фосфоритоносный горизонт. В бассейне р. Ухагол (рис. ②) из пород пачки 2 определена МФ: Tiksitheca sp., Cambrotubulus decurvatus Miss., Anabarites trisulcatus Miss., Igorella sp., Fomitchiella infundibuliformis Miss., Protospongia sp., окремненные водоросли (ОВ) Obruchevella magna

Golov., Heliconema sp. По данным А.Ф. Георгиевского [3] здесь найдена Obruchevella parva Reitl. Нами впервые найдены в кремнях морфологические аналоги известковых водорослей (ИВ) Subtifloria delicata Masl., Batinevia ramosa Korde, Korilophyton sp. В бассейне р. Сархой (в рис. ③) с этого уровня обнаружены: МФ - Cambrotubulus decurvatus Miss., Anabarites trisulcatus Miss., Tiksitheca sp., следы жизнедеятельности Planolites reticulatus Alpert; ИВ - Subtifloria delicata Masl., Renalcis sp., Girvanella sp., радиолярии Paleocenosphaera parva Nazarov; ОВ - Eosynechococcus moorei Hofm., E. grandis Hofm., Palaeoanacistis vulgaris Schopf., Eomicrocistis elegans Golov., Eogloeocapsa sp., Oscillatoriopsis media Mendel. et Schopf, O. gongyloides Schopf. Из кремнистофосфатных пород Харанурского месторождения известны: ОВ - Obruchevella delicata Reitl. [7], радиолярии Entastinia sp. [3] и по нашим данным ОВ - Obruchevella magna Golov., Micristridium sp. (в рис. ④). В фосфоритах Боксонского месторождения обильны окремненные аналоги ИВ - Girvanella sp.(в рис. ⑤). Следует отметить, что ОВ приурочены в основном к кремням, а представители рода Obruchevella к фосфоритам. Все органические остатки собраны из фосфоритового горизонта в кровле пачки.

Комплекс МФ характерен для верхов венда (зона Purella antiqua) и нижнего кембрия. Fomitchella infundibuliformis распространена только в кембрии. Радиолярии также не известны пока ниже подошвы кембрия. Известковые водоросли и их кремнистые аналоги в равной степени распространены в верхах венда и нижнем кембрии. Obruchevella magna найдена только в венд-кембрийских отложениях. Остальные формы ОВ были известны только в рифее. Мощность пачки 2 - 200-250 м.

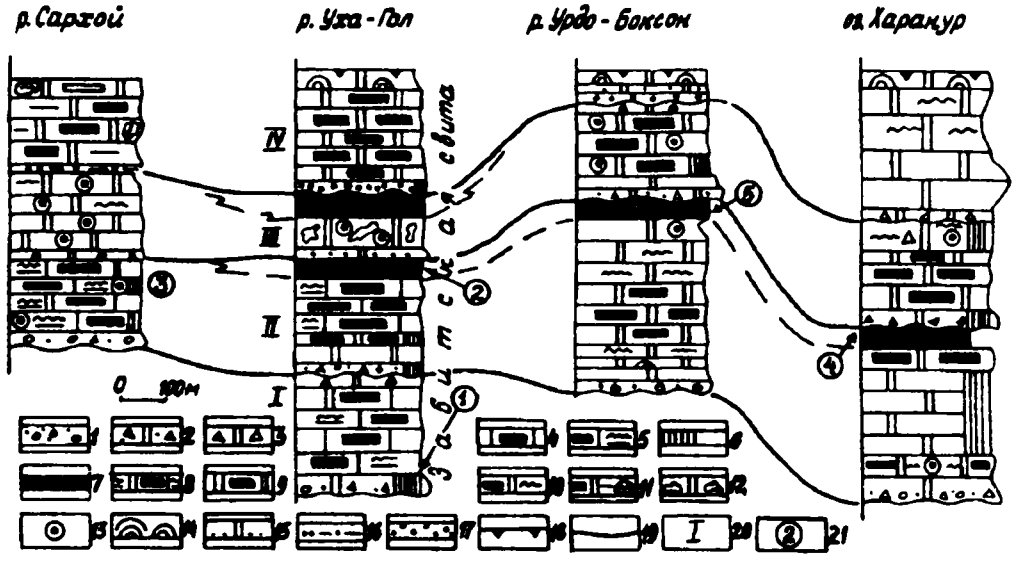



Рис. Корреляция разрезов забитской свиты Восточного Саяна.

1 - конглобрекчии; 2 - доломитовые конглобрекчии; 3 - доломитовая брекчия; 4-5 - темно-серые известняки (4) и их чередование с кремнями и алевро-аргиллитами (5); 6 - фосфоритоносные породы; 7 - фосфориты; 8 - чередование известняков, доломитов, кремней и алевро- аргиллитов; 9-10 - темно-серые доломиты (9) и их окремненные разности (10); 11-12 - инкрустационно-перекристаллизованные доломиты черные (11) и серые (12); 13 - микрофитолиты: 14 - строматолиты; 15 - песчаники доломитовые; 16-17 - хромит-содержащие алевролиты (16) и песчаники (17); 18 - верхняя граница забитской свиты; 19 - границы пачек; 20 - номера пачек; 21 - палеонтологические остатки (см. текст).

Пачка 3. Доломиты светло-серые массивные, нередко микрофитолитовые, характерна гребенчатая инкрустация. В основании пачки развиты желтые - вишневые доломитовые песчаники-алевролиты, в кровле - фосфориты второго продуктивного горизонта. Мощность 120 - 170 м.

Пачка 4. Доломиты серые до черных; брекчиевидные, слоистые и массивные. В основании пачки хромитсодержащие песчаники - алевролиты, в верхней части отмечаются строматолиты, следы древнего карста. Мощность 240-250 м.

Таким образом, комплекс мелкораковинной фауны и известковых водорослей из отложений пачек 1-2, характерный для верхов венда - нижнего кембрия, а также радиолярии Entastinia sp. и Paleocenosphaera parva - известные до сих пор только в палеозое, делают разрез пачки 2 перспективным для установления нижней границы кембрия.

Приведенные материалы свидетельствуют о поздневендском-раннекембрийском возрасте отложений забитской свиты боксонской серии Восточного Саяна. Заключения о их более молодом палеозойском возрасте, сделанные по биопроблематике и о рифейском - по микрофитолитам, не находят своего подтверждения и заставляют еще с большей осторожностью относиться к подобного рода выводам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 96-05-64840).

Литература

1. Бутов Ю.П. Некоторые проблемы домезозойской стратиграфии Саяно-Байкальской горной области. Ст.1. Кризис традиционной схемы стратиграфии // Бюл. МОИП., Отд.геол., 1986. - Т.61, вып.2. - С.91-104.
2. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1988. - 192 с.
3. Георгиевский А.Ф. О возрасте фосфоритовых месторождений Юго-Восточных Саян // Изв. ВУЗов, сер.геол. и разведка, 1986. - N3. - С. 94-99.
4. Семейкин И.Н. Строение разрезов позднедокембрийской фосфоритоносной формации Восточного Саяна и их корреляция с разрезом Хубсугульского месторождения МНР // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Изд. ИГиГ, 1982. - С. 99-110.
5. Терлеев А.А., Постников А.А., Гибшер А.С. Возраст и положение боксонской серии в опорном разрезе верхнего докембрия-кембрия Восточного Саяна (рр. Сархой, Ухагол) // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Иркутск: Изд. ИЗК СО РАН, 1995. - С. 80-81.
6. Хоментовский В.В., Пак К. Л., Постников А.А., Скопинцев В.Г. Геологическое строение бассейна р. Уха-Гол (Восточный Саян) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ, 1985. - С.76-106.
7. Шенфиль В.Ю. Водоросли в докембрийских отложениях Восточной Сибири // Докл. АН СССР, 1983. - Т.269. - N2. - С. 471-473.

## ТРИЛОБИТЫ НИЖНЕГО ОРДОВИКА ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

А.В. Тимохин
ИГНиГ СО РАН, г. Новосибирск

В эпиконтинениальном морском бассейне, покрывавшем в нижнем ордовике почти всю Сибирскую платформу, трилобиты, в целом, унаследовали доминирующую роль в донных сообществах, которую они играли в кембрийских морях, однако общее таксономическое разнообразие их снизилось.

Вообще раннеордовикские сообщества трилобитов занимают промежуточное значение между кембрийскими и среднеордовикскими сообществами. В кембрийских морях сообщества трилобитов часто были представлены только трилобитами, в нижнем ордовике они довольно часто ассоциируются с брахиоподами и конодонтофоридами, а в некоторых фациях и с дендроидными граптолитами. Начиная со среднего ордовика характер морской биоты кардинально менялся - резко возрастало общее таксономическое разнообразие за счет появления в биоценозах новых таксономических групп, ранее не известных или встречающихся очень редко: замковых брахиопод, наутилоидей, разнообразных групп прикрепленного бентоса - страмотопорат, криноидей, кораллов, мшанок [1].

На территории Сибирской платформы нижнеордовикские трилобиты достаточно детально изучены по северо-западной части (опорный разрез на р. Кулюмбэ), а также в пределах Иркутского амфитеатра и некоторым другим территориям [2], [3], [4], [5], [6]. Однако по окраинам Вилюйской синеклизы из-за слабой обнаженности и фрагментарности естественных обнажений трилобиты в целом были изучены слабее. Автору удалось собрать достаточно полный палеонтологический материал по основным разрезам этой территории, особенно по стратотипическим обнажениям точильнинской свиты в районе верхнего течения р. Лены.

Точильнинская свита сложена, главным образом, карбонатными породами - известняками и доломитами, среди которых преимущественное развитие имеют обломочные, оолитовые, обломочно-оолитовые разности, а также не менее широко развиты строматолитовые образования, слагающие разнообразные по форме и строению органогенные постройки [7].

Свита охватывает все региональные горизонты нижнего ордовика Сибирской платформы: мансийский, лопарский, няйский, угорский и кимайский. Все они охарактеризованы соответствующими комплексами трилобитов и сопутствующими им брахиоподами и конодонтами [8].

Комплекс трилобитов мансийского горизонта Сибирской платформы довольно богатый по сравнению с вышележащими отложениями. Он насчитывает 26 видов 15 родов. В точильнинской свите ранее не было известно ни одного вида трилобита мансийского возраста. Автором установлено 10 видов и 8 родов трилобитов. Были описаны новые виды: Calvinella hotogo, Pseudokoldinella tropidifera, Diceratocephalina chadarensis и Loparella oldondica. Виды Dolgeuloma inserta и Pseudoacrocephalites ilgaensis ранее известные из мансийского горизонта стратотипического района и одновозрастных отложений Иркутского амфитеатра, а также виды Dolgeuloma ordinara и Saukiella lenaica описанные из отложений отнесенных к мансийскому горизонту Иркутского амфитеатра впервые найдены в точильнинской свите [8]. Особо следует отметить находку видов Plethopeltides magnus и Pseudoacrocephalites incomptus ранее датируемых исключительно лопарским временем. Причем первый вид является руководящим в стратотипе лопарского горизонта р. Кулюмбэ [3].

Совместно с трилобитами встречены брахиоподы представленные следующими видами: Finkelnburgia prisca, F.chotogensis и Eosyntrophopsis njuicus. Род Finkelnburgia, впервые установленный в пограничных отложениях кембрия - нижнего ордовика Северной Америки, особенно широко распространен в хитинском горизонте Северо-Востока России.

Комплекс конодонтов разнообразен и включает в себя следующие виды Eoconodontus notchpeakensis, Teridontus nakamurai, Proneotodus rotundatus, Proconodontus anulatus, P.serratus и P.posterocostatus, последний вид является видом индексом одной из подзон зоны Proconodontus, которая была выделена в Северной Америке в объеме тремпило (верхний кембрий) [8].

Комплекс трилобитов лопарского горизонта Сибирской платформы насчитывает в целом 13 видов 9 родов. В точильнинской свите ранее было известно два вида трилобитов Pseudoacrocephalites viluensis и Plethopeltides magnus описанных еще З.А. Максимовой [2]. Автором установлено здесь 4 вида и 3 рода трилобитов.

Впервые для данного района были определены: вид Loparella loparica известный из стратотипа лопарского горизонта из одновозрастных отложений р. Подкаменной Тунгуски; вид Pseudoacrocephalites markovi впервые описанный из отложений датируемых лопарским временем района р. Подкаменной Тунгусски; виды Notaiella plana и Pseudoacrocephalites incomptus впервые описанные в отложениях, отнесенным к лопарскому горизонту в Иркутском амфитеатре [4], [5].

Комплекс брахиопод не претерпел существенных изменений, только вид Finkelnburgia chotogensis был замещен видом F. djuktensis.

Комплекс конодонтов Cordilodus proavus, C. primaris, Clavohamulus triangularis, C. bulbousus, Hirsutodontus rarus, H. simplex, H. hirsutus, Semiacontiodus nogamii, Oneotodus bicuspatus, Teridontus nakamurai и T. orientalis встречен в единичных пробах, приуроченных к узкому интервалу (2-5 м), характеризуя в непрерывно опробованных обнажениях отчетливо трассируемый уровень. Состав комплекса свидетельствует о его близости комплексу конодонтов зоны Cordilodus proavus [8].

Комплекс трилобитов няйского горизонта Сибирской платформы насчитывает в целом 22 вида 11 родов. В точильнинской свите ранее было известно шесть видов трилобитов. Виды Protopliomerops ungius и Glaphurus coronatus описаны из этого района еще в 1962 году [2]. Виды Glaphurus sulcatus, G. ovalis, Ijacephalus foveatus и Tersella sulcata описаны ранее из этого района в ряде работ Л.В. Огиенко [4], [5], [6].

Автором установлено здесь 6 видов и 9 родов трилобитов. Виды Parapliomera murbaica и Tersella lenaica описаны впервые для Сибирской платформы, последний вид найден также в скважине Ч-1 (район р. Мойеро) в отложениях датируемых няйским временем [9].

Виды Apatokephalus gracilis, Birusovia radiata и Platypeltoides sibirica ранее были известны из отложений датируемых как няйские в Иркутском амфитеатре. [5], [6] Вид Rossaspis? binopasi был описан из отложений среднего-верхнего тремадока южного Таиланда [10].

Комплекс брахиопод однообразен и представлен видами Finkelnburgia lubovia, F.djuktensis, Nanorthis hamburgensis elgenchatica последний известен из отложений хитинского горизонта Северо-Востока России [8].

В нижней части няйского горизонта встречен комплекс конодонтов с характерными видами: Acontodus lineatus, A.uncinatus, Cordilodus intermedius, C.rotundatus и Loxodus bransoni встречающимися в ассоциации с транзитными видами Oneotodus variabilis, Paltodus bassleri, Semiacantiodus nogami и др. В Северной Америке этот комплекс известен как составная часть "Фауна С". В верхней части няйского горизонта конодонты весьма разнообразны, но значительное число видов являются транзитными и известны как в угорском, так и в лопарском комплексе [8].

Комплекс трилобитов угорского горизонта Сибирской платформы насчитывает 9 монотипных родов. Весь комплекс по существу является характерным только для южного обрамления Вилюйской синеклизы. В точильнинской свите ранее было известно пять видов трилобитов: Obliteraspis solidus, Paenebeltella sibirica, Shumardia sibirica, Cybelopsis sp. и Asaphelina sp. [5], [6].

Ряд видов Pseudomera sp., Protopliomera sp. и Dikelokephalina sp. впервые описаны для этого района [8]. Расширился стратиграфический диапазон вида Platypeltoides sibirica ранее известного только из отложений няйского горизонта [5], [6], [8].

Комплекс брахиопод не претерпел изменения с няйского горизонта.

Комплекс конодонтов многочисленен, но особенно важными для корреляции угорских отложений являются конодонты Scandodus pseudoquadratus, S.warendendis, Scolopodus gracilis, S.cornitiformis и Scolopodus? aberrans. Последние два вида найдены в стратотипическом разрезе угорского горизонта [10]. Виды Scandodus pseudoquadratus, Scolopodus gracilis и S.cornitiformis известны в составе так называемой "Фауны D" в Северной Америке [8].

Комплекс трилобитов кимайского горизонта Сибирской платформы насчитывает в целом 10 видов 8 родов. В точильнинской свите ранее было известно три вида трилобита. Виды Biolgina sibirica и Pseudomera weberi описаны из этого района еще З.А. Максимовой в 1962 году и являются руководящими для кимайского горизонта [2], [3]. Вид Prodal-

manitina depicta найденный в бассейне р. Большой Патом описан Л.В. Огиенко в 1992 году [6].

Автором установлено 2 видов трилобитов. Вид Prodalmanitina nikolaevi известный из стратотипа кимайского горизонта впервые найден в отложениях точильнинской свиты [3]. Вид Bathyurellus djerbica является новым видом для Сибирской платформы.

Комплекс брахиопод стал беднее, хотя иногда встречается в массовом количестве и представлен видами Lingulobolus moskalenkoae и Syntrophopsis cf. Arkansasensis.

Конодонты очень многочисленны и разнообразны. Большая часть комплекса известна из стратотипа кимайского горизонта. Наиболее обычны Drepanodus suberectus, Glyptoconus quadraplicatus, Hiristodontus mitra, Histiodella angulata и Lenaeogus robustus.

Впервые в кимайском горизонте появляется комплекс остракод, представленный родами Leperditella, Primitia.

В результате проведенных работ: а) впервые были фаунистически охарактеризованы отложения, относимые к мансийскому горизонту; б) стратиграфический диапазон лопарских видов Plethopeltides magnus и Pseudoacrocephalites incomptus был существенно расширен до основания мансийского горизонта, что вносит существенные поправки в коррелятивные возможности этих видов; в) для лопарского горизонта был существенно дополнен и уточнен состав трилобитового комплекса, в результате чего корреляция вмещающих отложений стала более надежной; г) для няйского горизонта дополнение трилобитового комплекса позволило напрямую скоррелировать вмещающие отложения с одновозрастными отложениями Иркутского Амфитеатра; д) датировка вмещающих отложений и их корреляция стала более надежна, так как опиралась не только на комплекс трилобитов, но и также учитывались данные по брахиоподам, конодонтам и граптолитам.

Видовой состав ордовикских трилобитов южного обрамления Вилюйской синеклизы в основном эндемичен, лишь на отдельных стратиграфических уровнях прослеживается связь с прилегающими районами, выражающаяся в появлнии общих видов. В Горном Алтае известны Glaphurus coronatus, что позволяет коррелировать соответствующие отложения с няйским горизонтом. Вид Pseudomera weberi известен из отложений нижнего ордовика Северо-Востока России. Очень тесная связь между трилобитовыми комплексами Сибирской платформы и Южного Таймыра, где известны виды Biolgina sibirica и Pseudomera weberi. Более отдаленные корреляции, как правило, возможны только на родовом уровне. Поэтому корреляция с подразделениями международной стратиграфической шкалы достаточно условна, но ценность трилобитовых комплексов для расчленения и корреляции ордовикских отложений в пределах Сибирской платформы очень высока.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 95-05-64848.

Литература.

1. Каныгин А.В. Ордовикский этап развития биосферы. Кардинальная перестройка морских экосистем. - В кн.: Геодинамика и эволюция Земли. Материалы к научной конференции РФФИ. - Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ СО РАН, 1996. - С.170-173.

2. Максимова З.А. Трилобиты ордовика и силура Сибирской платформы. -М.: Госгеолтехиздат, 1962. -215 с.

3. Розова А.В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. - 196 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 36).

4. Огиенко Л.В., Бялый В.И., Колосницына Г.Р. Биостратиграфия кембрийских и ордовикских отложений юга Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. -207 с.

5. Ордовик Сибирской платформы. Палеонтологический атлас/Каныгин А.В., Обут А.М., Волкова К.Н. и др. – Новосибирск: Наука, 1984. - 242 с.

6. Огиенко Л.В. Трилобиты и биостратиграфия нижнеордовикских отложений на юге Сибирской платформы. -М: Недра, 1992 -160 с.

7. Сычев О.В. Условия осадконакопления в раннеордовикском бассейне Сибирской платформы (на примере восточной части платформы) //Биофациальный анализ при палеогеографических реконструкциях. - Новосибирск, 1989. - С.34-44.

8. Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны /Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г. идр. -Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. -216 с.

9. Переладов В.П., Абаимова Г.П., Ядренкина А.Г., Пегель Т.В., Сычев О.В., Дорошенко Л.Д., Каныгин А.В., Сенников Н.В., Тимохин А.В. Нижнепалеозойские (ордовикские и силурийские) отложения Чиринджинской площади (север Сибирской платформы). //Геология и геофизика, 1996. - N2. - С. 53-63.
10. Ордовик Сибирской платформы. Опорный разрез на р. Кулюмбэ / Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г. и др. - М.: Наука, 1982. - 224 с.
11. Stait B., Burrett C., Wongwanich T. Ordovician trilobites from the Tarutao Formation Southern Thailand // N. Jb. Geol. Palaont. Mh. H. 1. Stuttgart, 1984. – P. 53-54

# ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙОС-БАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ШАИМСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО РАЙОНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

А.Н. Трубицына
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

С отложениями средней юры Шаимского района связываются достаточно высокие перспективы нефтегазоносности. Палинологический анализ, позволяющий сопоставлять разнофациальные отложения, является одним из ведущих методов для разработки детальной стратиграфии среднеюрских отложений.

Исследуемые отложения принадлежат к тюменской свите и в основном представлены континентальными породами, среди которых в последнее время выявлены редкие прослои морских осадков. Материалом для работы послужили образцы керна по среднеюрским разрезам скважин Сыморьяхская 10255, Тальниковая 10177, Вишьенская 10055, Лазаревская 10126, Олымская 9060. Высокая насыщенность большинства образцов спорами и пыльцой, а также хорошая сохранность последних позволили детально изучить систематический состав микрофитофоссилий и их распределение по разрезу. На основании этого выявлена геологическая последовательность из трех палинокомплексов.

В нижнем из установленных палинокомплексов споры папоротникообразных стабильно преобладают над пыльцой голосеменных. Доминирует *Cyathidites minor* Coup., часто встречаются *Cyathidites spp.*, *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M.) Taras., *Lycopodiumsporites subrotundus* (K.-M.) Vinogr., *Lycopodiumsporites marginatus* Singh., *Osmundacidites spp.*, *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Petr., *Podocarpidites rousei* Pocock., *Pilasporites marcidus* Balme, *Contignisporites problematicus* (Coup.)Dor., *Obtusisporis junctus* (K.-M.) Pocock, *Tripartina variabilis* Mal. Характерной чертой палинокомплекса является регулярное присутствие значительного количества спор *Neoraistrickia rotundiformis*, а также редких *Lycopodiumsporites intortivallus* (Sach.et Iljina)Iljina и *Dicksonia densa* Bolch., типичных для байосских палинокомплексов Сибири. Разнообразны сфагноидные споры, относимые к роду *Stereisporites*, которые представлены здесь шестью видами. В небольшом количестве присутствуют *Neoraistrickia truncata*, *Eboracisporites sp.*, *Trachysporites sp.*, *Camptotriletes spp.* и другие. Сходные палинокомплексы выявлены в байосских отложениях различных регионов Западно-Сибирской плиты [1, 2, 3, 4].

Второй палинокомплекс наследует черты предыдущего. В нем также много *Neoraistrickia spp.*, преобладающими таксонами являются *Cyathidites spp.*, *Stereisporites spp.*, *Lycopodiumsporites spp.*, *Piceapollenites spp.*, *Podocarpidites spp.*. Встречаются *Lycopodiumsporites intortivallus*, *Leiotriletes adiantiformis* Vinogr., *Pteridaceae*, *Dicksonia densa* , *Pinus divulgata* Bolch., *Cycadopites dilucidus* (Bolch) Iljina, *Quadraeculina limbata* Mal., *Podocarpidites rousei* Pocock. Одной из особенностей палинокомплекса является увеличение разнообразия спор *Neoraistrickia* , представленных четырьмя видами,. Рассматриваемые палинокомплексы характерны для палинозоны 9 - *Neoraistrickia rotundiformis - Lycopodiumsporites intortivallus, - Pinus divulgata*, установленной в морских разрезах севера

Сибири в пределах байоса и прослеженной в разнофациальных отложениях многих районов Сибирской фитогеографической области [5, 6, 7].

Разнообразие пыльцы голосеменных и увеличение ее содержания в спорово-пыльцевых спектрах присущи третьему палинокомплексу. Постоянно присутствуют *Quadraeculina limbata, Ginkgocycadophytus, Cycadopites, Pinuspollenites,* редкие *Classopollis, Araucariacites, Perinopollenites elatoides* Coup., *Piceapollenites mesophyticus* (Bolch.) Petr., *Alisporites bisaccus* Rouse, возрастает участие в палиноспектрах *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thier.) Iljina. В комплексе среди спор устойчиво доминирует *Cyathidites australis* Coup., встречаются *Lophotriletes torosus* Sach. et Iljina, *Pteridaceae, Schizosporis limbatus* (Iljina), *Trachysporites sp., Gleicheniidites sp.*. Характерно присутствие единичных *Dicksonia magnifica* Timosch., присущих батским палинокомплексам Мангышлака, Русской платформы и Западной Сибири [8, 5]. Этот палинокомплекс вполне отвечает палинозоне 10 - *Lophotriletes torosus, Gleicheniidites, - Quadraeculina limbata*, установленной в морских разрезах Сибири в объеме бата [5, 6, 7]. Последняя широко прослежена также в континентальных отложениях различных регионов Западной и Южной Сибири и на севере Казахстана [5, 6, 9].

Литература

1. Глушко Н.К. Новые данные по стратификации нижнесреднеюрских отложений Сосьвинского района // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989, - С.18-25.
2. Ильина В.И. Спорово-пыльцевая характеристика верхних горизонтов средней юры Чулымо-Енисейского района. // Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1969, - С.103-106.
3. Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. - 237 с.
4. Ильина В.И. Палинологическая характеристика пограничных отложений средней и верхней юры юга Западной Сибири // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988а. - С.42-51.
5. Ильина В.И. Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ. // Биостатиграфия нефтегазоносных бассейнов. Санкт-Петербург, ВНИГРИ, 1997. - С. 86-95.
6. Решения 5-го Межведомственного регионального совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). Тюмень, 1991. - 53 с.
7. Ровнина Л.В. Палинологическое обоснование расчленения нижне- среднеюрских отлтжений Западной Сибири. // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Санкт-Петербург , ВНИГРИ, 1997. - С.182-189.
8. Ровнина Л.В., Синякова Г.В., Слабоспицкая Е.А. Палиностратиграфия отложений средней юры Сургутского свода // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1989. - С.36-42.
9. Тимошина Н.А. Ископаемые представители рода Dicksonia L'Herit и их значение для стратиграфии юрских отложений Мангышлака.// Биостратиграфия отложений мезозоя нефтегазоносных областей СССР. - Л., 1976. - С.84-91.

## ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТОГУРСКОЙ СВИТЫ ПО РАЗРЕЗАМ СКВАЖИН ТУГРОВСКАЯ-4 И ЗАПАДНО-ТАРКОСАЛИНСКАЯ-99

А.Н. Трубицына, А.В. Сушакова
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Концепция общего потепления климата в Сибири, начавшегося в концеплинсбаха и достигшего максимума в раннем тоаре, общеизвестна иполучила убедительное палинологическое обоснование. На фонехарактерного для юры относительно медленного развития флоры четко выделяется момент широкой миграции и расселения в Сибири растений из

более южной Евро-Синийской фитогеографической области, что нашло свое отражение в спорово-пыльцевых комплексах. В палиностратиграфической шкале нижней юры Сибири преобразования флоры в течение раннетоарского климатического оптимума отражены в палинозоне 6-Cyathidites spp. - Dipteridacae – Marattisporites scabratus - Klukisporites variegatus - Classopollis, установленной в морских отложениях на севере Восточной Сибири в диапазоне аммонитовых зон Hatpoceras falciferum и нижней половины Dactylioceras commune нижнего тоара и прослеженной во всех регионах Сибирской фитогеографической области [1;2].

В период раннетоарского потепления происходило накопление нефтеносной тогурской свиты, которая в настоящее время является объектом комплексных палеонтолого-стратиграфических и литолого-геохимических исследований, имеющих целью выявление ее распространения и особенностей седиментации в различных структурно-фациальных зонах Западной Сибири. Для решения этих задач активно привлекаются палинологические данные. Наиболее детально тогурский палинокомплекс изучен при расчленении нефтематеринских толщ нижней юры центрального и юго-восточного районов Западной Сибири [3;4;5]. В настоящей работе приводятся результаты палинологических исследований тогурской свиты по разрезам скважин Тугровская 4 и Западно-Таркосалинская 99,пробуренных в двух относительно удаленных друг от друга структурно- фациальных зонах Западной Сибири.

Тугровская скважина 4 пробурена на территории Хангокуртской впадины, непосредственно примыкающей к Талинской зоне нефтенакопления в Красноленинско-Ярудейском структурно- фациальном районе.

Тогурская свита изучена в интервале 2408-2396 м. В самых низах свиты на глубине 2408,5 м выявлен относительно бедный спорово-пыльцевой комплекс, в котором присутствуют Tripartina variabilis Mal., Leiotriletes, Cyathidites, Lycopodiumsporites и редкие Dipteridaceae. Этот комплекс характеризует слои 5 (б) палинозоны Tripartina variabilis, отражающей палинофлору начальной стадии потепления в конце плинсбаха - начале тоара. Присутствие сходного палинокомплекса в самых низах тогурской свиты было отмечено и Н.К. Глушко в схеме стратиграфии юры Красноленинско-Ярудейского района [6]. Этот комплекс установлен также в основании тогурской свиты в скв.Пономаревская 2, Талинская 1900 и в других [3;7].

Начиная с уровня 2397,1 м и кончая 2402,5 м в разрезе четко фиксируется палинокомплекс, отражающий максимум раннетоарского потепления. Его характерной особенностью является высокое содержание спор евро-синийских папоротников Marattisporites scabratus Coup. (до 25%), Contignisporites problematicus (Coup.) Dor., Duplexisporites anogrammensis (K.-M.) Shug, Dipteridaceae, Klukisporites variegatus Coup., большое разнообразие Dictyophyllidites spp (в средней части интервала), присутствие пыльцы Classopollis, Sciadopityspollenites macroverrucosus(Thier.) Iljina, Eucommiidites troedssonii Erdtm. на фоне характерных сибирских форм: многочисленных Cyathidites spp. (преимущественно Cyathidites minor Coup.), Tripartina variabilis Mal., Obtusisporis junctus (K.-M.) Pocock, Stereisporites spp., Osmundacidites, Ginkgocycadophytus, Piceapollenites sp. Содержание пыльцы в комплексе составляет малую часть - не более 10%. Причем пыльца Classopollis и Sciadopityspollenites macroverrucosus появляется только в верхней части интервала. В нижней части встречены единичные споры Neoraistrickia spp., Camptotriletes cerebriformis Naum. ex Jarosch. В средней и верхней частях усиливается роль Dipteridaceae, встречаются единичные Vitreisporites pallidus (Reiss.) Nilss., Lophotriletes. В двух образцах обнаружены единичные акритархи Micrhystridium. В верхнем образце растительные остатки, а также и сами споры сильно пиритизированы. Эти факты могут рассматриваться как признаки солоноватоводной обстановки в момент осадконакопления.

Из отложений тогурской свиты Талинских скважин 2797, 450, 1, 5, 102 и др., расположенных в том же районе был определен сходный палинокомплекс, в котором на фоне

многочисленных спор Cyathidites spp. и Leiotriletes sp, более редких Osmundacidites spp, Piceapollenites, Disaccites и Cycadopites spp. выделяются часто встречаемые Marattisporites scabratus, Contignisporites problematicus, Duplexisporites anogrammensis, Dipteridaceae, редкие Klukisporites variegatus, Dictiophyllidites spinescens Sem., Pteridaceae, Matonisporites sp., Vitreisporites pallidus и Classopollis [8].

Близкий по составу палинокомплекс был выделен из аргиллитовой пачки по разрезу скв. Западно-Таркосалинской-99 в интервале 4082,5 - 4087,5м. Скважина пробурена на севере центральной части Западной Сибири, в Пур-Тазовском междуречье.

Характерной чертой комплекса является доминирующее положение евро-синийских спор Marattisporites scabratus (до 42%), на фоне общего преобладания спор папоротникообразных над пыльцой голосеменных растений. Заметна роль Vitreisporites pallidus (в низах интервала до 9%), постоянно присутствуют Classopollis, Leiotriletes sp. Cyathidites minor, Dipteridaceae, Matonisporites phlebopteroides Coup., а также Contignisporites problematicus и Tripartina variabilis, содержание которых в верхней части интервала увеличивается. К этому уровню приурочено максимальное разнообразие спор евро-синийских папоротников: Cyathidites australis Coup., Dictyophyllidites sp., Duplexisporites sp., Klukisporites sp. Характерно присутствие Leptolepidites verrucatus Coup., L.major Coup., встреченных в посидониевых сланцах нижнего тоара Германии, а также Uvaesporites scythicus Sem., впервые описанных в лингулово-эстериевых слоях тоара на Украине [9;10]. По всему интервалу единично присутствуют Ginkgocycadophytus, Pinuspollenites sp., Cycadopites sp., Coniferales, хвойные древнего облика Alisporites sp, различные Stereisporites, Osmundacidites, Obtusisporis junctus, в средней части встречена Neoraistrickia sp. В низах интервала отмечено большое количество переотложенных спор предположительно позднепалеозойского возраста. В меньших количествах переотложение фиксируется в верхней части. Во всех образцах присутствует микрофитопланктон: редкие акритархи Micrhystridium sp., Veryhachium spp. и многочисленные празинофиты Leiosphaeridia sp.

В опорном для этого района разрезе тогурской свиты по скважине Стахановская 910, согласно заключению В.И. Ильиной, выделен палинокомплекс, обладающий сходными характеристиками. В нем на фоне Cyathidites spp., Leiotriletes, Osmundacidites, Lycopodiumsporites и других спор встречены Marattisporitesscabratus, Dipteridaceae (Dictyophillidites spinescens Sem., D. harrisii Coup.), Contignisporites problematicus. В средней части определен Polycingulatisporites liassicus Schulz, характерный для нижнего тоара Германии [10]. Почти постоянно присутствует Uvaesporites scythicus, часты Duplexisporites anogrammensis (до 20%), Tripartina variabilis. В пыльцевой части рагулярно встречаются Classopollis (в низах до 20%), Vitreisporites pallidus, Piceapollenites и Cycadopites .Подобные палинокомплексы установлены также на Геологической площади в скв. 14, на Северо-Варьеганской площади в скв. 3П и др. Они также характеризуются преобладанием папоротникообразных, среди которых почти четверть составляют Marattisporites scabratus, Dipteridaceae, Klukisporites, Contignisporites и другие споры евро-синийских растений-иммигрантов [11].

Сравнительный анализ палинокомплексов, выявленных в относительно удаленных разнофациальных разрезах тогурской свиты еще раз подтвердил устойчивость определяющих признаков палинокомплекса, отражающего раннетоарский климатический оптимум. Полученные данные свидетельствуют, что раннетоарский комплекс позволяет проводить межрегиональную корреляцию, что особенно важно в связи с повышенным интересом к тогурской свите, как флюидоупору и нефтематериной толще.

Литература

1. Глушко Н.К., Шейко Л.Н. Новые данные по биостратиграфическому исследованию нижнеюрских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ., 1995. - С.12-17.

2. Ильина В.И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. - 237 с.
3. Ильина В.И. Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ. // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. - Санкт-Петербург, ВНИГРИ., 1997. - С. 86-95
4. Конторович А.Э., Андрусевич В.Е., Афанасьев С.А. и др. Геология иусловия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // Геология и геофизика ,1995. - № 6. – Т.36. - С.5-28.
5. Конторович А.Э., Ильина В.И., Москвин В.И. и др. Опорный разрез и нефтегенерационный потенциал отложений нижней юры Нюрольского осадочного бассейна // Геология и геофизика, 1995. - Т.36. - №6. - С.110-126.
6. Костеша О.Н., Кабанова В.М.,Ткачева Л.Г., Чеснокова В.С. Стратиграфия нижней части осадочного чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность нижних горизонтов чехла Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, 1990. - С. 63-78.
7. Маркова Л.Г., Скуратенко А.В. "Теплый" тоарский палинокомплекс в нижней юре Томской области и его значение для стратиграфии и межрегиональных сопоставлений // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. Новосибирск, 1983. - С.41-45.
8. Пуртова С.И. Палинокомплексы из раннеюрских отложений Губкинского и Вартовского литолого-фациальных районов. // Биостратиграфия осадочного чехла Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1989. - С.30-36.
9. Решения 5-го Межведомственного регионального совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины (Тюмень, 1990). – Тюмень, 1991. - 53с.
10. Семенова Е.В. Споры и пыльца юрских отложений и пограничных слоев триаса Донбасса. Киев: Наукова Думка, 1970. - 140 с.
11. Schulz E. Sporenpalaontologische Untersuchungen ratoliassischer Schichten im Zentralteil des Germanishen Beckens // Palaontologische Abhandlungen, Abteillung B, 1967. - Band II. - Heft 3. - S.543-627.

## СТРАТИГРАФИЯ РАННЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КОРГОНСКОГО ПРОГИБА

А.Н. Уваров, Н.Н. Лихачёв
ГП «Запсибгеолсъёмка», с. Елань

Несомненна корректность принципиального расчленения В.Е. Поповым [2] раннедевонских осадочно-вулканогенных образований прогиба на два горизонта – холзунский (нижний) и коргонский. В результате дальнейших геолого-съемочных и поисковых работ эти два горизонта были расчленены на последовательно сменяющие друг друга во времени толщи (снизу вверх): 1 - нижнехолзунская свита (эмский ярус, низы салаиркинского горизонта); 2 - ергольская свита; 3 – кумирская свита (эмс, беловский горизонт и низы шандинского); 4 - коргонская свита (эмс - эйфель). Указанное в скобках время формирования толщ определено палеонтологическим методом. Холзунскому горизонту соответствуют нижнехолзунская, ергольская и кумирская свиты. Он объединяет продукты холзунского вулканического цикла как излившиеся, так и образованные за счет разрушения вулканических построек во время вулканической деятельности и после нее. Коргонский горизонт представлен коргонской свитой и объединяет кислые вулканиты более молодого, чем холзунский, вулканического цикла. Сюда же включены осадочные образования, формирование которых связано с этим вулканизмом.

Нижнехолзунская свита имеет двучленное строение. Ее нижняя часть существенно известняковая с присутствием прослоев полевошпат-кварцевых песчаников и алевропесчаников, с развитием участками вторичных кварцитов по известнякам. Верхняя часть преимущественно терригенная: конгломераты, песчаники, алевропесчаники. В подчиненном количестве присутствуют микриты. В верхах пачки в составе пород появляются песчинки и гальки основных и средних эффузивов. В дальнейшем при появлении новой информации не исключено отнесение нижней известняковой части толщи к камышенской свите. Формирование этой карбонатной пачки происходило в условиях мелкого морского

бассейна (периконтинентальное море). Верхняя терригенная пачка свиты накапливалась в прибрежных районах вплоть до пляжевых зон. Формируется она за счет интенсивного размыва нижележащих отложений и за счет разрушения возникших в это время первых вулканических построек холзунского вулканического комплекса (начало салаиркинского времени). Общая мощность не менее 200 метров.

Ергольская свита представляет собой мощный и сложный осадочно-вулканогенный комплекс с преобладанием вулканитов, преимущественно дав. Для нее характерны широкие изменения соотношений разностей пород как по разрезу, так и по латерали. Среди эффузивов преобладают андезибазальты, менее развиты базальты, еще менее - андезиты. Крайне редки потоки дацитов и их туфов. Вулканиты кислого состава в полях развития свиты и холзунского горизонта в целом чаще наблюдаются в виде субвулканических образований коргонского вулканического комплекса. Они слагают дайки, штоки, экструзивные купола, прорывающие и слабо ороговиковывающие породы горизонта.

Осадочные породы, ассоциирующие с вулканитами, представлены туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфогравелитами., а также вулканотерригенными разностями. Очень редко встречаются алевритовые известняки (микриты). Кислые разности эффузивов, основная масса осадочных пород и туфов тяготеют к верхам разреза.

По своим петро-геохимическим параметрам, в том числе и по фракционированию РЗЭ, вулканиты относятся к толеитовой, известково-щелочной и умеренно щелочной сериям и соответствуют вулканическим породам современных зрелых островных дуг.

Нижняя и верхняя границы толщи согласные, с постепенными переходами. Мощность отложений от 500 и более 4000 метров.

Кумирская свита характеризуется сложным литолого-фациальным профилем, обусловленным чередованием осадочных и вулканогенных фаций, изменчивостью количественных соотношений пород, большими колебаниями мощности. Сложена она песчаниками, алевролитами, реже гравелитами, конгломератами, алевритистыми известняками (микритами). Обычны, хотя развиты и не повсеместно, прослои и линзы лав и туфов андезитов, андезибазальтов, риодацитов, дацитов. К низам разреза свиты тяготеют горизонты и прослои эффузивов, гравелитов и конгломератов, а к верхам алевролиты и микриты. В песчаниках, конгломератах и гравелитах нижней части велико количество обломков вулканитов, которые исчезают в ее верхней части. В целом осадочные породы низов толщи относятся к аффинной группе, т.е. к образованиям, возникшим за счет разрушения вулканических построек. Накопление отложений происходит вблизи разрушающихся центров холзунского вулканического комплекса. Осадочные породы верхов толщи более зрелые.

Формирование свиты происходит во время постепенного затухания холзунского вулканизма и наступления паузы перед началом коргонского вулканического цикла.

Толща согласно перекрывается породами коргонской свиты. Мощность до 1500 м.

Коргонская свита детально изучена л описана Лихачевым Н.Н. н др. [1]. Она расчленяется на три подсвиты, каждая из которых соответствует фазе извержения коргонского комплекса.

*Нижнекоргонская подсвита* сложена туфами., реже лавами риолитов, реже туфами дацитов (характерны для низов подсвиты) с горизонтами и прослоями туфогенно-осадочных и осадочных пород.

*Среднекоргонская подсвита* представляет собой вулканогенно-осадочную толщу пестрого состава: туфы и лавы андезитового, дацитового и базальтового составов, туфопесчаники, туфоконгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты. Исключительно редки известняки. Осадочные образования тяготеют к верхним частям толщи.

*Верхнекоргонская подсвита* в нижней части сложена туфамн и лавами (реже) риолитов, часто калиевых, с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Иногда присутствуют туфы субщелочных дацитов. В верхних частях разреза вулканические породы довольно редки, в некоторых случаях вплоть до полного исчезновения, а

осадочные породы доминируют, становясь более известковистыми и среди них появляются прослои известняков. В дальнейшем не исключена возможность выделения верхней части подсвиты в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения (толщи или свиты). Ее формирование напрямую связано с прекращением коргонского вулканического цикла и разрушением вулканических построек.

Мощность коргонской свиты (горизонта) до 5500 м. Вышележащие фаунистические охарактеризованные карбонатно-терригенные отложения еловской свиты (верхний живет) залегают на породах коргонского горизонта несогласно. Нами в состав еловской свиты отнесен и органогенный карбонатный массив (биотерм) междуречья Кырлыка п Чарыша, известный как «мендурсокконские слои». Этот палеориф несогласно «насажен» на породы кумирской и ергольской толщ, и представляет собой узкое (до 1.5 км шириной) и длинное (около 13 км) тело, ориентированное ЮЮВ-ССЗ.

Литература

1. Лихачёв Н.Н., Миронов В.В., Доманов Л.Я. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Кумиро-Коргонского района (производственный отчет Кумирской партии ЗСГЭ). Новокузнецк, 1980. ЗапСиб. ТГФ.-591 с.
2. Попов В.Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л.: Недра, 1967. -150 с.

## О ФАУНИСТИЧЕСКИ ОХАРАКТЕРИЗОВАННЫХ НИЖНЕДЕВОНСКИХ (ДОЭМССКИХ) ОТЛОЖЕНИЯХ В ВОСТОЧНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.П. Удодов[1], О.П. Мезенцева[1], Н.В. Гумерова[2]
[1]Новокузнецкий госпединститут, г. Новокузнецк
[2]Томский политехнический университет, г. Томск

Вопрос о распространении в Горном Алтае доэмсских отложений нижнего девона дискутируется в течение многих десятилетий. В Восточноуйменском (Уйменском) прогибе фаунистически охарактеризованные нижнедевонские (доэмсские) отложения установлены около 40 лет назад, когда группой палеонтологов (М.А. Ржонсницкая, Э.Н. Янов, Н.Л. Бубличенко, Р.С. Елтышева) была изучена коллекция брахиопод, кораллов, двустворок, криноидей, отобранная Ю.С. Майминым и Л.Г. Васютиной из нескольких обнажений в бассейне р. Тускуля [5]. В результате последующих исследований эти отложения были выделены в качестве джундукских слоев, параллелизуемых с малобачатским горизонтом Салаира [7]. В Корреляционной схеме девона Горного Алтая, принятой в 1979 году, джундукские слои фигурируют в составе верхней подсвиты кыракташской свиты. Позднее, близкие по возрасту отложения были обнаружены в левобережье среднего течения р. Семы, где были описаны в качестве суркобинских слоев [8], и на северо-восточной периферии Горного Алтая в долине нижнего течения р. Садры [4].

В последние годы появились публикации, в которых джундукские и суркобинские слои на основе иной интерпретации части ранее известного фактического материала отнесены к эмсскому ярусу, исходя из чего опровергается факт значительного распространения в Горном Алтае лохков-пражских отложений [2,3]. В этой ситуации представляется необходимым еще раз кратко изложить обоснование доэмсского возраста джундукских и суркобинских слоев, а также новые данные о результатах изучения ругоз и мшанок суркобинских слоев.

Джундукские слои Восточноуйменского прогиба изучены на двух участках, расположенных в восточной и осевой частях прогиба в 15 км один от другого. На первом участке (водораздел рр. Тускуль-Огозо между горами Кыр-Акташ и Тускуль) они представлены пачкой среднекарбонатных алевро-мелкопсаммитовых пород мощностью около 100 м, содержащих остатки двустворчатых моллюсков, криноидей, брахиопод. По латерали эта пачка прослеживается на несколько сотен метров. Доэмсский возраст пачки обосновывается наличием остатков Paracyclas lirata Hall, Modiomorpha rigina Hall, M. subvulata var. chemundensis Hall, позволяющих по заключению О.А. Бетехтиной параллелизовать вмещающие отложения с верхами гельдербергского яруса Северной Америки. Найденные в 200 м ниже по разрезу растительные остатки (Psilophyton goldschmidtii Halle, Sawdonia ornatum (Dawson), Jenisseiphyton cf. rudneavae Ananiev, Protolepidodendron sp., Thursophyton sp.) указывают лишь на принадлежность вмещающих пород к нижнему отделу девона, не давая оснований для более дробной датировки.

В осевой части Восточноуйменского прогиба джундукские слои представлены пачкой зеленовато-голубоватых известняково-пелитово-алевро-мелкопсаммитовых пород (мощность 150-200 м), содержащих остатки брахиопод, ругоз, табулят, мшанок. Эта пачка обнажается на восточных склонах хр. Тонгош (Каратонгош) в восточном и западном крыльях Тонгошской антиклинали. Она практически непрерывно прослеживается в южном направлении на протяжении 8-9 км до правого борта долины нижнего течения рч. Мюшту-Айры.

В коллекции, собранной из этих отложений, определены Leptaenopyxis bouei (Barr.), Areostrophia distorta (Barr.), Protodouvillina grandicula (Grats.), Rhyzophyllum enorme Ether., Tabulophyllum rotundum Spassky, три новых вида родов Fistuliramus и Semicoscinium, новые виды родов Favosites и Pachyfavosites, представители родов Pleurodictium и Grabaulites (заключения Р.Т. Грацианової, С.К. Черепниной, А.М. Ярошинской, Н.В. Мироновой). Этот фаунистический комплекс резко отличается от комплекса вышележащих проезднинских слоев, параллелизуемых с беловско-нижнешандинским интервалом разреза Салаира, отсутствием таких характерных для последнего форм как Adetopora granda Mironova, A. cornieformis (Dubat.), Atrypa schandiensis Rzon., Peetzatrypa tschumyschensis (Rzon.), представители рода Minussiella. Общие для этих комплексов формы - Leptaenopyxis bouei (Barr.), и Protodouvillina grandicula (Grats.) - имеют различную распространенность: первая в изобилии встречается в джундукских слоях и лишь в виде единичных экземпляров - в проезднинских; вторая, напротив, типична для проезднинских слоев и сравнительно редко встречается в джундукских. В целом сопоставление видового состава джундукских и проезднинских слоев не дает каких-либо оснований считать эти отложения одновозрастными. О более древнем возрасте джундукских слоев по сравнению с проезднинскими говорит и их положение в разрезе западного крыла Тонгошской антиклинали (Западно-Каратонгошский разрез): первые залегают стратиграфически ниже вторых примерно на 1500 м [6, рис. 6, 9, 10]. При этом и те, и другие прослежены по простиранию к северу и югу от линии разреза на протяжении 8-10 км.

Суркобинские слои, вскрывающиеся в низах Суркобинского разреза (левый борт лога Суркобу, впадающего в долину р. Семы ниже пос. Шебалино), представлены пачкой зеленовато-голубоватых пелитово-алевро-мелкопсаммитовых пород (мощность 66 м), содержащей прослои розовато-серых известняков мощностью до 0,2 м, изобилующих остатками мелких брахиопод, ругоз, мшанок. В коллекции брахиопод Р.Т. Грацианова определила Leptagonia sp., Nymphorhynchia sp.; М.А. Ржонсницкой определены Latonotoechia aff. latona (Barr.), Latonotoechia ex gr. latona (Barr.), Tannuspirifer (?) sp. ind., позволяющие, по ее мнению, отнести вмещающие породы к пражскому ярусу нижнего девона. По другому интерпретировал эти данные Я.М. Гутак, в стратиграфической схеме которого рассматриваемые отложения датируются эмсским ярусом [2].

В этой связи необходимо привести результаты монографического изучения ругоз и мшанок. Ругозы отнесены Н.В. Гумеровой к виду Distinctus micrus Gumerova gen. et sp. nov., принадлежащему к силурийскому семейству Protozaphrentidae Ivanovsky [1]. Мшанки, изучавшиеся О.П. Мезенцевой, принадлежат к виду Paralioclema morozovae Astrova, характерному для борщовского горизонта лохковского яруса Подолии.

В целом фаунистический комплекс суркобинских слоев существенно отличается по видовому составу от соответствующих комплексов устьактельских и седлушкинских слоев эмсского яруса. Наличие в рассматриваемых слоях форм близких виду Latonotoechia latona (Barr.), весьма характерному для пражского яруса Салаира и Горного Алтая, позволяет предполагать их принадлежность к последнему. На весьма низкое стратиграфическое положение суркобинских слоев в пределах нижнего девона указывает присутствие в них лохковского вида мшанок (Paralioclema morozovae Astrova), брахиопод, в некоторой мере условно отнесенных к силурийскому роду Tannuspirifer, ругоз, принадлежащих к силурийскому семейству Protozaphrentidae.

В свете изложенного выше возраст джундукских и суркобинских слоев может быть изменен лишь в сторону некоторого удревнения (в пределах лохков-пражского хроностратиграфического интервала), но никак не в сторону омоложения. Стратиграфическая схема, отрицающая распространенность на рассмотренных территориях лохков-пражских отложений [3], нуждается в серьезной доработке.

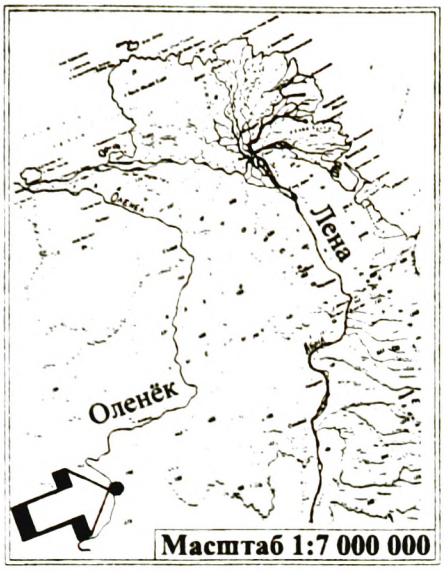
Литература

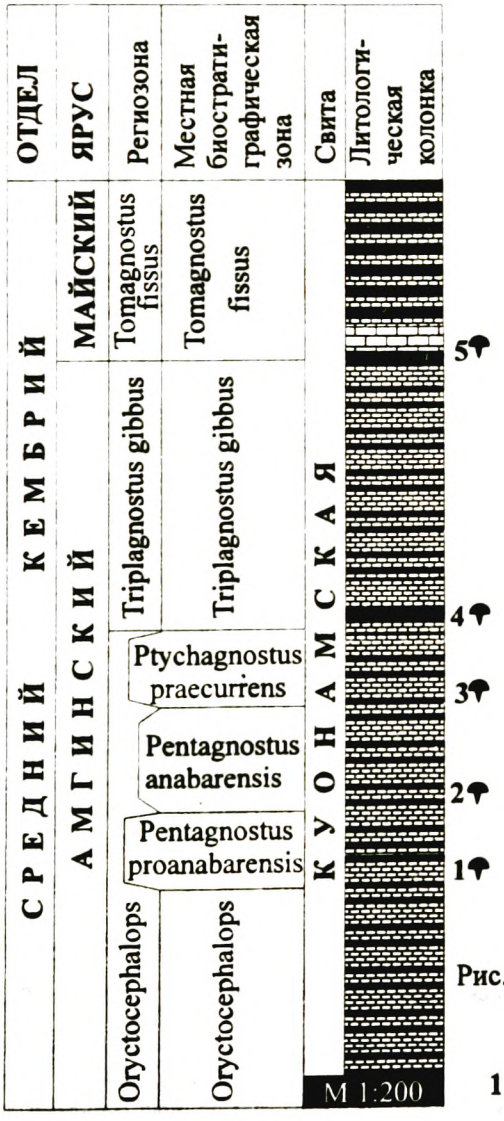
1. Гумерова Н. В. Новые таксоны ругоз Горного Алтая // Вопросы геологии и палеонтологии Сибири. - Томск: Изд-во научно-технической литературы, 1997. - С. 104-112.
2. Гутак Я. М. Новые данные о стратиграфии девонских толщ на юго-востоке Горного Алтая // Геология и геофизика, 1988. - № 9. - С. 122-125.
3. Гутак Я.М. Стратиграфия и история развития Алтая в девоне и раннем карбоне. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. - Новокузнецк, 1997. - 39 с.
4. Лихницкий В.Н., Гутак Я.М. О первой находке морской фауны нижнего девона в Кондомско-Лебедской зоне смятия (Горный Алтай) // Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя Алтае-Саянской складчатой области. - Новокузнецк, 1986. - С. 92-93.
5. Маймин Ю.С., Янов Э.Н. О присутствии в Уйменской впадине (Горный Алтай) нижнего девона // Тр. ВСЕГЕИ, нов. Сер., 1961. - Т. 58. - С. 145-147.
6. Удодов В. П. Геологическое развитие Горного Алтая в девоне как зоны периодической активизации. - Новокузнецк, 1995. - 317 с.
7. Удодов В.П., Кашинова В.В. Био- и литостратиграфия уйменско-лебедского девона // Геологическое строение и рельеф Восточного Алтая. - Новосибирск: Изд-во Новосибирского госпединститута, 1976. - С. 57-92.
8. Удодов В.П., Мезенцева О.П., Коровай О.В. О новой находке в Горном Алтае фаунистически охарактеризованных отложений пражского века в связи с проблемой корреляции нижнедевонских толщ этого региона // Природа и экономика Кузбасса. - Новокузнецк, 1984. - С. 98-100.

## ОСОБЕННОСТИ РАННЕЙ СТАДИИ ФИЛОГЕНЕЗА ТРИЛОБИТОВ СЕМЕЙСТВА PTYCHAGNOSTIDAE

А.В. Федосеев
ИГНГ, г. Новосибирск

Материалом для данной работы послужила коллекция трилобитов, собранная Ю.Я. Шабановым в 1965 году в среднем течении р. Оленек напротив устья р. Амыдай (см. рис.). Здесь по правому берегу Оленека вскрываются тонкослоистые, плитчатые, черные, битуминозные известняки куонамской свиты, в которых были обнаружены остатки трилобитов среднего кембрия.



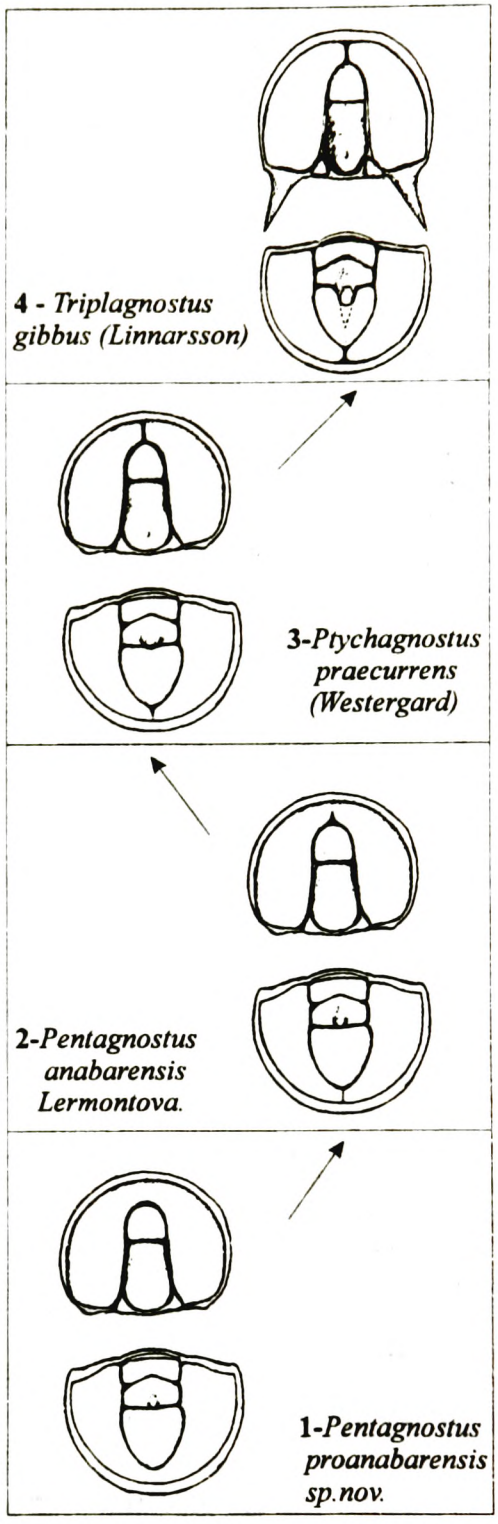




Рис. Район исследования. Стратиграфическая колонка и филогенетическая схема развития трилобитов семейства Ptychagnostidae.

1 - место нахождения зональных видов.

Коллекция представлена преимущественно трилобитами отряда Agnostida, которые, по-видимому, занимали доминирующее положение среди представителей этого класса на данном этапе развития. Начиная со среднекембрийской эпохи, отряд Agnostida зарождается и достигает своего бурного развития уже в середине среднего кембрия - более 30 родов [4], продолжая развиваться до самого конца кембрийского периода. К настоящему времени разными палеонтологами по всему миру описано более 130 родов этого отряда [4] из отложений кембрийского и ордовикского периодов.

Отдельные роды и виды агностид при сравнительно узком вертикальном диапазоне имеют широкое географическое распространение. Так, близкородственные виды встречаются в разрезах кембрия Сибирской платформы, Казахстана, Швеции и Норвегии, Северной Америки, Австралии и Тасмании [1, 3, 4]. Быстрые темпы эволюции агностид отразились в изменении их морфологии, что позволяет палеонтологам с большой степенью достоверности определять последовательность видов агностид в вертикальном разрезе. Строгая приуроченность отдельных родов и видов агностид к определенному интервалу времени позволяет определять возраст отложений до зоны и проводить межрегиональную корреляцию [1].

Установив закономерность изменения морфологических особенностей агностид в непрерывном карбонатном разрезе, можно проследить филогенетическую цепочку развития и на ее основе построить схему биостратиграфического расчленения более дробную чем по полимероидным трилобитам. Так, на примере изучения морфологических изменений в вертикальном разрезе представителей семейства Ptychagnostidae составлена схема ранней стадии их филогенетического развития.

В нижней половине среднего кембрия от семейства Peronopsidae [3] отделился первый представитель птихагностид Pentagnostus proanabarensis. От последовавших за ним форм он отличается наиболее примитивным строением цефалона и пигидия.

На следующей стадии развития у Pentagnostus anabarensis [2] появляются зачаточная предглабелярная борозда, не доходящая до краевой каймы и слабая пострахиальная бороздка. По видимому, возникновение этих аксиальных борозд у агностид связано с укреплением переднего и заднего краев спинного щита с помощью ребер жесткости. Дальнейшее развитие этих признаков привело к возникновению вида Ptychagnostus praecurrens [3]. У этого вида предглабелярная и пострахиальная борозды становятся более четкими и доходят до краевой каймы. Наряду с этими признаками у него начинает увеличиваться аксиальный шип на втором сегменте рахиса. Наиболее резкие морфологические особенности приобретает вид Triplagnostus gibbus [3]. Наряду с прежними морфоэлементами эта форма характерна сильным развитием заднебоковых шипов цефалона и аксиального шипа рахиса. Дальнейшее развитие трилобитов семейства Ptychagnostidae привело к еще большему усложнению морфологии [3].

Таким образом, по появлению выше-охарактеризованных форм в вертикальном разрезе, можно провести более дробное расчленение отложений регионы Oryctocephalops [1] на три местные зоны вспомогательного значения (см. рис.). Эти данные могут быть полезны палеонтологам - стратиграфам для более точной корреляции отложений среднего кембрия в отдельных разрезах внутри таких крупных биостратиграфических зон как: Oryctocephalops, Oryctocara, Kounamkites [1].

Литература

1. Егорова Л.И., Шабанов Ю.Я., Пегель Т.В. и др. Майский ярус стратотипической местности (средний кембрий юго-востока Сибирской платформы). - М.: Наука, 1982. - 146 с.

2. Лермонтова Е.В. Класс трилобитов. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. - М.; Л.: Госгеолиздат, 1940. - Т. 1: Кембрий. - С. 112 - 157.

3. Robison R.A. Cambrian Agnostida of North America and Greenland; part I, Ptychagnostidae. *Paleontol. Contr. Univ. Kansas Pab.* 109, 1984. - 59 pp.

4. Shergold J.H., Laurie J.R. & Sun Xiaowen. Classification and reviev of the trilobite order Agnostida Salter, 1864: an Australian perspective. *Bur. Miner. Resour. Aust. Rep.* 296, 1990. - 93 p.

# РОЛЬ ПАЛИНОЛОГИИ В РАЗРАБОТКЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

А.Ф. Фрадкина
Институт геологии нефти и газа ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Подготовленная к изданию апробированная на палеогеновой и неогеновой комиссиях МСК Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России (с Объяснительной запиской к ней) существенно уточнена по сравнению с принятой на II Межведомственном региональном стратиграфическом совещании в г. Магадане в 1975 г. Это стало возможным в результате накопления за последние 20 лет материала по геологической съемке, поисково-разведочным работам, опорному и параметрическому бурению, палеонтологическим и палеомагнитным исследованиям. Учтены результаты работы специалистов ПГО "Якутскгеология" и "Севвостгеология", производственных и научных организаций гг. Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Якутска, Магадана. Окончательное оформление схемы произведено учеными Института геологических наук СО РАН (г. Якутск) - ответственные исполнители О.В. Гриненко, А.И.Сергеенко, И.Н.Белолюбский.

На территории работ выделены три структурно-фациальных области объединяющие 19 районов: область впадин и прогибов Арктических низменностей Восточной Якутии и Чукотки, область впадин и прогибов Верхояно-Колымской горной системы и область впадин и прогибов Охотоморского побережья и шельфа.

В связи с тем, что имеющие широкое распространение на Северо-Востоке России отложения палеогена и неогена сложены в основном осадками континентального генезиса, для обоснования возраста стратиграфических подразделений наиболее часто применялись результаты палинологического анализа. Находки ископаемых плодов и семян и особенно отпечатков листьев, фораминифер, остракод, диатомей, моллюсков в описываемых отложениях значительно более редки.

В результате обобщения палинологических материалов Н.Т. Бакулиной, Б.В. Белой, Р.Е. Гитерман, Л.П. Жариковой, Г.Г. Карташовой, И.Б. Кистеровой, И.А. Кульковой, Е.М. Львовой, В.Е. Нархиновой, Н.О. Рыбаковой, В.Е. Тереховой, А.Ф. Фрадкиной и других для каждого из выделенных региональных горизонтов (региоярусов, рис. 1) выработаны типологические палинокомплексы (ПК).

Иллэнгский надгоризонт

*1. Саканьинский горизонт* (даний) - с ПК I.

Доминирование *Laevigatosporites* (cf. Polypodiaceae) при подчинении Taxodiaceae, Pinaceae и Angiospermae. Среди последних наиболее часты *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Oreamunoa, Alfaroa, Carya, Magnolia, Nyssa,* Nothofagus и другие теплолюбивые формы; особенность - встречаются редкие реликты позднего мела - *Kryshtofoviana vera* Samoil., *Kr. gracilis* Samoil., *Aquilapollenites conatus* Norton, *Elytranthe striatus* Couper и др.

*2. Тимкинский горизонт* (низы верхнего палеоцена) - с ПК II. Доминирование пыльцы покрытосеменных (до 70%) - в основном *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Tr. aroboratus* Pflug., *Triporopollenites plicoides* Zakl., реже *Engelhardtia, Nyssa, Acer, Comptonia, Alfaroa* и др., редкие, *Taxodium, Sequoia, Pinus, Tsuga*. Особенность - отсутствие позднемеловых реликтов, перечисленных для ПК I. А.Ф. Фрадкина, в отличие от О.В. Гриненко, А.И. Сергеенко и И.Н. Белолюбского, считает более вероятным раннепалеоценовый возраст ПК II и отложений тимкинского горизонта.

*3. Киенгский горизонт* (верхний палеоцен) - с ПК III. Доминирование пыльцы голосеменных (до 80%) - сем. Pinaceae или Taxodiaceae, с редкими *Dacrydium, Podocarpus*. Субдоминанта - покрытосеменные, в основном *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Tr. rurensis* Pflug, *Tr. robustus* Pflug с редкими *Alnus, Betula, Trudopollis, Basopollis* и другими, а также спорами *Lycopodium*, Osmundaceae.

Билирский надгоризонт

*4. Кенгдейский горизонт* (низы нижнего эоцена) - с ПК IV. Доминанта - пыльца голосеменных (до 67 %) - различные *Pinus, Picea, Tsuga, Cedrus*, меньше *Cryptomeria, Sequoia, Glyptostrobus, Podocarpus, Dacrydium*. Субдоминанта - пыльца покрытосеменных. Особенность ПК IV - участие до 10-20 % мелкой трехбороздной пыльцы *Castanopsis pseudocingulum* (R.Pot.) Boitz., *Quercus conferta* Boitz., разнообразных *Rhoipites* и появление типично эоценовых элементов - *Pistillipollenites mcgregorii* Rouse, *Hamamelis scotica* Simpson, *Loranthus elegans* I.Kulk. и других. Эоценовый возраст подтверждается находками отпечатков листьев, диноцистами *Deflandrea phosphoritica* Eisenack, *Wetzeliella articulata* (O.We.) Eisenack.

5. *Тастахский горизонт* (верхи нижнего - низы среднего эоцена) - с ПК V. Систематический состав близок к КП IV. Отличие - резкое возрастание (до 90-95 %) содержания пыльцы наиболее термофильных пород - *Juglans polyporata* Vojcel, *Engelhardtia, Platycarya, Alfaroa, Ulmoideipites krempii* Ander. и других (до 30-60 %) и мелкой трехбороздной пыльцы - различных *Tricolpopollenites, Rhoipites, Quercus graciliformis* Boitz и др.; более частая встречаемость типично эоценовых *Fothergilla gracilis* Lubom., *Angarina paradoxa* (I. Kulk.) и др. Встречены эоценовые диноцисты *Deflandrea oebisfeldensis Alberti, Wetzeliella articulata* (O. We.) Eisenack, а также плоды и семена.

*6. Тенкиченский горизонт* (средний эоцен - вторая половина - низы верхнего эоцена) - с ПК VI. Систематический состав близок к ПК V. Отличия - увеличение роли голосеменных (до 20-30 %), чаще различные Taxodiaceae, реже Pinaceae при уменьшении доли покрытосеменных (до 60 %), в том числе мелких трехбороздных форм порядка лишь 10 % и при редкой встречаемости типично эоценовых элементов - *Cardiospermum notabile* I.Kulk, *Pistillipollenites* и др.

*7. Паршинский горизонт* (верхний эоцен) - с ПК VII. Систематический состав в основном близок к более древним эоценовым. Отличия - возрастание содержания сем. Pinaceae (30-40 5), *Alnus* и *Betula* (до 20 %), уменьшение роли мелких трехбороздных форм (1-2 %), чрезвычайная редкость типично эоценовых *Pistillipollenites, Hamamelis* и др. при заметном количестве в основном умеренно теплолюбивых пород - *Tilia, Carpinus* и других.

Кюегюлюрский надгоризонт

*8. Нижнеколымский горизонт* (низы нижнего олигоцена) - с ПК VIII. Доминируют сем. Pinaceae (30-40 %), *Alnus* и *Betula* (до 40 %). Уменьшилось участие термофильных (10 %, реже до 20 %) - *Myrica, Carpinus, Corylus*, реже *Carya, Castanea, Ostrya* и другие умеренно теплолюбивые, редки Sterculiaceae, *Cyclocarya, Magnolia* и другие; появились *Betula* кустарниковые и *Alnaster*; отсутствуют *Hamamelis, Fothergilla* и другие эоценовые формы; очень редки *Ulmoideipites, Tricolpopollenites*. Этот ПК свидетельствует о похолодании на эоцен-олигоценовом рубеже.

*9. Омолойский горизонт* (нижний олигоцен, вторая половина) с ПК IX. Систематический состав близок к ПК VIII. Отличия - заметное увеличение содержания термофильных покрытосеменных (25-30 %, реже до 40 % и выше) - *Myrica, Comptonia, Quercus, Castanea, Carya spackmania* Trav., *Pterocarya, Liquidambar*, реже *Engelhardtia, Magnolia*, Sterculiaceae при содоминировании сем. Pinaceae (до 20 %) и Taxodiaceae, (до 10 %), при единичной пыльце трав, при отсутствии эоценовых элементов. Расцвет флоры тургайского типа. Климат очень теплый.

*10. Онкучахский горизонт* (верхний олигоцен) с ПК X. В отличие от ПК IX резко увеличилось содержание холодолюбивых элементов - Pinaceae (50 % и выше), *Alnus* и *Be-*

*tula* древовидные (чаще до 30 %), *Alnaster* и *Betula* кустарниковые (до 20 %). Заметно меньше теплолюбивых покрытосеменных (3-8 %) - чаще *Myrica, Carpinus, Corylus,* реже *Tilia, Carya, Fagus* и другие; Taxodiaceae всего до 1-2 %. Заметное похолодание на рубеже с ранним миоценом.

Олигоценовый возраст всех трех ПК подтвержден определениями плодов и семян.

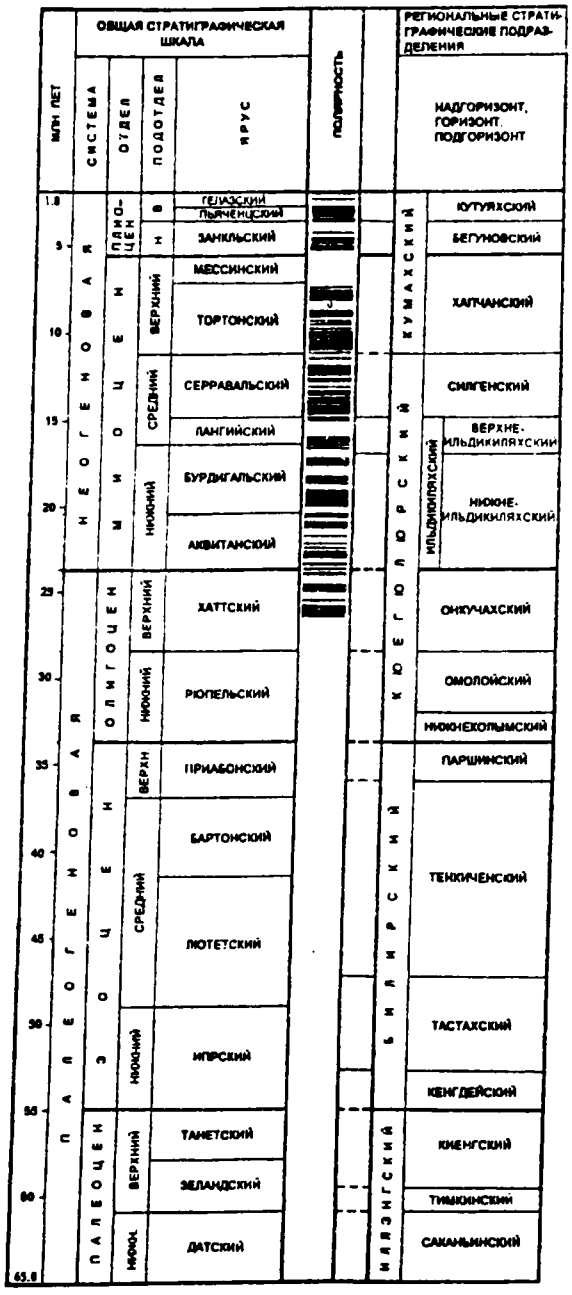



Рис.1 Регионарусы палеоген-неогена Северо-Востока Сибири (составили О.В.Гриненко, А.И.Сергеенко, И.Н.Боголюбский)

*11. Ильдикиляхский горизонт* (нижний - начало среднего миоцена). Охарактеризован двумя палинокомплексами.

*Нижнеильдикиляхский подгоризонт* (нижний миоцен без самых верхов) - с ПК XI. Систематический состав в основном близок к таковому в ПК X. Отличия - заметно уменьшилось количество пыльцы *Betula* кустарниковых и *Alnaster* - всего 1-2 %, увеличилась частота встречаемости сем. Taxodiaceae, более разнообразен состав покрытосеменных - термофилов - *Fagus, Quercus, Tilia, Castanea, Juglans, Ulmus, Ilex*, которые в ПК X встречались редко. Начало потепления после климатического пессимума на рубеже олигоцена-миоцена.

*Верхнеильдикиляхский подгоризонт* (рубеж раннего-среднего миоцена) - с ПК XII. Содоминирование пыльцы *Alnus* и *Betula* древовидных (20-40 %), Pinaceae (до 30 % и выше) и покрытосеменных-термофилов (20-30 %). В числе последних род *Fagus*, иногда достигает 18-20 %, уникально редки *Nyssa, Carya* и особенно *Engelhardtia, Liquidambar*. Повысилось содержание Taxodiaceae (до 20 %). Заметное потепление, климатический оптимум.

*12. Силгенский горизонт* (средний миоцен - большая его по объему часть) - с ПК XIII. При сходстве систематического состава с ПК XII для ПК XIII характерно увеличение роли холодолюбивых элементов - *Alnus* и *Betula* древовидных, *Pinus, Picea* и других сосновых (свыше 50-60 %), а также спор (10-15 %) - в основном Polypodiaceae, *Sphagnum;* заметное уменьшение сем. Taxodiaceae (всего 1-2 % не во всех спектрах); покрытосеменные-термофилы более редки (6-8 %) - только листопадные породы - *Myrica, Comptonia, Tilia, Ilex, Carpinus, Corylus, Fagus, Quercus, Juglans*. Относительное похолодание.

Миоценовый возраст ПК ильдикиляхского и силгенского горизонтов подтверждается определениями плодов и семян.

Кумахский надгоризонт

*13. Хапчанский горизонт* (верхний миоцен) - с ПК XIV. Преобладают древесные породы - Pinaceae, *Alnus, Betula* древовидные. Однако увеличилось количество Ericales (10-15 %) и кустарников *Betula* и *Alnaster* (5-10 %). Среди спор (до 15-20 %) доминирует Sphagnum. Обеднен состав покрытосеменных-термофилов - чаще *Carpinus, Corylus, Myrica,* (холодолюбивые) и редко *Fagus, Tilia, Juglans*; *Quercus*, более редки Taxodiaceae. Резкое похолодание по отношению к среднему миоцену.

*14. Бегуновский горизонт* (нижний плиоцен) - с ПК XV. При господстве древесных пород (50-60 % и выше) - *Betula, Alnus, Pinus, Picea, Larix, Tsuga* увеличилось количество кустарников *Betula* и *Alnaster* (до 35 %) и разнообразных трав (до 10 %, реже выше); отсутствует пыльца Taxodiaceae; более редки покрытосеменные-термофилы (обычно 1-2 %) - чаще *Carpinus, Corylus,* холодолюбивые *Myrica* при редких и единичных *Tilia, Juglans, Ulmus, Ilex*. Дальнейшее похолодание, но еще без вечной мерзлоты.

*15.Кутуяхский горизонт* (верхний плиоцен) - с ПК XVI. Характерно содоминирование пыльцы *Alnaster* и *Betula* кустарниковых (30-40 %), трав (20-30 %) Gramineae, Cyperaceae и других и спор (20-30 %) - чаще Bryales, *Sphagnum*. В числе субдоминант *Alnus, Betula* древовидные; *Pinus, Larix,* изредка *Picea, Abies* - единичны. Резкое изменение климата до уровня субарктического с вечной мерзлотой.

В отложениях кумахского надгоризонта кроме спор и пыльцы найдены также плоды и семена; более редки находки фораминифер, диатомей; в кутуяхских отложениях - мелкие млекопитающие.

По палинологическим данным доказано наличие на территории работ достоверных отложений палеоцена, более дробно удалось расчленить эоцен и олигоцен, проследить в новых разрезах распространение отложений неогена, получить представление о характере растительного покрова и изменениях климата.

# КОНЦЕПЦИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ЭВОЛЮЦИОНИЗМА (ФИЛОСОФСКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

И.В. Черникова
Томский госуниверситет, г. Томск

Задача исследования, выполненного в данной статье, это философско - методологический анализ понятия «эволюция», того, как это понятие изменялось в связи с развитием науки и культуры в целом.

Известно, что эволюционный взгляд на природу – заслуга естествознания конца XVIII века. С этого момента в господствовавшей механистической научной картине мира начались преобразования, которые можно обозначить как историаризация науки – формирование исторического видения природных процессов, эти преобразования затронули астрономию (небулярная космогония Канта), геологию (униформизм Чарльза Лайеля), но лидером эволюционного естествознания, начиная с XIX века, являлась и является биология.

XIX век породил различные эволюционные схемы. В каждой науке сформировался свой эволюционизм: возникли представления о рождении и развитии Вселенной, химических элементов, Земли, биосферы... Только внутри одной науки – биологии родилось несколько эволюционных концепций, наряду с дарвинизмом существовали ламаркизм и номогенез. Именно благодаря дарвинизму биология становится бесспорным лидером эволюционного естествознания. После Дарвина оспаривать идею эволюции вообще стало уже почти невозможно, «лед был уже сломан», как отмечал Филипченко, дальше на первый план выдвинулись вопросы о причинах, факторах и механизмах эволюции. И здесь также было сломано немало копий в борьбе за истинное, так сказать, понимание эволюции. В частности, в работе К.М. Завадского «Развитие эволюционной теории после Дарвина» проанализирован калейдоскоп мнений и трактовок биологической эволюции. А.А. Любищев выделил и сгруппировал четырнадцать пар антитез, чтобы продемонстрировать эту самую многоаспектность эволюции. Эволюция как развертывание задатков (преформизм) и эволюция как развитие с новообразованием (эпигенез). Эволюция как постепенное, непрерывное развитие и эволюция как революционное развитие, скачкообразное, прерывное. Эволюция прогрессивная и эволюция регрессивная. Эволюция на основе случайных мутаций (тихогенез) и эволюция на основе твердых законов формообразования (номогенез). Эволюция на основе внутренних факторов (эндогенез) и эволюция на основе внешних факторов (эктогенез) и другие антитезы. Подход А.А. Любищева весьма ценен методологически, поскольку обращает внимание на многомерность и внутреннюю противоречивость самого явления – эволюция.

Не буду останавливаться на совершенствовании эволюционизма в синтетической теории эволюции, поскольку СТЭ парадигмально не вышла за пределы классического эволюционизма. Сущностная переориентация эволюционных воззрений или, как говорят, парадигмальный поворот с локального эволюционизма на глобальный – это завоевание науки второй половины XX столетия. Готовился этот поворот в культуре с участием и науки и философии не менее столетия. Свой вклад внесли в формирование глобального эволюционизма Г. Спенсер, А. Бергсон, А. Уайтхед, П. Тейяр де Шарден, В.И. Вернадский, Лима де Фариа, Э. Янч и др. Но особо следует выделить концептуальную значимость идей В.И. Вернадского и Э. Янча.

В.И. Вернадский, рассматривая эволюцию минералов, растягивал спектр факторов эволюции очень широко: живое вещество, жизнь как фактор космической эволюции, биосфера, ноосфера – все это участники единого эволюционного процесса. И только так понимая эволюцию можно попытаться описать эволюцию минерала. Э. Янч в книге «The

self-organizing Univerce: Scientific and human implications of the emerging paradigm of evolution» на основе теории диссипативных систем И. Пригожина (синергетика) создал концептуальную модель глобального эволюционизма. Янчем показано, что существует фундаментальное сходство, единство различных видов динамик самоорганизации. Бытие понимается не как иерархия вещественных явлений, а иерархия взаимодействий, где каждому уровню присущи специфические механизмы коммуникации. В целом эволюция трактуется как многоаспектная коэволюция (сопряженная эволюция). Нравственность, мораль религиозное сознание, в частности, рожденная человечеством идея Бога – все развивается подобно диссипативным структурам. Особое место в характеристике эволюционных систем занимает функция автопоэзиса (autopoiesis) – означающая способность к самовоспроизведению и сохранению автономии по отношению к окружающей среде. Примером такой системы является клетка. Иного типа allopoietic sistem , например, машина, функционирование которой задается извне. Эволюционный процесс трактуется как иерархия гиперциклов, каждый из которых есть автопоэтический процесс (система в системе). Развертывание процесса – есть спонтанное структурирование автопоэтических систем.

В итоге естественная история, включая историю человека, может быть понята как история организации материи и энергии. Но на нее можно взглянуть и как на организацию информации. Сверх того, она может быть понята как эволюция сознания. Глобальный процесс может быть понят через эволюцию сознания, поскольку он управляется не только нижними связями, но и верхними (не только исторической памятью детерминирован, но и опытом тотальной эволюции, целостностью). В этом контексте возможно утверждать, что «вся естественная история – есть история мысли» (Э. Янч).

Идея глобального эволюционизма явилась новой метафорой эволюции, современной формой эволюционизма. В отличие от прежней трактовки эволюции, сводящей ее к медленным постепенным изменениям, в глобальном эволюционизме механизм изменчивости не ограничивается непрерывными процессами, напротив, включает взрывы, сальтации, биффуркации, как форму изменчивости. Формировался глобальный эволюционизм в современном естествознании благодаря процессам экстраполяции и интеграции эволюционных знаний.

Термин «глобальный» обозначает не распространение непрерывной изменчивости до беспредельных масштабов, а указывает на рождение нового взгляда на эволюцию – это внутренне противоречивый процесс, антиномичный, протекающий и как прерывный и как непрерывный, как направленный и как ненаправленный, как закономерный и как случайный..., процесс, в котором постоянство и стабильность есть необходимое условие изменчивости. Фокусом глобального эволюционизма является человек ответственный за эволюцию, ее самосознание.

Глобальный эволюционизм, или, как его еще называют, универсальный эволюционизм, возник как убеждение, интуиция естествознания второй половины XX века в наличии универсальных эволюционных закономерностей, позволяющих говорить о «едином мировом процессе развития» (Н.Н. Моисеев) от космогенеза до человека. Человека нельзя понять вне человечества, человечество вне жизни, жизнь – вне Вселенной. «Человек –эволюция, осознавшая саму себя» (П. Тейяр де Шарден).

Глобальный эволюционизм является как бы ответом на стремление современной науки к комплексному изучению природы в ее саморазвитии, выступает средством адекватном задаче исследования саморазвивающихся систем. С идеей глобальной эволюции связано две группы аксиом: во-первых, это утверждение становления, новообразования, изменчивости; во-вторых, утверждение системности, целостности, взаимообусловленности.

На основе глобального эволюционизма возникает образ мира как саморазвивающейся суперсистемы, любой объект предстает как составляющая целостности: и как событие и как система одновременно. Здесь любой объект рассматривается в системном каче-

стве, а состояние не противопоставляется процессу. Состояние как равновесие приобретает динамичность, это хорошо иллюстрирует образ велосипеда, который легче удержать в равновесии, когда он едет. Процессуальность становится универсальной характеристикой. Но важно и другое – учитывать целостность Универсума, в котором все составляющие сами являются системами (космос как система галактик, звезд, планет; геосфера как система геологических объектов; биосфера как система живого вещества; системы взаимодействия частиц, информационные системы и т.д.) взаимосвязаны и в то же время сохраняют целостность.

Называя какую-то систему целостной, надо всегда иметь в виду среду, в которой та может развиваться и учитывать, что среда тоже развивается. Среда потенциально содержит в себе разные виды локализации процессов. Среда есть некое единое начало. Выступающее как носитель различных форм будущей организации, как поле неоднозначных путей развития. Так всякая эволюция оказывается коэволюцией системы и ее среды.

В этом суть переориентации эволюционной мысли со статистического подхода на системный. Если классический эволюционизм (дарвинизм) мыслил эволюцию в рамках баланса, делал акцент на приспособлении к среде обитания за счет случайных мутаций (статистический взгляд на эволюцию), то теперь на первом плане оказывается новообразование как результат самоорганизации и коэволюции. Эволюция сегодня понимается как коэволюция, а новую парадигму эволюции называют еще парадигмой самоорганизации.

В книге Э. Янча эволюция предстает как сложный, но целостный феномен всеобщего развертывания порядка, который проявляется многими способами: через материю и энергию, информацию и сложность, сознание и саморефлексию. Одновременно эволюция представляется единой системой взаимодействий, в которой существует иерархия и соподчиненность систем эволюции.

Эволюционная термодинамика позволила понять, что эволюционный процесс, это не линейный, не однонаправленный процесс, происходящий по экспоненте, а процесс, который можно назвать ветвящимся. Если говорить об образе, который помог бы наглядно представить этот нелинейный процесс, то наиболее удачной, на наш взгляд, является "«картинка"», предложенная для описания бытия С.Л. Франком. "«Бытие, - писал он, - можно уподобить спутанному клубку и притом не клубку, который можно было бы развернуть в одну простую нить, а клубку, который, будучи развернут, оказывается сложным взаимопереплетающимся узором. Начало и конец всякого частного явления или содержания принадлежат не ему самому, а лежат в другом, – в конечном счете, целом как таковом» [1]. Это ли не описание бытия как становления, бытия – процесса, понимаемого в смысле, который задает парадигма самоорганизации?

Просто удивительно, насколько этот образ клубка, разворачивающегося в ветвящийся, сетчатый узор, соответствует современному описанию нелинейных процессов. Особенность последних специалисты видят в том, что при определенном диапазоне изменения среды и параметров нелинейных уравнений не происходит качественных изменений картины процесса. Несмотря на варьирование воздействий, оказываемых на систему, она сохраняет устойчивость, или процесс «скатывается» на ту же самую структуру, на тот же самый режим движения системы. Но если перешагнуть некоторое пороговое изменение, превзойти критическое значение параметров, то режим движения системы качественно меняется, она попадает в область притяжения другого аттрактора. Причем, точки ветвления (точки бифуркации) могут быть в любой точке системы – процесса, у этого процесса нет экстремальных точек ни в пространстве, ни во времени, у этой системы везде центр, и все точки могут быть «источником и стоком» [2].

Как видим, современное представление о бытии, где процессы существенно нелинейны, очень далеко от моделей классической науки с жесткой, одномерной причинно-следственной связью явлений. Новая парадигма эволюции значительно изменила представление о том, что есть процесс. Кроме того, она имеет множество следствий мировоз-

зренческого характера, однако это отдельная и очень важная тема, которую здесь мы не обсуждаем. Пожалуй, наиболее существенным отличием коэволюционной концепции от привычной для западной науки трактовки движения как последовательности состояний (кинокадров) – кинематографическая модель Бергсона, заключается в том, что эволюция рассматривается как ячейка в общем процессе. То есть, процесс есть структура, и структура это локализованный в определенных участках среды процесс, или, иначе говоря, «блуждающее в среде пятно процесса» (Е.Н. Князева, С.П. Курдюмов). В этом суть новой парадигмы эволюции, которую называют системной, понимая эволюцию как коэволюцию систем.

Коэволюционная концепция рассматривает эволюцию объекта (например, вид) как ячейку в общем процессе – это главное отличие эволюционизма Ламарка (упражнение) – Дарвина (отбор) – Берга (номогенез), сосредоточенного на эволюции отдельных видов.

Если для классического эволюционизма Ламарка-Дарвина был характерен акцент на приспособлении к среде обитания, то теперь на первый план выходит идея самоорганизации.

Категориальный каркас современного эволюционизма, если его сравнить с категориальным каркасом классического эволюционизма (главные понятия – баланс, отбор, случайность), состоит из таких понятий как метастабильность, системность, нелинейность, самоорганизация...

Итак, сегодня следует констатировать переориентацию с локального эволюционизма на глобальный. Сегодня эволюция понимается не как последовательность реакций на внешние воздействия, а как совокупность актов самоорганизации.

Концепция глобального эволюционизма – это не только естественнонаучная концепция, она еще и чрезвычайно мировоззренчески нагружена, в силу того, что фокусом глобального эволюционизма явилось включение человека в эволюционный процесс. Человек, созданная им техносфера, ноосфера, являются факторами эволюции живого и человек, осознавая это – ответственен за эволюцию. Так в эволюционизм входит этическая тема, в книге автора статьи «Всеохватывающий феномен эволюции и человечество» предлагается положить эволюционную способность систем в основание экологической этики. Там же показано, что глобальный эволюционизм дает новый взгляд на историю антропогенеза. Проблема эволюции смыкается с экологической тематикой, с проблемой выживания человечества.

Статья выполнена при поддержке РФФИ (грант 97-06-80225)

Литература

1. Франк С.Л. Сочинения.- М.: Правда. 1990. - С. 228
2. Князева Е.Н., КурдюмовС.П. Синергетика как новое мировидение; Диалог с И. Пригожиным //Вопросы философии.-1992, N 12.- С.3-21.

## ДЕТАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЮРСКИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНЫХ И АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НГП

Г.Г. Шемин, В.В. Балашов, А.Н. Карташов, М.А. Левчук, А.Ю. Нехаев, В.Я. Санин.
Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

В юрских отложениях северных и арктических районов Западно-Сибирской НГП (Ямальской, Гыданской, Надым-Пурской Пур-Тазовской НГО) согласно утверждённым «Региональным стратиграфическим схемам нижне-среднеюрских и верхнеюрских отложений...» [1] выделяются следующие свиты: береговая, ягельная, котухтинская, тюмен-

ская, васюганская, георгиевская, баженовская и их возрастные аналоги, которые имеют цикличное строение, т.е. состоят из серий более мелких вспомогательных стратиграфических подразделений, циклически построенных пачек (циклитов). Каждое из них представлено набором различных пород, характеризующихся направленностью изменения их гранулометрического состава. В нижне-среднеюрских отложениях они обычно в основании сложены пластом песчаников, которые вверх по разрезу постепенно переходят в глины, т.е. им свойственна прогрессивная направленность литологического состава. В вышезалегающих верхнеюрских образованиях характер изменения вещества в циклитах иной. Для них характерна регрессивная направленность литологического состава, от глин (аргиллитов) в основании, до песчаников в кровле. Мощность циклопачек изменяется от 30 до 150 м. Границы между ними чёткие. Отмеченная особенность строения циклически построенных пачек чётко выражена в комплексе каротажных диаграмм КС, ПС, ГК, НГК, выделение и сопоставление их обычно не вызывает затруднений. Корреляция отложений осуществляется по материалам ГИС и датировкам их возраста по органическим остаткам, т.е. при выполнении этих исследований в полной мере применены литологические и биостратиграфические методы. Корреляция юрских отложений осуществлялась путём сопоставления наиболее близких по стратиграфическому объёму и строению разрезов. При этом использовались правила последовательности залегания циклопачек и прослеживание этой последовательности по разрезам, упорядоченность изменений мощности циклитов при изменение мощности свит и подсвит. Учитывалась также направленность изменения литологического состава.

Приведённый методический приём позволил расчленить нижне-среднеюрские отложения береговой, ягельной, котухтинской, тюменской свит и их возрастных аналогов соответственно на две, две, семь и одиннадцать пачек циклического строения и осуществить корреляцию этих отложений по пяти корреляционным профилям: Светлогорская - Уренгойская площади, Уренгойская - Бованенковская площади, Уренгойская - Полуйская площади, Южно-Часельская - Сугмутская площади, Южно-Русская - Вынгапуровская площади, охватывающих все имеющиеся структурно-фациальные зоны нижне-среднеюрских образований исследуемых районов.

Выполненная детальная корреляция нижне-среднеюрских отложений по циклически построенным пачкам позволила уточнить стратиграфические объёмы местных стратиграфических подразделений в различных фациальных зонах, стратиграфическое положение нефтегазоносных и песчаных пластов и их индексацию, а также выделить позднекотухтинский региональный перерыв. В этих образованиях выделено 20 «сквозных» пластов, залегающих, как правило, в основание циклопачек и 36 «не сквозных» пластов, приуроченных к различным стратиграфическим уровням их глинистых частей и имеющих ограниченное территориальное развитие. Сквозные пласты, в соответствии с принятой индексацией, имеют индексы от $Ю_2$ до $Ю_{20}$. В тюменской свите таких пластов одиннадцать ($Ю_2$ - $Ю_{12}$), в котухтинской - семь ($Ю_{13}$ - $Ю_{19}$) и в ягельной - один ($Ю_{20}$). Не сквозные пласты имеют индекс основного пласта, залегающего в основании циклопачки и дополнительный буквенный индекс «сверху вниз» по разрезу от «а» до «д» ($Ю_2^а$, $Ю_2^б$ и т.д.).

Верхнеюрские отложения представлены тремя типами разрезов. Первый из них развит в северной и северо-западной частях исследуемой территории. Для него характерен глинистый состав отложений (абалакская и баженовская свиты) и выдержанная их мощность - 80-100 м. Второй тип разреза охватывает центральные и южные районы. Он сложен отложениями баженовской, георгиевской и васюганской свит и характеризуется присутствием среди глинистых образований песчаного пласта $Ю_1$ в верхневасюганской подсвите. Для него характерно изменение мощности от 100-150 до 250 м. Корреляция отложений между этими типами разрезов обычно не вызывает затруднений. И третий восточный тип разреза верхнеюрских отложений характеризуется значительным «раздувом» мощностей отложений до 500-600 м существенным опесчаниванием разреза, особенно в

средней части (сиговская свита). Сложен он образованиями точинской, сиговской и яновстанской свит. Корреляция отложений между центральным и восточным типами разрезов затруднена.

В настоящей работе основное внимание уделено корреляции верхнеюрских отложений центрального и восточного типов разреза. Она осуществлена выше описанным методическим приёмом по пяти субширотным профилям: Мангазейская - Русско-Реченская площади, Термокарстовая - Уренгойская площади, Ютермальская - Русско-Часельская площади, Среднехудосейская - Уренгойская площади и Холмистая - Надымская площади, ориентированных в крест простирания фаций. Разрез верхней юры расчленён и скоррелирован по десяти циклически построенным пачкам, большинство из которых представлены несколькими подпачками (от двух до трех). В точинской, сиговской и яновстанской свитах соответственно выделено две, пять и три циклопачки.

Индексация песчаных пластов верхнеюрских отложений осуществлялась в соответствие с принятой схемой для наиболее полного восточного типа разрезов. В яновстанской свите выделено три пласта ($ЯН_1$ - $ЯН_3$), в сиговской - двенадцать ($СГ_1$ - $СГ_5$ - верхняя подсвита, $Ю_1^1$ -$Ю_1^7$ - нижняя подсвита) и в точинской - один ($Ю_1^8$).

Выполненная детальная корреляция верхнеюрских отложений по циклически построенным пачкам позволяет сделать следующие выводы:

1. Выделенные в разрезе верхней юры десять циклопачек достаточно чётко прослеживаются в восточной и центральной частях исследуемой территории, там где он имеет песчано-глинистый состав и значительные мощности. В западном, глинистом типе разреза проследить их не представляется возможным.

2. В восточной части исследуемых районов в разрезе точинской свиты, в основании подпачки tch-$2^b$, выделяется пласт $Ю_1^8$, который в западном направлении выклинивается.

3. Разрезы сиговской и яновстанской свит испытывают тенденцию глинизации и уменьшение мощностей в западном направлении. В этом направлении происходит замещение песчаных пластов $СГ_1$ - $СГ_5$, $Ю_1^1$ и $ЯН_1$ -$ЯН_3$ на глины и выклинивание пластов $Ю_1^3$ и $Ю_1^4$.

4. Отложения верхней юры имеют клиноформное строение. Выделенные в разрезах циклически построенные пачки испытывают тенденцию сокращения стратиграфических объёмов и мощностей в западном направлении. Особенно ярко эта закономерность проявлена в отложениях верхнесиговской подсвиты.

Литература

1. Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1990. - Тюмень, 1991. - 54 с.

## ИСКОПАЕМЫЕ ВЕСТИМЕНТИФЕРЫ ИЗ УСТЬЕВЫХ БИОТ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА (МАГНИТОГОРСКО - МУГОДЖАРСКАЯ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

А.Ю. Шпанская[1], В.В. Масленников[1], K.T.S. Little[2]
[1]Институт минералогии УрО РАН, Миасс
[2]Музей естественной истории, Лондон, Великобритания.

Выявлен ряд признаков по которым червеобразные остатки из кровли рудных тел колчеданных месторождений Яман-Касы ($S_1l$) и Сибай ($D_2zv_{kr}$) на Южном Урале относят-

ся к типу VESTIMENTIFERA. По сульфидизированным остаткам с разным строением поверхности трубки вестиментифер выделено два новых вида в составе двух новых родов.

Несколько десятилетий назад в сульфидных телах месторождений Южного Урала были обнаружены остатки фауны [1], развивающейся, как стало известно совсем недавно, на основе бактериального хемосинтеза. Местонахождения фауны расположены вблизи бывших истечений древних горячих сульфидсодержащих флюидов в зонах задугового спрединга, на окраине Уральского палеоокеана.

Такое четкое представление о геологическом местонахождении ископаемых фаунистических сообществ и способе их существования получено в результате сравнения древних форм с недавно обнаруженными представителями пригидротермальных "оазисов" современного Мирового океана.

Фактическим материалом для статьи послужили сульфидные остатки пригидротермальной фауны, собранной на месторождении Сибай (коллекция В.В. Масленникова) и Яман-Касы (коллекции В.В. Масленникова, В.В. Зайкова и А.Ю. Шпанской). Для проведения сравнительного анализа использовалась коллекция современной фауны из института океанологии РАН.

Авторы выражают глубокую признательность геологу рудника Яман-Касы В.М. Волкову за помощь, оказанную при формировании коллекций, и биологу института океанологии РАН А.П. Кузнецову за предварительное определение фаунистических остатков.

Новым для палеонтологии в раннесилурийских [3,9] и среднедевонских [8] ископаемых биотах Урала было обнаружение крупных трубок червеобразных животных, сходных с современными вестиментиферами [4,5,16].

Первые данные по ископаемым червеобразным остаткам, близким к трубкам современных вестиментифер по морфологии, аналогичным пригидротермальным процессам и условиям фоссилизации были получены в меловых сульфидных массивах Тродоса на Кипре и Самаила в Омане. А позже в Тинайских карбоновых свинцово-цинковых сульфидах Ирландии [13,4,11].

Впервые сходство между современными вестиментиферами и ископаемыми уральскими формами было отмечено на Сибайском месторождении В.В. Масленниковым [7,8]. Им же, совместно с В.В. Зайковым, А.П. Кузнецовым, В.А. Прокиным и другими было проведено исследование геолого-палеоэкологических условий существования и изучение минералогии и геохимии биоморфных сульфидных руд и ископаемых вестиментифер [2,4,7,8].

Но до настоящего времени эти уникальные ископаемые организмы не были введены в современную систематику беспозвоночных и назывались по аналогии с современными формами ископаемыми вестиментиферами или просто червеобразными.

В настоящей статье авторы предлагают отнести данную группу беспозвоночных животных к типу VESTIMENTIFERA на основании присутствия у ископаемых форм следующих признаков:

- сходство геолого-геохимических условий нахождения древних и ныне живущих вестиментифер (зоны спрединга, глубина, высокая температура, физико-химические и окислительно-востановительные характеристики среды, и.т.д.);

- аналогичные экологические условия существования древних и ныне живущих вестиментифер (локализация вокруг мест истечения сульфидотлагающих гидротерм, вертикальное прижизненное положение, широкое развитие бактериальных матов; потребление червеобразными высокоэнергетических соединений для обеспечения жизнедеятельности, что подтверждается самим обнаружением фоссилизованных остатков вблизи истечений гидротерм богатых сероводородом; использование бактерий - симбионтов и др.) [5,11].

- наличие трубки (древние формы представлены только фрагментами фоссилизованныхных трубок различного диаметра с несколькими типами заполнения сульфидным осадком или замещенными тканями, свидетельствующими о том, что в момент захоронения присутствовали трубки, как пустотелые, с хорошо различимой дифференциацией рудного материала (Рис.1), так и заполненные полностью или частично мягкими телами червеобразных);

Рис. 1. Дифференциация рудного материала в ископаемой трубке древнего червеобразного Yamankasia rifeia sp. nov. Поперечное сечение трубки. Ув. 2.

- кустистая форма колоний вертикально стоящих трубок, прикрепленных к оруденелому субстрату;
- идентичность морфологии трубок (наличие специфических морщин, тентов, размеров, строения) у ископаемых и современных оруденелых форм;
- характерные исходные физические свойства трубок. для первого типа): гибкость, эластичность, упругость и, одновременно, пластичность, распознаваемая по мелким и глубоким морщинам на поверхности трубок и по специфическим складкам, характерным для хитино-протеиновых трубок современных вестиментифер;
- возможный исходный хитиновый или близкий к нему по характеристикам состав вещества, определяемый по своеобразной штриховке на наружной поверхности трубок и по хорошей сохранности остатков;
- наличие бактериальных обрастаний вокруг трубок (сульфидные строматолиты) (Рис. 2) и в трубках, содержащих реликты типичных сульфид-образующих и сульфид-окисляющих бактерий, которые обычно являются симбионтами современных вестиментифер.
- аналогичные условия фоссилизации животных и пригидротермальных процессов современных и ископаемых "курильщиков", выражающихся в схожей минерализации [10] и другие.

- Рис. 2. Бактериальная оторочка вокруг трубки ископаемой вестиментиферы.

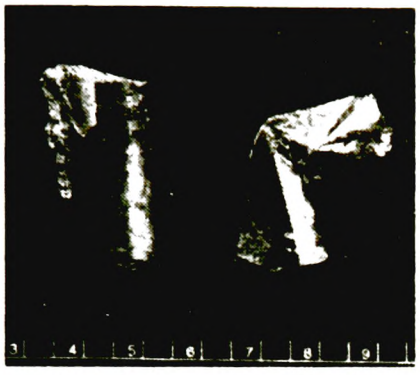
Систематика современных вестиментифер построена на различиях в анатомии организмов. Выделение классов, например, основано на сравнении морфологии щетинок, расположения мускулатуры обтуракула (своеобразной хитиновой крышечки, затыкающей трубку во время опасности), числа и характера кожных отверстий секреторных проток и так далее [15] и поэтому для ископаемых форм, представленных только сульфидизированными трубками, она практически неприменима. Несмотря на морфологическое сходство ископаемых остатков с трубками современных вестиментифер они не могут быть причислены ни к одному из известных ныне отрядов, в связи с очень плохой сохранностью или отсутствием самого тела червеобразного.

В связи с неясным систематическим положением древних червеобразных в современной систематике авторы предлагают выделить два новых рода и определить их в тип VESTIMENTIFERA без дальнейшей конкретизации.

**Род Yamankasia Shpanskaia, Maslennikov et Little, gen. nov. Рис.3,4**

Название рода от названия месторождения Яман-Касы.

Типовой вид - Y.rifeia sp.nov. нижний силур, лландовери. Южный Урал, Оренбургская область, месторождене Яман-Касы, выклинка и кровля рудного тела.



Диагноз. Сульфидизированные трубки червеобразных организмов обнаруженные в гидротермальных сульфидных рудах, образованных в местах истечения древних, сероводородсодержащих гидротерм в зонах задугового спрединга[1]. Трубки древних вестиментифер сульфидизированы и встречаются в виде фрагментов до 20 см, а in sity до 50 см. Трубки имеют цилиндрическую или уплощенную форму (Рис. 3).

Рис. 3. Фрагменты трубок сульфидизированных остатков ископаемых вестиментифер Yamankasia rifeia sp. nov. Месторождение Яман-Касы.

Поверхность осложнена мелкими, шириной в несколько миллиметров, морщинками, а так же средними и крупными морщинами - складками и сильными изломами в развернутых, скрученных и сжатых трубках. Наружная поверхность трубок гладкая, скульптированная тонкой штриховкой.

Поперечные сечения круглые, овальные или линзовидные (сильно сплющенные). Диаметр трубок от первых миллиметров до нескольких сантиметров.

Осевой канал трубок заполнен кварц-пиритовым, кварц-пирит-халькопиритовым или кварц-пирит-сфалеритовым материалом. В некоторых случаях вместо кварца присутствует барит.

Видовой состав. Типовой вид.

**Yamankasia rifeia Shpanskaia, Maslennikov et Little, sp.nov.Рис. 3; 4**

Название вида от древнего названия Урала - Рифейские горы.

Использование палеоэкологического критерия, как основного для выделения родовой группы, связано с данными по современным вестиментиферам, достаточно сильно морфологически зависящих от химизма потребляемого флюида. В данном случае в этот и следующий рода входят палеовестиментиферы, существовавшие в среде с большим содержанием и, вероятно, потребляющие большее количество сероводорода, чем других, возможно, присутствующих там же, соединений. Это отражается в геохимических особенностях гидротермальных биоморфных руд и в специфической минерализации организмов.

Голотип- Институт минералогии УрО РАН N 7390-93; Южный Урал, Оренбургская область, месторождение Яман-Касы, кровля и выклинка рудного тела, нижний силур, лландовери.

Описание. Поперечные сечения трубок круглые, овальные, линзовидные (диаметр 0,5 до 4 см). Наружная поверхность трубки скульптированная микроштриховкой. Расстояние между штрихами от 0,2 мм до 0,3 мм. Стенки трубок тонкие (первые миллиметры) или широкие (до 2 см) из-за развития вокруг трубок сульфидных оторочек, содержащих остатки сульфид-окисляющих и сульфид-редуцирующих бактерий, интерпретируемых, как бактериальные обрастания.

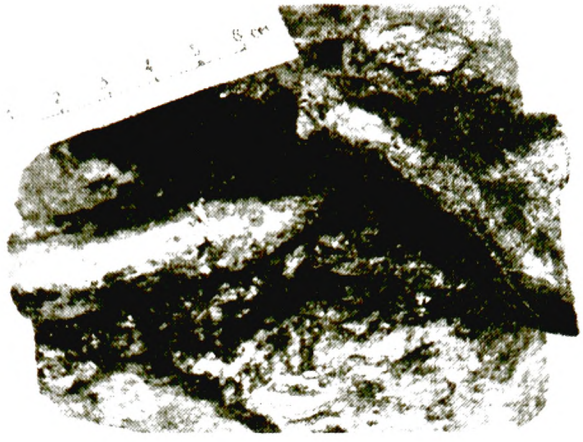


Рис. 4. Yamankasia rifeia sp. nov. Голотип N7390- 93; Южный Урал, месторождение Яман-Касы, кровля рудного тела; нижний силур.

Замечания. По морфологии трубки Y. rifeia являются сходными с современным родом Riftia. Основное отличие трубок данных родов ширина штриховки на их поверхности, которая у современных форм больше. Ископаемые формы близки по экологическим условиям и морфологическим признакам и к трубкам червеобразных, обнаруженных в Омане и на Кипре [14], но отличаются от них гораздо более крупными размерами. Схожи они и с трубками современных полихет. Отличием являются большие размеры и наличие во внутренних частях трубок сульфидных образований, свидетельствующих о присутствии в теле ископаемых вестиментифер органа аналогичного трофосоме современных форм.

Материал. Несколько десятков трубок различного диаметра и разной сохранности.

Рис. 5. Tevidestus serriformis, sp. nov. Вестиментиферы в прижизненном положении. Месторождение Сибай.

Рис. 6. Tevidestus serriformis, sp. nov.: Голотип N 7342/3. Диагональные сечения. Натуральная величина. Южный Урал, Башкирия, месторождение Сибай, кровля рудного тела; средний девон.

**Род Tevidestus Shpanskaia, Maslennikov et Little, gen. nov. Рис.5, 6, 7**

Название рода от современного рода Tevnia и edestus (лат) - рядом, близко. Типовой вид - T. serriformis sp. nov. средний девон, живет, карамалыташская свита; Южный Урал, западный склон, Башкирия, месторождение Сибай, рудное тело.

Диагноз. Сульфидизированные кольчатые трубки червеобразных организмов, обнаруженные в гидротермальных сульфидных рудах, образованных в местах истечения древних, сероводородсодержащих гидротерм в зонах задугового спрединга. Кольчатость трубок относительно равномерная в виде выступающих ободков или "тентов". Расстояние между ободками до 2 мм. Поперечное сечение круглое или кругло-овальное. Продольная штриховка на поверхности трубок отсутствует.

Видовой состав. Типовой вид

**Tevidestus serriformis, Shpanskaia, Maslennikov et Little, sp. nov. Рис. 5, 6, 7**

Название вида от serriformis (лат.) - пиловидный.

Голотип. Институт минералогии УрО РАН N 7342/3, Южный Урал, Башкирия, месторождение Сибай, кровля рудного тела; средний девон, живет, карамалыташская свита.

Описание. Сульфидизированные кольчатые трубки диаметром от 1 до 2 см. Длина фрагментов трубок до 40 см [8]. Тип кольчатости равномерный (в продольном сечении пилообразный). Ободковые выступы (тенты) отклонены от поверхности трубки на 50 - 75 градусов. Расстояние между вершинами тентов от 0.5 мм до 2 мм и от вершины до основания до 1,5 мм. Ось каждого выступа смещена от центра основания к верхней стороне трубки. Поверхность тентов покрыта фрамбоидальным пиритом, внутренняя часть заполнена пиритом, кальцитом или халцедоном (рис.7).

Замечания. Трубки T. serriformis сходны с трубками современных вестиментифер рода Tevnia наличием равномерно расположенных ободковых выступов, но отличаются от них формой ободковых образований и меньшим диаметром. С трубками современных вестименти- фер родов Oasisia и Ridgeia имеют близкие размеры и форму тентов, но отличаются закономерным их расположением и, соответственно, большим их количеством на поверхности трубки. Трубки червеобразных из Тинайских карбоновых свинцово-цинковых месторождений Ирландии, существовавшие в аналогичных условиях обитания с T. serriformis, отличаются от них типом кольчатости и размерами[13].

Материал. Голотип.

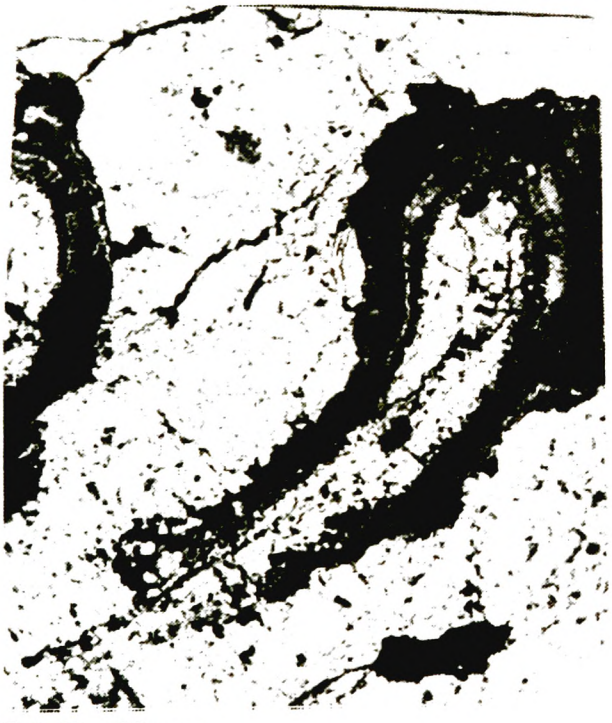


Рис. 7. Tevidestus serriformis, sp. nov. Фрагмент одного из выступов на поверхности трубки. Месторождение Сибай. У в. 23 раза.

Литература

1. Зайков В.В., Масленников В.В., Кузнецов А.П., Трофимов О.В., Волков В.М., Теленков О.С. Медноколчеданное месторождение Яман-Касы - новый гидротермальный оазис на дне Уральского палеоокеана. // Миасс: Имин УрО РАН Уральский минералогический сборник, 1994. - № 3. - С.50–55.

2. Иванов С.Н., Курицина Г.А., Ходалевич А.Н. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала // Генетические проблемы руд. XXI сессия МГК. М., 1960. - С.100-107.
3. Кориневский В.Г. Возраст рудовмещающей толщи Блявинского медноколчеданного месторождения на Урале// Советская геология. 1991. - № 7. - С.24-27.
4. Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В., Собецкий В.А. Фауна сульфидных гидротермальных холмов Уральского палеоокеана (средний девон). ДАН СССР, 1988. – Т. 303. - № 6. - С.1477-1481.
5. Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В. Пригидротермальная фауна Силурийского палеоокеана Южного Урала // Изв. РАН, сер. биол., 1993. - № 4. - С.525-534.
6. Лобье Л. Оазисы на дне океана. Гидрометеоиздат, 1990. - 156с.
7. Масленников В.В. Стратиграфо-литологический контроль медноколчеданных руд на Сибайском и Октябрьском месторождениях (Южный Урал). Автореферат. Свердловск, 1986.
8. Масленников В.В. Литологический контроль медно-колчеданных руд (на примере Сибайского и Октябрьского месторождений Урала). Свердловск: УрО РАН СССР, 1991. - 139с.
9. Медноколчеданные месторождения Урала: геологическое строение/ В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1988.
10. Сульфиды Восточно-Тихоокеанского Поднятия. М.: ВИМС, 1993. - 210с.
11. Шпанская А.Ю. Геодинамические позиции и закономерности формирования гидротермальных «оазисов» Мирового океана // Металлогения древних и современных океанов. Материалы научной студенческой школы. Миасс: Имин УрО РАН, 1995. - С.115–118.
12. Щеглова-Бородина О.Н. Определение фауны в серном колчедане Сибайского месторождения на Южном Урале. Тр. Горно-геол. ин-та УФ АН СССР; Вып. 24. - Свердловск, 1956. - С.169–171.
13. Banks D.A. A fossil hudrothermal worm assemblage from the Tynagh lead - zinc deposit in Ireland// Nature, 1986, -vol. 313. - p.128-131.
14. Haymon R.M., Koski R.A. Evidence of an ancient hydrothermal vent communit: fossil worm tubes in cretaceous sulfide deposits of the Samail ophiolite// Bull. Biol. Soc. Wash. 198. - N6. - p.57-67.
15. Jones L.M. On the vestimentivera, new phylum six new species, and other taxa, from hydrothermal vents and elsewhere// Biol. Soc. Wach. Bull., 1985. - № 6. - p.117-158.
16. Kuznetsov A.P., Maslennikov V.V., Zaikov V.V., Zonenshain L.P. Fosill hydrothermal vent fauna in devonian sulfide deposits of the Uralian Ofiolites." Deep-sia Newsletters", 1991. - № 17. - p.9-11.

## ОСТАТКИ САЙГИ ИЗ ТОМСКОГО ПРИОБЬЯ

А.В. Шпанский
Томский госуниверситет, г. Томск

В 1876 г. И.Д. Черский описал мозговую часть черепа с роговым стержнем ископаемой сайги, найденной в аллювиальных отложениях р. Вилюй. В той же работе автор описывает роговой стержень сайги с частью лобной кости и присохшим к ней куском кожи, а также фаланги и os scaphocuboideum того же животного из наносов р. Оми около г. Омска. Позже [8] он упоминает о двух черепах ископаемых сайгаков: один найден в Западной Сибири с остатками бизона, благородного оленя, лошади, носорога и др. в толще лессовидного суглинка; второй на р. Енисей в окрестностях Красноярска. Из палеолитических стоянок Афонтова гора II и III около г. Красноярска, по сообщению В.И. Громовой (1935), найдены ископаемые остатки различных частей скелета и отдельных костей сайги (Saiga tatarica L.).

По сообщению И. Хоменко [6] первая находка ископаемой сайги в Западной Европе была сделана во Франции, позже в Англии и Центральной Европе.

Т.А. Адольф [1] отмечает находки остатков ископаемой сайги на территории Европейской и Азиатской частей СССР. Указывается, что две находки известны с Урала.

Многочисленные (около 800 костей) остатки ископаемой сайги собраны из бинагадинского местонахождения [2]. Отсюда описан новый вид Saiga binagadensis Alekperova, 1955, по размерам значительно уступающий современной S. tatarica L.

**Род Saiga Gray,1843**
**Saiga ricei Frick, 1937**
**Saiga ricei krasnojarica subspecies nov.**

Диагноз. Широко расставленные роговые стержни, промежуточный угол отклонения теменной плоскости от лобной.

Материал. Лобно-затылочная часть черепа с роговыми стержнями (ПМ ТГУ 5/805); затылочная кость (5/804); три роговых стержня (1/278; 5/260; 5/936); два метатарсале (5/531, 5/1692).

Местонахождение. Все кости обнаружены на р. Обь у п. Красный Яр (Томская область).

Геологический возраст. Поздний неоплейстоцен.

Описание и сравнение. Cranium (рис., табл. 1).

Размеры и пропорции черепа из Красного Яра (ПМ ТГУ 5/805) очень близки средним показателям для Saiga ricei, описанной из Восточной Сибири [9]. Но большой угол отклонения теменной плоскости от лобной -37°, более характерен для современной сайги - Saiga tatarica (32-38°) - или для Saiga borealis (40-42°), описанной Алексеевой [3] для юго-востока Западной Сибири, тогда как у Saiga ricei он не превышает 31° (22-31°). Череп значительно вытянут в передне-заднем направлении. Длина лобно-теменной части в абсолютном выражении крупнее, чем у современной формы. У ископаемых черепов из Восточной Сибири эта длина составляет более 94 мм (94,7-99 мм), у сайги из Западной Сибири - 93 мм (100-101 мм, по данным Алексеевой [3]), в то время как у современных животных он не превышает 94 мм.

Орбитальная ширина у описываемого черепа (116 мм) в абсолютном выражении близка к таковой у S. ricei (113,4-128 мм) и S. tatarica (118-134 мм), но значительно меньше, чем у черепов S. borealis (132-134 мм). Отношение орбитальной ширины к длине лобно-теменной части, составляющее у Saiga tatarica 135,6-149,5 мм, у S. ricei krasnojarica равно 124,7 мм, что говорит об относительной узости черепа последней в глазницах. Тем не менее, роговые стержни на черепе S. ricei krasnojarica расставлены очень широко, ближе к орбитам, и под большим углом - 56° против 42-50° у S. borealis, что отражается в отношении расстояния между внешними краями роговых отростков к орбитальной ширине - 86,2. Этот индекс приближается к верхнему пределу для S. ricei- 76,1-88,8 (среднее 81,0) и значительно больше, чем у S. tatarica (72-77,1).

Таблица 2. Промеры (в мм) и индексы (в %) плюсневых костей сайги.

| Местонахождение | Красный Яр (Западная Сибирь, верхний плейстоцен) n=2 | Сюрень I (Крым, верхний палеолит) n=12 | Пролом 2, Киик-Коба,Кош-Коба, Чокурча, Аджи-Коба (Крым, мустье) n=26 | Калмыкия,Казахстан (современные) n=27 |
|---|---|---|---|---|
| Ширина проксимального конца | _____ | 19,6-24,0 | 21,2-25,7 | 18,2-22,5 |
| Его поперечник | _____ | 21,8-29,3 | 25,0-28,5 | 20,2-26,2 |
| Ширина дистального конца | 23,7; 25,0 | 24,7-27,2 | 22,1-26,6 | 22,0-25,2 |
| Его поперечник | 16,5; 17,0 | 16,0-18,3 | 14,1-18,3 | 15,3-17,5 |
| Отношение ширины дистального эпифиза к его поперечнику | 143,6; 147,1 | 137,4-165,0 | 142,2-174,2 | 134,9-154,6 |

Роговые стержни по абсолютным размерам несколько уступают размерам рогов у S. borealis и у современной формы. Кривизна роговых стержней (92,4-93,5) больше, чем у

современной S. tatarica (94-96,7), но меньше, чем у палеолитической сайги Крыма (88,9 - по данным Барышников и др. [4]).

Metatarsale III+IV (табл.2). Обнаружено только две плюсневых кости с разрушенными проксимальными концами. На передней стороне хорошо выделяется глубокий сосудистый желоб. Абсолютное и относительное значения ширины дистального эпифиза аналогичны современной форме, что может указывать на весьма близкую плотность грунтов.

Рис. Череп (ПМ ТГУ № 5/805) Saiga ricei krasnojarica subsp. nov. Shpanskii: а - вид сверху; б - вид спереди; в - вид сбоку.

Замечания. Череп из Красного Яра имеет размеры и пропорции типичные для Saiga ricei из Аляски и Восточной Сибири. Но значительная опущенность зароговой части и промежуточный (37°) угол отклонения теменной плоскости от лобной (у S. ricei он менее 31°, у S. borealis более 40°, у S. tatarica- 32°-38°), отличают ее от последних и, возможно, являются признаками адаптации к (местным условиям ?) обитанию на юго-востоке Запад-

Таблица 1. Размеры и пропорции черепов сайги.

| Промеры (mm), Индексы (%) | Saiga ricei | | Saiga borealis | | Saiga tatarica | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Восточная Сибирь (Шер, 1967) n=8 | Западная Сибирь Красный Яр (по данным автора) | р. Вилюй Черский 1876 голотип | Западная Сибирь Алексеева, 1980 | Крым Барышников, 1990 n=16 | Крайнее |
| 1. Длина лобно-теменной части от переднего края надглазничных отверстий до затылочного бугорка | 94,7-99,0 | 93,0 | 96,3 | 100,0-101,0 | — | 82,0-94,0 |
| 2. Длина зароговой части от заднего края оснований роговых стержней до затылочного бугорка | 55,0-66,0 | 62,0 | 63,0 | 71,0-72,0 | — | 54,0-64,0 |
| 3. Максимальная ширина черепа по задним краям орбит | 113,4-128,0 | 116,0 | 133,8 | 132,0-134,0 | — | 118,0-134,0 |
| 4. Минимальное расстояние между внешними краями роговых отростков | 90,9-104,0 | 100,0 | 97,8 | 98,0-103,0 | — | 88,0-98,0 |
| 5. Минимальное расстояние между внутренними | 39,6-61,5 | 58,0 | 53,2 | 55,0-64,0 | — | 46,0-62,0 |
| 6. Длина рогового стержня по большой кривизне | 98,0-165,0 | 107,0-118,0 | 133,0 | 130,0-147,0 | 140,0 | 102,0-150,0 |
| 7. Длина рогового стержня по прямой | 90,0-147,5 | 100,0-109,0 | — | 118,0-144,0 | 124,5 | 98,0-150,0 |
| 8. Диаметр основания рогового стержня передне-задний | 28,3-36,0 | 34,0-37,5 | 33,0 | 32,0-37,0 | 27,4-34,7 | 32,0-35,0 |
| 9. Диаметр рогового стержня поперечный | 25,8-32,2 | 28,1-31,5 | 29,0 | 28,0-32,0 | 26,8-31,8 | 29,0-32,0 |
| 10. Угол расхождения роговых стержней | 32-56° | 56° | 42° | 42-50° | — | 37-47° |
| 11. Угол расхождения теменной плоскости от лобной | 22-31° | 37° | — | 40-42° | — | 32-38° |
| 12. Зароговая ширина черепа наименьшая | — | 73,0 | — | 75,0-78,0 | — | — |
| 13. Ширина черепа наибольшая | — | 85,0 | — | 92,0-93,0 | — | — |
| 14. Ширина мыщелков | — | 46,0-52,5 | — | 53,0-56,0 | — | — |
| 15. Высота затылка от верхнего края затылочного отверстия | — | 30,0-34,0 | — | 29,0-30,0 | — | — |
| 16. Высота затылка наибольшая | — | 56,5-60,0 | — | 59,0-60,0 | — | — |
| 3:1 | 119,7-133,0 | 124,0 | 139,0 | 132,0-132,6 | — | 135,6-149,5 |
| 2:3 | 47,2-57,3 | 53,4 | 47,1 | 52,2-54,5 | — | 43,3-51,7 |
| 6:1 | 125,8-171,0 | 115,0 | 138,0 | 130,0-145,5 | — | 117,2-172,0 |
| 4:3 | 76,1-88,8 | 86,2 | 73,1 | 74,5-76,1 | — | 72,0-77,1 |
| 7:6 | 89,3-93,4 | 92,4-93,5 | — | 90,7-97,9 | 88,9 | 94,0-96,7 |
| 9:8 | 80,1-95,8 | 84,0-85,6 | — | 86,5-87,5 | 91,6-97,8 | 85,7-91,4 |

ной Сибири. Остатки S. borealis, описанные с этой территории [3], принадлежат более крупным животным, возможно, более древним (геологическое обоснование очень слабое). Но не исключена и возможность совместного обитания. Кроме того смешанные морфологические признаки в строении черепа S. ricei krasnojarica выделют ее в качестве переходной формы от S. borealis к S. ricei и отражают эволюционную направленность в развитии рода Saiga на территории Сибири.

Литература

1. Адольф Т.А. Изменение распространения сайги // Охрана природы, 1948. - № 2.
2. Алекперова Н.А. Ископаемая бинагадинская сайга. 1955. - С. 10-64.
3. Алексеева Э.В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири (хищные, хоботные, копытные). - М.: Наука, 1980. - 154 с.
4. Барышников Г.Ф., Каспаров А.К., Тихонов А.Н. Сайга палеолитаКрыма // Фауна млекопитающих и птиц позднего плейстоцена и голоцена СССР, Л., 1990, /Тр. ЗИН, т. 212. - С. 3-48.
5. Лазарев П.А., Томская А.И. Млекопитающие и биостратиграфия позднего кайнозоя Северной Якутии. - Якутск, 1987. - 172 с.
6. Хоменко И. Saiga prisca Nhrg. Материалы по палеонтологии третичных и послетретичных млекопитающих Сев. Кавказа //Тр. Ставропольского об-ва по изучению Северо-Кавказского края, т. III. - Вып. 1. - 1914.
7. Черский И.Д. Antilope (Saiga) borealis n. spec. fossilis. Изв. Имп. АН, 1876.
8. Черский И.Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных собранных Ново-Сибирскою экспедициею 1885-86 гг. Приложение к 12 тому Зап. Имп. АН, №1, Спб, 1891.
9. Шер А.В. Ископаемая сайга на севере Восточной Сибири и Аляске //Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1967. - Вып. 33. - С. 97-112.
10. Шпанский А.В. Полорогие в фаунах среднего - позднего плейстоцена Западной Сибири - развитие, стратиграфическое значение //Эволюция жизни на Земле. Материалы I-го Международного симпозиума. - Томск, 1997 - С. 131-132.

## КОМБИНАЦИЯ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ И КОМПЛЕКСНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕПЕРНЫХ КОИНТЕРВАЛОВ В ЮРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА ЮРЫ СКВ. ЗАПАДНО-НОВОГОДНЯЯ 210)

Б.Н. Шурыгин, Б.Л. Никитенко, В.И. Ильина
Институт геологии нефти и газа ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

До сих пор при циркумбореальной корреляции региональных биостратиграфических шкал по разным группам и их сопоставлении с разрезами стандарта, при сопоставлении конкретных разрезов большинством исследователей обычно подразумевает использование в качестве наиболее точного корреляционного инструмента зональной аммонитовой шкалы.

Значительно чаще, чем аммониты, особенно это касается закрытых территорий, в юре Сибири встречаются парастратиграфические группы: двустворки, микрофауна, споры и пыльца и др. Находки представителей этих групп известны и в прослоях морского генезиса в "переходных" (от морских к континентальным) толщах нижней и средней юры, являющихся одним из важнейших резервуаров нефти и газа в Западной Сибири (шеркалинская, тюменская и др. свиты) [6]. Соответственно для зонального расчленения и оперативной детальной корреляции юрских отложений в пределах единых палеобассейнов при геолого-съемочных и поисково-разведочных работах (в том числе и на закрытых территориях) большую роль играют шкалы по этим группам, составленные в основном из политаксонных зон: по двустворкам (b-зоны), фораминиферам (f-зоны), остракодам (o-зоны), палинозоны и др. (рис. 1). Это могут быть зоны совместного распространения, тейльзоны, экозоны, либо комплекс параллельных филозон и т.д. [3,4,5,8 и др.].

Разработка шкал по парастратиграфическим группам велась путем прослеживания реперных уровней (соответствуют моментам нивелировок бореальной биоты) и сопоставления зон, зажатых между реперами [4 и др.]. Выделенные таким образом зоны по парастратиграфическим группам по своему содержанию часто больше всего соответствуют экозонам в понимании В.А. Красилова [2]: интервал разреза, охарактеризованный определенной сопряженностью рекурренции фаций и рекурренции ассоциаций. В принципе полная палеонтологическая характеристика таких зон содержится в элементарном циклите (или литмите) [1 и др.] 1 типа (проциклит) или в полуциклите 3 типа (про-рециклит). Датировка зон по парагруппам относительно подразделений общей стратиграфической шкалы и оценка их стратиграфического объема проводилась по находкам в них аммонитов и с использованием реперных уровней самих шкал по парагруппам, хорошо сопоставляемых с таковыми в разрезах Западной Европы, Канадской Арктики, Северной Аляски и т.д. [7]. Изохронность (естественно, в пределах точности метода) реперных уровней, прослеженных на основе сравнительного анализа ассоциаций бентоса иногда циркумбореально, контролировалась наложением на независимую корреляционную решетку аммонитовой зональной шкалы. Как реперные уровни используются и критические рубежи (фиксируют начало резких перестроек сообществ бентоса и хорошо следятся по всему бореальному бассейну). Наиболее резкие перестройки биоты приходились либо на моменты общебореальных трансгрессий (обычно связываются с эвстатикой) (кризис 1 типа), как, например, в начале тоара (рис. 1), либо на моменты возникновения изоляций в критических для Палеоарктики экотонных зонах (например, районы Северного моря, Гренландии и т.д.) (кризис 2 типа) (например байосская перестройка бореальной биоты). Последнее могло быть связано с локальными тектоническими причинами, но в критической (чаще приграничной) зоне палеобассейна [7].

Фактически для определения объемов зон мы фиксируем последовательность и сочетание событий разной природы (хорологической - проникновение мигрантов, экосистемной - перестройка сообществ, смена доминантов, расцвет какого-либо таксона или жизненной формы, филогенетической - автохтонное появление нового таксона). Соответственно при удаленных межрегиональных корреляциях зональные шкалы по бентосу можно рассматривать как "биособытийные" шкалы, в которых реперные интервалы охарактеризованы неповторимой последовательностью сочетаний результатов биологических событий разной (независимой друг от друга) природы. Именно фиксированная последовательность событий разной (независимой друг от друга) природы имеет, по-видимому, наибольшую вероятность изохронности при опознавании в разных регионах.

Параллельно выделяются зоны узкого и широкого диапазонов с разной характеристикой комплексов для разных фаций (рис. 1). Это позволяет сопоставлять разнофациальные интервалы через разрезы переходного типа, индексировать отложения в случае недостатка данных по одной из параллельных частей шкалы и т.п. Обязательно при корреляциях сопоставление последовательности биостратонов с последовательностью, а не зоны с зоной. При таком принципе корреляции (как корреляционный признак используется последовательность событий) вероятность ошибочных сопоставлений существенно уменьшается, особенно если используется комбинация взаимоконтролирующих (и взаимозаменяющих - принцип С.В. Мейна) последовательностей биостратонов независимых параллельных шкал по разным группам макро- и микрофауны.

Границы зон, выделенных в комбинации параллельных шкал по разным группам фауны, не совпадают, и это естественно, поскольку темпы эволюции, миграционные и адаптационные способности и т.п. групп не одинаковы. Комплексный анализ комбинации всех шкал дает возможность опознавать очень дробную последовательность узких (внутризональных) стратиграфических интервалов, определяемых зонами перекрытия диапазонов биостратонов параллельных шкал в комбинации – коинтервалов (рис. 2). Последовательность коинтервалов является хорошим инструментом для достоверной корреляции на

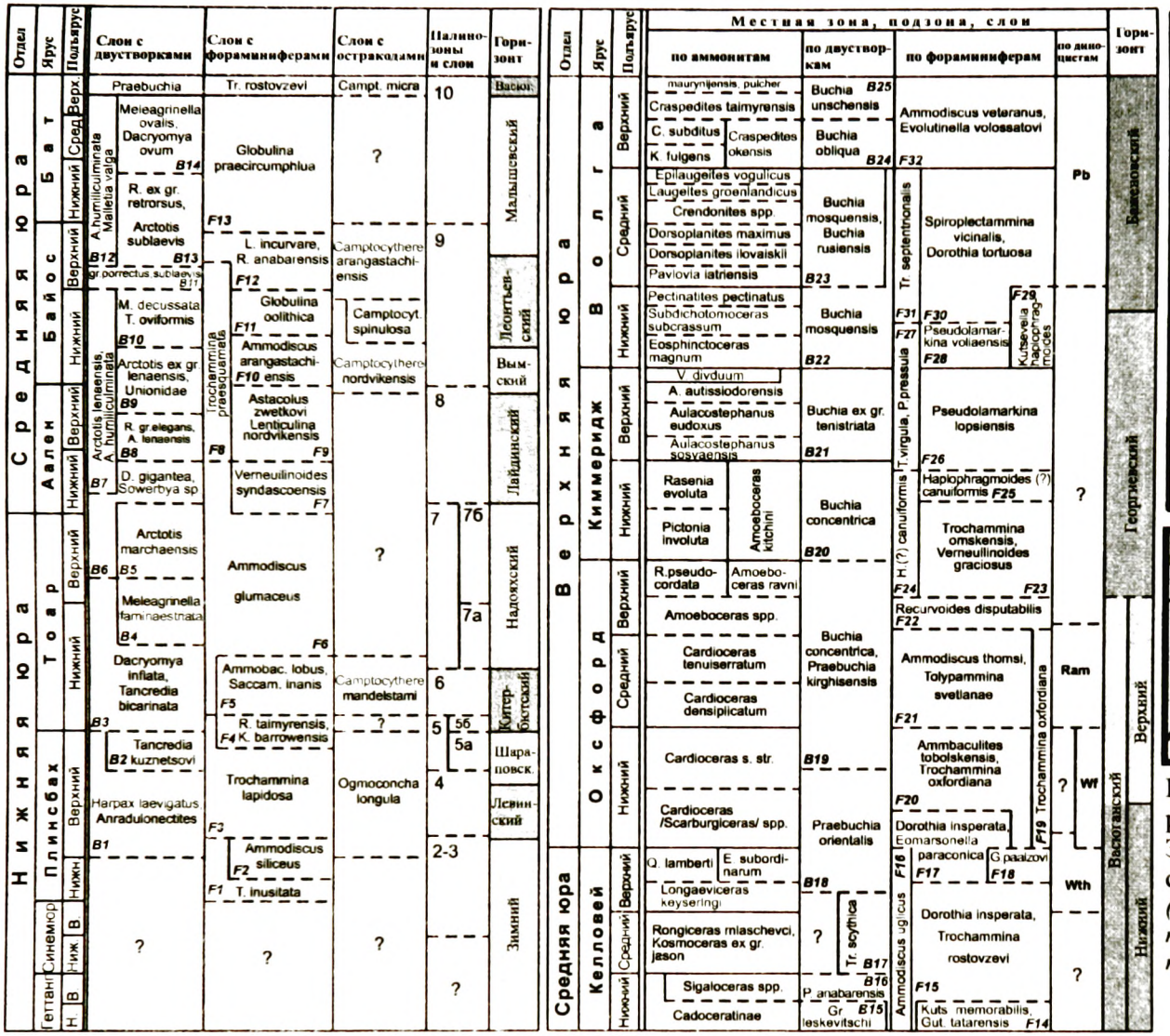



Рис.1. Региональная стратиграфическая шкала юры Западной Сибири и положение скв.Западно-Новогодняя 210. *(горизонты: светлая заливка-песчаные, темная- глинистые; палинозоны: см.* [11]*).*

внутризональном уровне [8]. Используя интервалы перекрытия биостратонов параллельных автономных шкал в сочетании удается очень дробно сопоставлять разрезы естественных выходов и по керну скважин, оценивать выклинивающиеся по латерали интервалы, относительно точно устанавливать объемы выпадений и т.д. Метод апробирован на примере корреляции разрезов юры (естественных выходов и по керну скважин) Анабарского района и дал хороший результат [8].

Каждый биостратон при анализе комбинации параллельных шкал может выступать в качестве значимого (определяющего объем и опознавание узкого интервала в комбинации) как сам по себе, так и в сочетании с одним или несколькими биостратонами по другим группам. Тот же биостратон может выступать в других интервалах лишь как дополнительная характеристика комбинации. Обычно значимым в комбинации биостратон становится в пограничных интервалах своего стратиграфического диапазона, и дополнительной характеристикой - в центральной части диапазона. Естественно, что не в каждом разрезе можно опознать всю последовательность узких интервалов перекрытия биостратонов. Однако, комплексный анализ параллельных шкал по разным группам, как правило, дает результат большей разрешающей способности, чем по каждой шкале отдельно. Здесь возможно большое разнообразие различных сочетаний.

Изучение цикличности строения разрезов хотя и не являлось специальным предметом исследований, но в ряде случаев давало неоценимую информацию. Представления о связи этапов развития биоты с седиментационной цикличностью [1] являлись одним из инструментов, корректирующих общую картину этапности развития юрской бореальной биоты, лежащую в основе всезональных биостратиграфических построений. Использование комбинации шкал позволяет хорошо увязывать разрезы внутренней части Арктической России, в том числе и в Западной Сибири, при отсутствии аммонитов [6,7 и др.].

С введением разработанных по парагруппам шкал в качестве региональных подразделений в стратиграфические схемы Западной Сибири (рис. 1) доказано, что границы региональных горизонтов, как правило, не совпадают с ярусными и подъярусными [6 и др.]. Исторически для юры Западной Сибири горизонты обычно рассматривались на основе этапности особенностей осадконакопления, а не на биостратиграфической, как это рекомендуется для фанерозойских толщ в Стратиграфическом кодексе. Границы последовательности выделяемых по разным группам биостратонов (наполнение горизонта) зачастую не совпадают друг с другом и, тем более, с границами горизонтов. Соответственно нет возможности рассматривать горизонты юры Западной Сибири как сумму лон (= провинциальных зон), как указано в Стратиграфическом кодексе.

Определение положения границ и объема литостратонов региональных схем относительно шкалы общих (планетарных) стратиграфических подразделений, осуществлялось преимущественно с использованием комбинации параллельных зональных шкал и решетки реперных уровней, фиксирующих глобальные и циркумбореальные перестройки биоты. Основными рабочими биостратонами являлись слои с конкретной группой фоссилий и зоны по группе фоссилий, определенные самыми разными способами (филозоны, тейльзоны, эпиболы, комплексные зоны и т.д). Все разнообразие зон рассматривается не только как ступени к обоснованию зоны (= хронозоны) как части яруса, но и как операционная биособытийной природы комбинация шкал, используемая непосредственно при стратиграфическом расчленении, при опознавании реперных интервалов (точек отсчета) для расчленения по каротажу, при цикло- и сейсмостратиграфическом анализе, при внутри- и межрегиональной корреляции юры. Используется при этом положение биостратонов в общей стратиграфической последовательности и в параллельной комбинации относи тельно друг друга, положение коинтервалов относительно границ последовательности региональных глинистых и песчаных горизонтов, сведения по макроцикличности и сиквенсстратиграфии, теоретической основой которой является концепция эвстатических колебаний. Соответственно как коррелируемый признак используется сочетание и

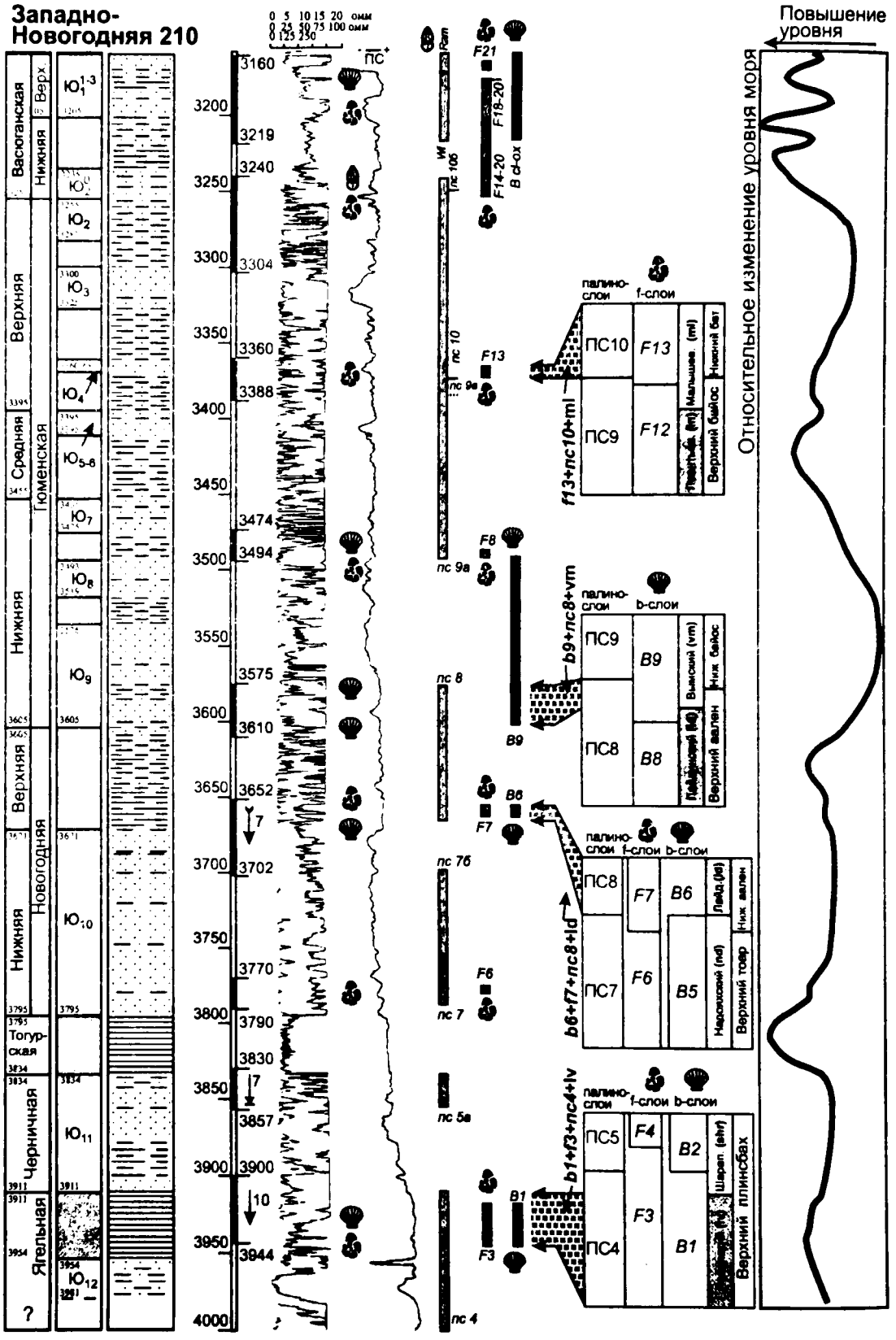



Рис.2. Коинтервалы в разрезе юры скв. Западно-Новогодняя 210 *(F4,B1 и др.см.рис.1.)*

последовательность следов событий разной природы. Таким образом полный комплексный анализ опорных скважин позволяет определять в их разрезах стратиграфическое положение достаточно узких интервалов (коинтервалов) с высокой (внутризональной) точностью (рис. 2). Например, комбинация b6+f7+nc8+ld в разрезе юры скважины Западно-Новогодняя 210 определяет диапазон как нижняя часть нижнего аалена в пределах низов лайдинского горизонта, а комбинация b9+nc8+vm – как приграничные слои аалена и байоса в низах вымского горизонта (рис. 2). Определенные в разрезах скважин коинтервалы могу приниматься при дальнейшей корреляции по каротажу за реперные уровни- точки отсчета для определения стратиграфических диапазонов продуктивных пластов и перекрывающих их глинистых толщ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по грантам 96-05-66080, 97-05-65298.

Литература.

1. Карогодин Ю.Н., Левчук М.А., Шурыгин Б.Н. О связи этапов развития биоты с седиментационной цикличностью // Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. - С.60-67.
2. Красилов В.А. Эволюция и биостратиграфия. М.: Наука, 1977. - 256 с.
3. Никитенко Б.Л. Зональная шкала нижней и средней юры на севере Сибири по фораминиферам // Геол. и геофиз., 1992. - N 1. - С.3-14.
4. Шурыгин Б.Н. Зональная шкала нижней и средней юры севера Сибири по двустворкам. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. - 33 с.
5. Шурыгин Б.Н. Стратиграфический объем и положение в шкале нижней и средней юры севера Сибири зон по двустворкам // Геол.и геофиз., 1987. - N11. - С.3-11.
6. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Ильина В.И., Москвин В.И. Проблемы стратиграфии нижней и средней юры юго-востока Западной Сибири // Геол.и геофиз., 1995. - N11. - С.34-51.
7. Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л. Циркумбореальные реперные уровни нижней и средней юры (по последовательности биособытий в бентосе) // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск, ООГГиМ, 1996. - С.187-192.
8. Nikitenko B.L., Shurygin B.N. The use of parallel biozonal scales for refined corralation in the Jurassic of the Boreal realm // Proceedings of ICAM-92, Anchorage, 1994. - P.33-38.

## ТРИАСОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ НОДОЗАРИИД (FORAMINIFERA) СЕВЕРА СИБИРИ

А.В. Ядренкин
ИГНГ ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск

Нодозарииды (отр. Nodosariida) являются характерным элементом комплексов мезозойских фораминифер. Их появление относится к ранней перми. Из пермских отложений севера Сибири известны представители 12 родов нодозариид [2, 7]. Триасовый период в развитии отряда характеризуется как переходный от палеозойского к мезозойскому. Именно в этот период наблюдается появление ряда новых таксонов родового ранга, получивших массовое развитие и широкое распространение в юрских и меловых комплексах. В исследованиях, посвященных систематике и филогении нодозариид, триасовый период в силу фрагментарной изученности представлен схематично, поэтому появление таксонов рассматривается авторами на уровне отделов [6, 8].

В основу данной работы положен материал из опорных разрезов триаса Восточного Таймыра (м. Цветкова), о. Котельного (Новосибирские острова), р. Даркы (Северное Верхоянье), также привлечены данные по составу комплексов следующих стратиграфических интервалов: пермь [6, 8], инд [6], оленек [3], анизий [6], верхний карний [5, 5], рэт [1].

На основе анализа стратиграфического распространения нодозариид в триасовых отложениях Сибири и динамики таксономического разнообразия комплексов удалось вы-

явить 4 этапа развития нодозариид в этот период, уточнить время появления таксонов родового ранга, наметить рубежи резких таксономических перестроек. Анализ нижнего и среднего триаса проведен на уровне подъярусов, а карнийского и норийского ярусов - на зональном уровне (табл., рис.).

1. Индско - анизийский этап.

Роль нодозариид в комплексах незначительна, они представлены пятью родами (табл.).

2. Ладинский этап.

В раннем ладине наблюдается увеличение таксономического разнообразия нодозариид за счет появления новых для Сибири родов (табл., рис.). Нодозарииды становятся характерным компонентом комплексов фораминифер. В позднем ладине отмечено появление рода Pandaglandulina Loeblich et Tappan, 1955.

3. Карнийско - норийский этап.

Нодозарииды доминируют в комплексах, составляя до 60 % от общего числа таксонов родового ранга, а в отдельные моменты - до 80-90 % (нижний карний, м. Цветкова). Всего в позднем триасе установлено 28 родов нодозариид, 16 из них впервые отмечены для Сибири, а два являются эндемичными. Наиболее резкое изменение таксономического состава наблюдается в начале раннего карния и совпадает с раннекарнийской трансгрессией. Так, в основании нижнего карния отмечено 20 родов нодозариид, 9 из них появляются впервые. В комплексах доминируют представители родов Astacolus de Montfort, 1808, Dentalina Risso, 1826, Pseudonodosaria Boomgaart, 1949, Grigelis Mikhalevich, 1981. В верхнем триасе возрастает роль таксонов со спирально-свернутой формой раковины (роды Astacolus de Montfort, 1808, Lenticulina Lamarck, 1804, Vaginulinopsis Silvestri, 1904, Marginulina d'Orbigny, 1826 и др.), которые становятся особенно многочисленными и разнообразными в норийском веке.

Таблица. Распространение нодозариид в триасовых отложениях севера Сибири

| система | Пермская | Триасовая | | | | | | | | | | | | | | | | | Юрская |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| отдел | | нижний | | | средний | | | | | верхний | | | | | | | | | |
| ярус | | индский | оленекский | | анизийский | | | ладинский | | карнийский | | | норийский | | | | рэтский | | |
| подъярус | | | 1 | 2 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | | 1 | 2 | 1 | 2 | 2 | 3 | | | |
| зона * | | | | | | | | | | ten. | o-s. | p -yak. | ob. | us. | sc. | och. | | | |
| Роды | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 Nodosaria | + | | | 1 | | | | 6 | 1 | 7 | 6 | 2 | 5 | 5 | 6 | 6 | 1 | + | |
| 2 Pseudonodosaria | + | | | | | | | 2 | 2 | 6 | 4 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 | + | |
| 3 Dentalina | + | | 3 | 1 | 1 | | | 4 | 1 | 11 | 8 | 3 | 3 | 2 | 2 | 1 | 1 | + | |
| 4 Frondicularia | + | | | 1 | | | | 1 | | 3 | 5 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | | + | |
| 5 Astacolus | + | | | | | | | 2 | | 4 | 4 | 2 | 4 | 5 | 3 | 2 | 2 | + | |
| 6 Marginulina | + | | | | | | | 1 | | 3 | 3 | 1 | 1 | 1 | | | 1 | + | |
| 7 Marginulinopsis | | 3 | | | | | | | | 2 | 2 | | | 1 | | | 1 | + | |
| 8 Lenticulina | | | | | | 1 | | | | 2 | 3 | | 2 | 3 | 2 | 3 | 2 | + | |
| 9 Planularia | | | | | | | | 1 | | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | | | | + | |
| 10 Vaginulinopsis | | | | | | | | 1 | | 1 | 2 | 1 | 3 | 5 | 1 | 2 | 1 | + | |
| 11 Pandaglandulina | | | | | | | | | 1 | 2 | 1 | | | | | | | | |
| 12 Geinitzinita | + | | | | | | | | | 3 | 3 | 1 | 2 | 2 | 2 | 4 | | + | |
| 13 Vaginulina | + | | | | | | | | | 1 | | 1 | 1 | 1 | 2 | | | + | |
| 14 Grigelis | | | | | | | | | | 1 | 3 | | | | | 1 | | + | |
| 15 Ichthyolaria | | | | | | | | | | 3 | 4 | 1 | 4 | 3 | 3 | 4 | | + | |
| 16 Lingulonodosaria | + | | | | | | | | | 1 | 1 | | | | | | | | |
| 17 Involutaria | | | | | | | | | | 1 | 1 | | | | | | | | |
| 18 Lagena | | | | | | | | | | 2 | 1 | | | | | | | + | |
| 19 Falsopalmula | + | | | | | | | | | 1 | 1 | | 1 | 1 | 1 | 1 | | + | |
| 20 Anmarginulina | | | | | | | | | | 1 | 1 | | | | | | | + | |
| 21 Palmula | | | | | | | | | | | | | | 1 | 1 | | | + | |
| 22 Tristix | + | | | | | | | | | | | | 1 | | | 1 | | + | |
| 23 Septalingulina | | | | | | | | | | | | | 1 | 1 | | 1 | | + | |
| 24 Pachyphloides | | | | | | | | | | | | | 1 | 1 | | 1 | | | |
| 25 Bullopora | | | | | | | | | | | | | | | 1 | | | + | |
| 26 Pyrulinoides | | | | | | | | | | | | | 1 | 1 | | | | + | |
| 27 Eogutulina | + | | | | | | | 2 | | | | 1 | 1 | 1 | 1 | | | + | |
| 28 Segoplecta | | | | | | | | | | | | | | | 1 | | | | |

* ten. - tenuis; o.-s. - ornkutchanicum-selmkanense; p -yak. - pentastichus- yakutensis; ob. - obrucevi; us. - usuriensis; sc. - sculiformis; och. - ochotica

\+ присутствие таксона; цифрами в таблице указано количество видов.

В норийских комплексах установлено 22 рода нодозариид, новыми являются Pachyphloides, Palmula Lea, 1833, Tristix Macfadyen, 1941, Septalingulina Yan, 1991,

Pyrulinoides Mafic, 1941, Sagoplecta Tappan, 1951.

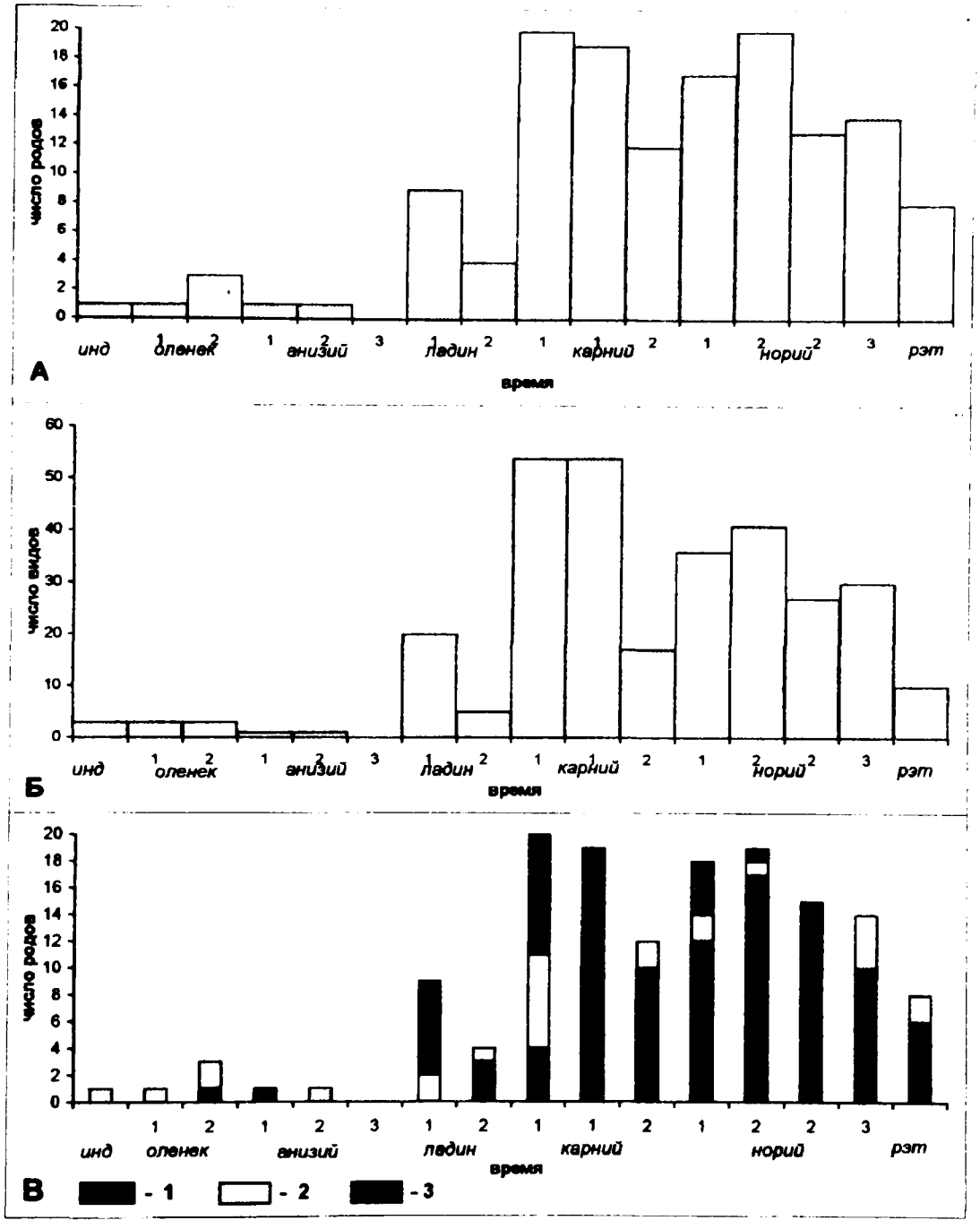



Рис. Таксономическое разнообразие триасовых нодозариид севера Сибири

А-роды; Б-виды; В-структура комплекса: 1-роды, общие для данного и предыдущего интервалов; 2-роды, отмеченные повторно; 3-роды, отмеченные впервые.

4. Рэтский этап.

В рэтском веке на фоне общей регрессии сибирского палеобассейна происходит существенное обеднение таксономического состава фораминиферовых комплексов, в них присутствуют лишь агглютинирующие виды [5]. На севере Сибири находки нодозариид рэтского возраста известны лишь из отложений тумулской свиты Буур-Оленекской faци-

альной зоны [1], в которых они представлены восемью родами.

Практически исчезнув в бореальных регионах, нодозарииды продолжают существовать в Тетической области [9], где в рэтских комплексах отмечены почти все роды, характерные для бореального нория и карния, что свидетельствует о космополитизме родовых таксонов нодозариид, Эндемизм триасовых нодозариид проявляется, главным образом, на видовом уровне. Бореальными эндемиками являются роды: Involutaria Gerke, 1957, Sagoplecta Tappan, 1951, Lingulonodosaria A. Silvestri, 1903, Pandaglandulina Loeblich et Tappan, 1955.

Результаты анализа динамики таксономического разнообразия нодозариид в триасе позволяют сделать вывод о том, что наиболее резкие перестройки наблюдаются в раннем ладине и начале раннего карния. Эти периоды характеризуются появлением целого ряда новых таксонов (родов) и эндемиков (Рис. В). В норийском веке столь резкой картины не наблюдается, появление новых таксонов происходит в течение всех зональных моментов, эндемиков родового ранга нет.

Доказательство присутствия в карнийско-норийских отложений севера Сибири родов, раннее известных из более молодых отложений других регионов (Bullopora (рэт), Septalingulina (рэт), Grigelis (юра), Palmula и Pandaglandulina (кайнозой)) вносит существенные дополнения в представление об их происхождении и филогении. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект N 96-05-66080.

Литература

1. Булатова З.И. Фораминиферы норийского яруса севера Средней Сибири // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных бассейнов Сибири. - Новосибирск, 1983. - С.79-85.
2. Герке А.А. Микрофауна пермских отложений Нордвикского района и ее стратиграфическое значение // Тр. ПИИТА, Л., 1952. - Т.28. - 210 с.
3. Герке А.А. Фораминиферы пермских, триасовых и лейасовых отложений нефтеносных районов севера Центральной Сибири // Тр. ИИГА., Л., 1961. - Т.120. - 519 с.
4. Герке А.А. О составе фораминифер из триасовых отложений о. Котельного // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. - Л., 1977. - С.50-56.
5. Герке А.А. Фораминиферы // Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии / Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. - М., 1979. - С.156-160.
6. Григялис А.А. Классификация и историческое развитие надсемейства Nodosariasea (Foraminifera) // Палеонтологический журн., 1977. - N 1. - С.8-16.
7. Касаткина Е.А., Преображенская Э.Н., Черкесов О.В. Комплексы фораминифер из терригенных пород перми, нижнего и среднего триаса северо-западного побережья острова Котельный // Стратиграфия и палеонтология мезозойских осадочных бассейнов Северо-Востока СССР. - Л., 1985. - С.55-61.
8. Проблемы систематики спиральных нодозариид / Под ред. А.А. Герке. - Вильнюс: Минтае, 1975.-136 с.
9. Kristan-Tollmann E. Die Foraminiferen aus den rhaetischen Zlaltlbachmergel der Fischerwiese bei Aussee im Salskam-mergut // lahrb. der Geol. Bund. Sonderband. - 1964. - № IO. - P.1-189.

# Проблемы и задачи геологического образования в Сибири

# ВОЗМОЖНЫЙ ВАРИАНТ ПОДГОТОВКИ ГЕОЛОГОВ В ТГУ

М.Д. Бабанский, А.И. Летувнинкас
Томский госуниверситет, г. Томск

На пороге затянувшихся разговоров о предстоящем реформировании российской высшей школы представляется уместным вспомнить, что реально в состоянии реформирования она пребывает уже не один год. Достаточно бегло проанализировать учебные планы специальностей и направлений подготовки и их основу – государственные образовательные стандарты, и совершенно очевидно, что изменения существенны. И это несмотря на то, что при их разработке «на местах» предпринималось немало усилий для того, чтобы все свести к минимуму. Государственные образовательные стандарты четко обозначили обязательную для всех федеральную компоненту подготовки специалистов, оставив в распоряжении вузов существенный «зазор» для региональной компоненты – блок специализирующих дисциплин.

Естественно, последний можно было реализовать по-разному – перенести в него без лишних хлопот и затрат уже разработанные ранее учебные дисциплины и тем самым притормозить реформу или же пойти на непопулярное в педагогических коллективах решение – ввести новые спецкурсы в соответствии с изменившимися внешними для вузов условиями: перспективой рыночных отношений, падением промышленного производства, развитием международных отношений, открытостью границ для научного обмена, бурным проникновением в страну современных информационных технологий, реструктуризацией отраслей народного хозяйства, в том числе и геологоразведочных работ, и др. Теперь с уверенностью можно сказать, что все это не было в полной мере осознано, оценено на перспективу и не во всех случаях были приняты оптимальные решения.

Понять причины просчетов и ошибок нелегко, наверное, прежде всего потому, что они наши собственные. Это и уверенность, что «старые» учебные планы лучше «новых» и их надо по возможности сохранить. Конечно, это так, но только для «старых» условий планового хозяйства и планового распределения специалистов, для «старой» структуры геологической отрасли и для «старых» технологий сбора и обработки геологической информации.

Это и подсознательная уверенность в том, что страна еще надолго останется сырьевой и, следовательно, ей без геологов никак не обойтись. Но и здесь нас ждал просчет – хорошо сработали ***советские*** геологи, оставившие кинувшей их на произвол судьбы стране весьма приличные запасы по большинству видов минерального сырья, поэтому новые хозяева и потребители ресурсов достаточно долго смогут обойтись без геологов и без серьезного прироста запасов (на их век хватит припасенного ранее).

Отрицательную роль сыграла и политика «брошенных вожжей», до сих пор исповедуемая многими управленцами разных уровней. Не представляя себе, что же происходит в социально-экономическом плане в стране, регионах и на местах, и бравируя отказом от «командной» системы управления, они просто перестали выполнять свои служебные обязанности – управлять. Упование на рынок и инстинкт самосохранения не оправдало себя – до первого еще далеко, а второго в большинстве коллективов, прошедших школу «командной» системы предыдущего исторического периода, просто не было.

Сложная социально-экономическая остановка в России поставила перед вузовским сообществом ряд жизненно важных задач, которые, преломляясь в призме общих проблем образования и Томского государственного университета в частности, могут быть выражены в трех основных вопросах: каким должен быть выпускник университета классического типа; что мешает и/или не позволяет реализовать выбранную модель университетского специалиста; что можно сделать сегодня в создавшихся условиях.

Рассматривая их на примере высшего геологического образования, следует отметить, что научно-педагогическая школа геологов ТГУ всегда славилась своими учениками и преподавателями, выгодно отличаясь разумным консерватизмом, сбалансированным сочетанием фундаментальности и прикладного профессионализма. Однако в последние годы этот отлаженный обучающий механизм уже не в полной мере соответствует требованиям жизни и наступившим переменам в обществе. Сократившаяся потребность в геологах-практиках (не более 300-350 человек в год), преимущественный спрос на «неуниверситетских» специалистов (геофизиков, нефтяников, газовиков), материальная необеспеченность учебного процесса, снижение качества учебных и производственных практик, отсутствие госзаказа и разрушение значительной части связей с геологическими службами – все это и многие другие обстоятельства вынуждают критически проанализировать перестроечный опыт в вузе и с учетом новых приоритетов представить модель выпускника ГГФ ТГУ на пороге третьего тысячелетия.

Принимая во внимание специфику и традиции университета, многочисленные публикации на эту тему, заключения комиссии ЮНЕСКО по геологическому образованию и Европейской федерации геологов, предложения трех УМО России по геологии, подготовка геологов в ТГУ, как нам кажется, должна быть основана на следующих принципах.

1. Геологическая наука с ее естественно-историческим методом изучения развития Земли, от космической стадии до современного состояния, концентрирует в себе всю совокупность знаний, накопленных человечеством, и, несомненно, является одной из базовых мировоззренческих наук, без которых немыслима фундаментальная подготовка университетского специалиста. Трудно представить себе образованного человека, не знающего основ истории, химии, физики или биологии, но почему-то незнание планеты, на которой мы живем, и сути элементарных геологических явлений, не считается невежеством.

В классическом университете, по-видимому, более уместно не усечение подготовки специалистов в виде бакалавриата, а усиленный учебный план по различным направлениям фундаментальной геологии в сочетании с практическим применением полученных знаний в узкой специализации и увеличенным сроком обучения до 6-6,5 лет (по схемам 5+1,5 или 4+2). Это должна быть индивидуальная подготовка, предусматривающая изучение биологической и физической картины мира, астрономии, математики, основательной программы 1-2 иностранных языков, познание основных законов общей экологии и геоэкологии, информатики, истории культуры, экономической теории и маркетинга, законодательства в природопользовании, психологии и социально-философских дисциплин.

В ближайшем будущем было бы целесообразно перенести существенную часть общеобразовательных и гуманитарных курсов в планы индивидуальной школьной или средней (колледжи при ТГУ) подготовки, но пока этого не сделано, студент ГГФ будет больше занят самостоятельной работой с интенсивным использованием библиотеки, сети INTERNET, дистанционного обучения, может быть переведен на явочный, экстернатный или иной тип обучения. Именно в университете, и только в университете, с его широким спектром естественнонаучных, физико-математических и гуманитарных специальностей можно обучить и воспитать такого многогранного выпускника-эрудита, способного быть генератором новых, нестандартных идей и решений. Подобные специалисты, как правило, легко встраиваются в геологические службы и практически на любое другое рабочее место – не поэтому ли, несмотря на все новации высшей школы и в России, и на Западе, не более половины геологов, заканчивающих вуз, работают в своей отрасли.

2. Параллельно с подготовкой научно-педагогической элиты геологов, видимо, необходимо осуществить и целевое обучение по договорам с предприятиями и организациями, имеющими возможность оплатить заказ и нуждающимися в специалистах узкой профессиональной ориентации, начиная от чисто геологических дисциплин (минералогов, петрографов, палеонтологов и т. п.) и кончая смежными, междисциплинарными специальностями (геммология, криминалистика, геоэкология, экспертиза и маркетинг мине-

ральных ресурсов, переводчики и специалисты по договорам в геологии, преподаватели специализированных классов лицеев и колледжей, специалисты по мониторингу, геоинформационным технологиям, синтезу минерального сырья и драгоценных камней и т. д.).

Разумеется, такое обучение возможно только с привлечением интеллектуального потенциала всего университета, но, с учетом современного состояния ТГУ, это вполне решаемая задача. Выполнение заказов на целевую подготовку могло бы, с одной стороны, существенно пополнить внебюджетный фонд факультета, а с другой – определило бы конкретные пути адаптации университетского геологического образования и выпускников ГГФ к требованиям социального спроса. Думается, что эта вторая составляющая высшего геологического образования, оформленная или в виде переподготовки, или в виде магистратуры, или интенсивной целевой профессионализации с последующей многократной «дошлифовкой» может служить и надежной основой для прогнозирования и реализации новых направлений обучения, консервации невостребованных, и для поддержки тех специальностей, которые являются определяющими в естественнонаучном мировоззрении.

Предлагаемая дивергенция в подготовке геологов невозможна без существенных изменений в финансировании учебно-научного процесса, индивидуализации учебно-производственных планов, внесении соответствующих корректив в организацию работы всего коллектива факультета. Поэтому представляется целесообразным, в первую очередь, подсчитать финансово-хозяйственный потенциал, геологического отделения ГГФ, предусмотрев выделение из общевузовского фонда не штатного расписания, а целевого финансирования на оплату труда по всем категориям работающих с одновременной «инвентаризацией» всех структурных подразделений и разработкой оптимального состава в каждом коллективе.

Централизация всех имеющихся средств, включая госбюджет, доходы от НИР, образовательных и иных услуг, внебюджетные и спонсорские поступления, с учетом имеющегося опыта у руководства ГГФ способствовала бы их концентрации для создания собственной системы оплаты труда (не ниже существующей ЕТС), а также нормативно-расчетного порядка распределения ресурсов между подразделениями. Мотивация в работе с внебюджетными источниками финансирования может быть обеспечена снижением части внутрифакультетских накладных расходов, например, при получении гранта на проведение практик или заключении крупного договора на целевую индивидуальную подготовку специалистов. Существенное содействие в этом могла бы оказать ассоциация выпускников ГГФ и те из них, кто работает во властных или производственных структурах.

Необходимый резерв стипендиального фонда в связи с увеличением продолжительности обучения может быть образован за счет некоторого общего сокращения стипендиатов, уменьшения числа обучающихся и снижения соотношения преподаватель: студент с учетом современного статуса ТГУ, как особо ценного объекта культурного наследия народов России. Кроме того, часть студентов, заканчивающих ГГФ по расширенной и более длительной программе обучения, последние год-полтора могут быть уже распределены на будущее место работы и рассчитывать на помощь заинтересованной в них организации. Студенты, по решению факультета оставляемые для работы в коллективе ГГФ, уже в студенчестве могли бы заниматься исследованиями, оплачиваемыми из факультетского фонда.

Эти предложения далеко не исчерпывают все потенциальные финансовые возможности – более того, факультет, при всей амбивалентности реформ высшего образования, в случае достаточной обоснованности подобного эксперимента мог бы рассчитывать и на целевую поддержку из общеуниверситетского внебюджетного фонда.

Для успешной реализации предлагаемой схемы, разумеется, необходима активная и заинтересованная работа всего коллектива и кафедр, в первую очередь, по профориентации школьников, созданию новых структур по производственно-экономической и предпринимательской деятельности, по разработке новых учебных программ, по отработке

взаимосвязи с другими подразделениями ТГУ. С учетом коллективного разума и высокого творческого потенциала факультета этот вариант подготовки геологов мог бы, в совокупности с другими, стать предметом обсуждения и одним из путей выхода из кризисного положения в высшем геологическом образовании. Тем более что «кризис» в переводе с греческого означает «решение», «перелом», «решительный исход», а вовсе не безысходное состояние.

Литература

1. Грацианова Т.Л., Полуботко А.А., Собин О.А., Шумова О.В. Концепция дистанционного геологического образования. / Известия вузов, Геология и разведка, №4, 1997.
2. Доклад о положении дел в области образования в мире за 1993 г. – Изд-во ЮНЕСКО. 1993.
3. Кинелев В.Г. Образование и цивилизация: Доклад на II Международном конгрессе ЮНЕСКО, Москва, 1996 г.
4. Соколов Б.А., Прозоровский В.А. Значение геологического образования в жизни современного общества. / Вестник МГУ, серия 4, Геология, №5, 1994.
5. Соколов Б.А., Трофимов В.Т., Грабчак Л.Г. Геологическое образование в жизни современного общества. / Отечественная геология. №9. 1996.
6. Трофимов В.Т., Соболев Р.Н., Соболев Б.А. О некоторых тенденциях развития высшего геологического образования в России и странах Западной Европы. / Вестник МГУ, серия 4, Геология, №3, 1996.

## ОСОБЕННОСТИ ПОДГОТОВКИ БУРОВИКОВ-НЕФТЯНИКОВ В ТОМСКОМ ПОЛИТЕХНИЧЕСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

А.Н. Баранов, Ю.Л. Боярко, Л.С. Редутинский, П.С. Чубик
Томский политехнический университет, г. Томск

Путь к извлечению углеводородного сырья из природных кладовых включает в себя целый ряд этапов: 1) поиски и разведку нефтяных и газовых месторождений; 2) бурение эксплуатационных (добывающих, нагнетательных, наблюдательных и др.) скважин; 3) собственно добычу нефти и газа.

Горные инженеры по специальности 090800 – «Бурение нефтяных и газовых скважин» призваны решать свои специфические задачи на каждом из указанных выше этапов. К сожалению, их значимость по разным, главным образом, объективным причинам, не постоянна во времени. Так, например, в первые годы освоения Западной Сибири усиленно велись поисково-разведочные, в том числе буровые работы, затем основным этапом стало эксплуатационное бурение, в настоящее же время приоритетной является добыча. Естественно, что по мере снижения извлекаемых запасов углеводородов, вновь неизбежно будет наблюдаться рост объемов поисково-разведочных работ и т. д. Очевидно, что нестабильность объемов бурения создает определенные сложности с трудоустройством выпускников кафедры бурения нефтяных и газовых скважин (БНГС).

Для преодоления этих сложностей на кафедре БНГС создана своя уникальная система подготовки специалистов. Главными особенностями этой системы являются следующие:

- обучение всех студентов рабочим профессиям,
- продолжительная производственная практика: по 6 недель после 2 и 3 курсов и 10 недель после 4 курса,
- широкая сфера профессиональной деятельности студентов и выпускников кафедры, включающая не только бурение, но подземный ремонт скважин.

Необходимость обучения студентов специальности 090800 рабочим профессиям обусловлена тем, что для прохождения производственных практик на рабочих местах они,

согласно требованиям Госгортехнадзора РФ обязаны иметь удостоверения установленного образца, дающие право на ведение буровых работ. В связи с этим вся учебная нагрузка на 1 курсе, обеспечиваемая кафедрой БНГС (дисциплины "Основы нефтегазового дела" и "Основы подземного ремонта скважин"), тесно увязана с программами учебно-курсового комбината (УКК) ОАО "Томскнефть", т.е. ориентирована на подготовку студентов к сдаче экзаменов отраслевой экзаменационной комиссии для получения квалификации помощника бурильщика эксплуатационного и разведочного бурения и помощника бурильщика капитального ремонта скважин. После сдачи экзаменов студенты в период учебной буровой практики, завершающей 1 курс, направляются на стажировку в г. Стрежевой, которую проходят под руководством учебных мастеров и инструкторов на полигоне УКК и производственных объектах специализированного управления "Томскбурнефть" и НГДУ. Удостоверения установленного образца студенты получают только после успешного прохождения стажировки. Наличие этих удостоверений обеспечивает им возможность проходить производственные (первую и вторую) и преддипломную практики не только на предприятиях ОАО "Томскнефть", но и на любых других предприятиях системы Минтопэнерго и Министерства природных ресурсов РФ.

Отсутствие бюджетного финансирования производственных практик, а также размещение буровых предприятий в труднодоступных районах севера Западной Сибири, потребовало от кафедры БНГС дополнить типовой договор на проведение практик приложением к нему (ПД). Основной пункт ПД посвящен решению вопроса оплаты проезда студентов к месту практик и обратно в Томск за счет предприятий. Трехлетний опыт организации производственных практик на основе комплексных договоров с предприятиями показал, что проезд студентов к месту практики и обратно в Томск возможен транспортом предприятия без какой-либо оплаты со стороны студентов, за свой счет с последующей компенсацией предприятием всех затрат на проезд, за свой счет с компенсацией затрат на проезд в одну сторону, в исключительных случаях - полностью за свой счет.

Гибкие, максимально учитывающие интересы университета и возможности предприятий, договорные отношения обеспечивают прохождение производственных практик на рабочих местах всем студентам специальности. Благодаря этому, растет ее рейтинг (в 1996 году на полной компенсационной основе сверх плана зачислено 7 человек, в 1997-12), повышается профессионализм будущих буровиков - нефтяников, улучшается их материальное положение в период учебы, готовятся потенциальные места для последующего трудоустройства.

Поскольку объем добычи углеводородного сырья, в основном, определяется фондом действующих эксплуатационных скважин, поддержание его в рабочем состоянии требует проведения как плановых, так и внеплановых ремонтов. Специалистов же по подземному ремонту скважин ВУЗЫ России не готовят, поэтому в сферу деятельности вовлекаются выпускники самых различных нефтегазовых специальностей, в том числе и специальности 090800. Справедливости ради стоит отметить, что близкие по своей сути к бурению технико-технологические задачи, а также достаточно высокий уровень подготовки выпускников специальности 090800, позволяют им адаптироваться в сфере подземного ремонта скважин, даже не имея специальных знаний.

Однако чтобы выпускники кафедры БНГС могли занимать эту нишу без адаптации и по праву, а не вынуждено, в учебные планы специальности 090800 введена дисциплина обязательной специализации "Подземный ремонт нефтяных и газовых скважин". Кроме того, в рамках дополнительных платных образовательных услуг, ведется обучение по специализации «Ремонтные работы в скважинах», на выпускников которой имеются заказы от предприятий до 2000 года.

Такая политика кафедры БНГС позволяет не только обеспечивать высокое качество профессиональной подготовки ее выпускников, но и гарантирует 100 %-ное их трудоустройство.

# ГИДРОЛОГИЯ В ТОМСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ

Д.А. Бураков, В.А. Земцов, Ю.К. Нарожный
Томский государственный университет, г. Томск

Начало гидрологических исследований в Томском императорском университете можно отнести к концу прошлого века, когда во время экспедиций профессора В.В.Сапожникова были сделаны первые "географические" открытия многих ледников Алтае-Саянской горной области.

Кафедра гидрологии суши в ТГУ была впервые открыта почти 60 лет назад (в 1939 г.) в составе нового географического факультета. Ее первым заведующим был доцент Н.И.Масленников, занимавшийся исследованием озер. Кафедра участвовала в подготовке географов по гидрологической специализации. Во время Великой Отечественной войны многие студенты и преподаватели ушли на фронт, заведующий скончался в 1942 г., и кафедра прекратила свое существование. Подготовка гидрологов осуществлялась далее только по индивидуальным планам в рамках географической специальности.

После войны восстановление и рост экономики страны, развитие в Сибири гидрометеорологической сети и проектно-изыскательских работ вызвало долговременную потребность в специалистах инженерно-гидрологического профиля. В 1956 г. начался набор на специальность "гидрология суши", а годом позднее, в 1957 г., на геолого-географическом факультете состоялось второе открытие кафедры. Ее заведующим стал Я.И.Марусенко, который изучал ледовый режим рек. А.А.Земцов впервые описал реликтовую вечную мерзлоту в Западной Сибири. Л.П.Семлянская опубликовала карты стока рек этого региона, а Н.К.Минин исследовал гидрохимический режим рек. На кафедру пришел опытный специалист гидротехник А.К.Штауб, впоследствии ставший ее заведующим. С тех пор главными объектами научных интересов кафедры стали Западная Сибирь и Горный Алтай.

В Западной Сибири по комплексной теме "Природа и экономика Томской области", руководимой А.А.Земцовым, были развернуты крупные экспедиционные работы, результаты которых публиковались в "Вопросах географии Сибири", монографиях, посвященных северным и центральным районам области, в центральных изданиях. Изучались озера Тюменского и Красноярского Севера. Д.А.Бураков с учениками занимался исследованием условий формирования весеннего половодья в таежной зоне Западной Сибири и разработкой вероятностной модели перемещения водных масс для прогноза характеристик половодья. По результатам этой работы он защитил сначала кандидатскую, а затем и докторскую диссертации, а сами методики прогноза широко применяются в Гидрометслужбе. Моделированием перемещения водных масс занимались Н.Г.Инишев, С.А.Канивец. В.А.Земцов исследовал пространственно-временные закономерности формирования стока Западно-Сибирской равнины для водохозяйственного проектирования. Ландшафтно-гидрологический анализ стока половодья в степной зоне выполнил Б.П.Ткачев.

Другим важным направлением исследований кафедры стала динамика речных русел. Определены скорости плановых деформаций русла Оби и ее притоков вблизи крупных населенных пунктов Томской области. Еще в конце 1960-х годов был сделан вывод об угрожающем характере развития речной излучины у г. Колпашево и на полвека вперед дан прогноз размыва берега. К сожалению, этот прогноз оправдывается, и каждый год река отвоевывает часть территории города. Исследования русловых процессов продолжил Ю.И.Каменсков на Чулыме и Томи. Сотрудники кафедры неоднократно консультировали местные власти по влиянию русловых карьеров на состояние реки Томи у Томска, обосновывая необходимость прекращения добычи песчано-гравийной смеси вблизи города.

Позднее группа под руководством Ю.И.Каменскова, а затем П.Н.Лещенко выполняла работы по оценке влияния разработки гравия на Верхне-Томских месторождениях и мониторингу русловых процессов на Айдаковском месторождении песчано-гравийной смеси. Эти исследования, направленные на выбор оптимальных по эколого-экономическим показателям вариантов разработки месторождения, продолжаются и в настоящее время.

Горным Алтаем издавна занимались гляциологи Томского университета под руководством профессора М.В.Тронова. На ранних этапах гляциологических работ на Алтае главное внимание было сосредоточено на изучении пространственных закономерностей оледенения территории - выявлению связей между распределением ледников и климатическими и орографическими условиями. К середине 1950-х годов была разработана теоретическая концепция современного оледенения Алтая, послужившая основой для организации стационарных исследований ледников по программам МГГ и МГД в бассейнах рек Мульты (1968-1975), Аккема (1968-1974) и Актру (с 1957 г.). Руководил работами М.В.Тронов, а позднее - В.С.Ревякин. В 1972 г. создана ПНИЛ гляциоклиматологии. Наиболее массовое накопление и анализ материала по ледникам Алтая осуществлено в период работы гляциологов над Атласом снежно- ледовых ресурсов мира и Атласом Алтае-Саянской горной области.

Режим стока горных рек первым из томских гидрологов подробно начал исследовать Б.В.Фащевский в 1960-х годах; позднее гидрологией Алтая занималась Л.Н.Шантыкова. В.П.Галахов и Ю.К.Нарожный детально проанализировали баланс массы алтайских ледников, а А.В. Мезенцев уточнил расчеты водного баланса территории.

Группа сотрудников кафедры и лаборатории гляциоклиматологии, возглавляемая профессором Д.А.Бураковым, обобщила многолетние гидрометеорологические исследования Алтая, внесла новое более глубокое понимание условий формирования стока во всем бассейне Верхней Оби и разработала новую методику прогноза элементов половодья. Результаты опубликованы в 1986 г. в монографии "Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна Верхней Оби и прогнозы стока весеннего половодья".

В конце 1980-х годов, после переезда Д.А.Буракова в Красноярск и организации филиала кафедры в ЗапСибНИГМИ, исследования томских гидрологов распространились на Восточную Сибирь. Разрабатываются методики прогноза половодья реки Енисей и ее притоков на основе космической информации с широким применением вычислительной техники.

Научные исследования всегда служили надежной базой для обучения студентов, многие из которых участвовали в них во время учебы и позднее, оставшись на кафедре или в ПНИЛ гляциоклиматологии. За 40 лет своего существования кафедра гидрологии выпустила около 700 инженеров-гидрологов, работающих во многих районах нашей страны и за рубежом (в т.ч. ФРГ, США).

Сейчас при кафедре имеется учебная лаборатория гидравлики, в Красноярске работает ее филиал, возглавляемый Д.А.Бураковым. Обучается 8 аспирантов и почти 100 студентов гидрологов. Учитывая, что выпускники работают главным образом в Сибири, особое внимание уделяется гидрологическим и гидролого-экологическим особенностям этой территории, а также необходимости их учета при постановке наблюдений, разработке методик расчета и прогноза режима водных объектов, в том числе болот, колебаний ледников, оценке влияния хозяйственной деятельности на гидрологический режим и экологические условия региона. С этой тематикой связана и учебно-методическая работа кафедры. Студенты проходят учебные и производственные практики на географической станции Актру в горах Алтая, болотном стационаре в Полынянке, на базе гидрологической группы, занимающейся русловыми деформациями в районе Коларово.

Научная работа кафедры гидрологии и ПНИЛ гляциоклиматологии развивается в настоящее время по двум основным направлениям:

1. Расчеты и прогнозы гидрологического режима, качества вод и русловых процес-

сов рек Сибири (руководители Д.А.Бураков, В.А.Земцев).

По этому направлению в ТГУ и Красноярском НИЦ Росгидромета под руководством Д.А.Буракова разрабатывается новое поколение методов прогноза стока и уровней воды во время половодья с использованием наземной и космической информации. Новая стратегия прогнозов основывается на следующих элементах: 1) информационное обеспечение (наземная и спутниковая информация о динамике заснеженности, распределении температуры воздуха и др.), 2) электронная база многолетних гидрометеорологических данных, обеспечивающая перебор и моделирование возможных гидрометеорологических ситуаций, 3) гидрологическая модель и программное обеспечение. Эта стратегия реализуется в компьютеризированной технологии прогноза половодья на р. Нижняя Тунгуска, в последнее время такие методы прогнозов разрабатываются для рек Оби и Томи.

Развиваются исследования по созданию основы для управления и охраны водных ресурсов территории: моделированию, расчету и прогнозу переноса и трансформации загрязнений в русловой сети речных бассейнов, изучению географических закономерностей формирования качества поверхностных вод Сибири, взаимодействия поверхностных и подземных вод в долине р. Томи у Томска, закономерностей русловых деформаций рек в естественном состоянии и под влиянием хозяйственной деятельности (в т.ч. русловых карьеров), режима Васюганских болот в естественном и измененном состоянии - на базе возрожденного болотного стационара в Полынянке, и - совместно с кафедрой географии - поверхностной эрозии на малых водосборах в сельскохозяйственной зоне Томской области; уточняются методы расчета характеристик стока горных рек Алтая и выявляются тенденции изменения гидроклиматических показателей. В последнее время сотрудники кафедры участвуют в оценке ресурсов и режима поверхностных вод Хакасии.

2. Водно-ледовый баланс и эволюция оледенения в горах юга Сибири (в современном, ретроспективном и прогнозном вариантах) - руководитель Ю.К.Нарожный. Целью исследований является создание детальной схемы позднеголоценовой эволюции оледенения в горах Южной Сибири, оценка роли снежно-ледовых ресурсов в гидрологическом цикле, выявление тренда режимных и динамических характеристик ледников и прогноз его изменений.

Расширился комплекс теоретических исследований оледенения, наблюдений в опорном горно-ледниковом бассейне Актру. Наряду с режимом ледников не остаются без внимания и другие элементы нивально-гляциальной системы Алтая. На Алтае впервые проведены радиолокация и термобурение ледников (С.А.Никитин и др.) - прозондировано более 50 ледников с определением их мощности, объема и структуры льда.

Проведенные исследования во многом расширили представления о строении, режиме и эволюции ледников Алтая. Собранные факты свидетельствуют о чрезвычайной изменчивости внешнего массообмена ледников как во времени, так и в пространстве, что обусловлено положением района на границе влияния континентальных и морских воздушных масс, а также степных масс Монголии, отличающихся большими контрастами в температуре и влагосодержании. Результаты исследований еще раз подтверждают, что Алтай - уникальный гляциологический полигон, где существуют ледники самых разнообразных типов и имеется исключительная возможность изучения тончайших переходов от одного типа к другому и обуславливающих их факторов. Теперь с большим основанием можно утверждать, что Алтай является ключевым районом для изучения режима оледенения во всей Сибири, а, возможно, и во всем Азиатском секторе горного оледенения. Поэтому результаты работ являются составной частью банка данных Всемирной службы мониторинга ледников, созданной в Цюрихе под эгидой ЮНЕСКО для глобальных обобщений по колебаниям ледников горных стран.

Рассмотренные направления входят в тематику кафедры гидрологии, ПНИЛ гляциоклиматологии ТГУ, Красноярского научно-исследовательского центра Росгидромета и Института торфа РАСХ. В дальнейшем эти исследования будут продолжены и сосредото-

чены на решении как фундаментальных проблем формирования и динамики водных ресурсов (нивально-гляциальных и речных систем, болотных комплексов), так и вопросов мониторинга и управления водными ресурсами (с учетом режима и качества поверхностных вод) в целях их рационального использования и охраны с позиций концепции устойчивого развития.

Оценивая перспективы развития, нужно учитывать то обстоятельство, что гидрологические знания всегда будут нужны обществу. В стране остро стоит проблема водных ресурсов, связанная в первую очередь с плохим качеством поверхностных вод. Стихийные бедствия тоже чаще всего связаны с нехваткой воды (засухи) или наводнениями, а также с размывами берегов реками. Неслучайно ООН объявила текущее десятилетие Международной декадой борьбы со стихийными бедствиями. Гидрологи прогнозируют наводнения и разрушения берегов, они наблюдают и за глобальными изменениями климата, ведя мониторинг динамики ледников и других составляющих водных ресурсов. Гидрологические расчеты необходимы при проектировании любых сооружений, находящихся под влиянием или влияющих на водные объекты. На протяжении многих лет имеется устойчивый спрос на гидрологов со стороны Росгидромета, потребность же в специалистах для работы в проектно-изыскательских организациях существенно снизилась. Однако появился спрос со стороны органов государственного регулирования, связанных с водными ресурсами (комитеты по водному хозяйству, по экологии и природным ресурсам). Соответственно большее внимание уделяется на кафедре гидрологии подготовке специалистов гидролого-экологической ориентации - например, открыта специализация "рациональное использование и охрана водных ресурсов". Гидрологи ТГУ все больше работают над решением водных и экологических проблем Томской области. Горного Алтая и Красноярского края, тем более, что они уже имеют хороший научно-практический задел в этом направлении.

Расширение естественно-научных знаний о роли воды в природных экосистемах и обществе рассеяло иллюзию о неограниченности и неисчерпаемости ресурсов пресной воды и заставило пересмотреть взгляды на гидрологию как преимущественно геофизическую и инженерную дисциплину. Если раньше в течение столетий подход людей к воде определялся интересами защиты от приносимых ею бедствий и использования водных ресурсов, то в последние десятилетия основным в мировой гидрологии становится более широкий экологический подход. В результате гидрология сейчас заняла более высокую ступень как в науке, так и в образовании. К инженерным решениям в области управления водными ресурсами прибавились серьезные экономические, правовые и социальные аспекты, которые нередко становятся определяющими. Это создает основу для расширения сферы деятельности и потребности в специалистах гидрологах, и не только инженерного профиля, выпускаемых Томским госуниверситетом.

## ГУМАНИТАРНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ

Б.Д. Васильев, Л.И. Шерстова
Томский политехнический университет, г. Томск

Внимание к гуманитарным и, прежде всего, историко-археологическим знаниям - в традициях геологов томской школы, начиная с В.А.Обручева. Геологами открыто множество памятников археологии в Притомье и в Сибири, собраны значительные этнографические коллекции, не говоря уж о полевых дневниках, содержащих важные сведения и описания. К успешной деятельности Музея археологии, этнографии и истории Сибири ТГУ в

разное время прямое отношение имели Р.С.Ильин, В.И.Громов, Л.М.Шорохов, К.И.Сатпаев, В.А.Хахлов, Д.П.Славнин, И.М.Мягков, Ф.И.Кузнецов, А.А.Земцов, М.Г.Горбунов, А.М.Малолетко, А.И.Баженов и другие специалисты в области истории и строения Земли. В 1960-1970-е годы при общем руководстве и непосредственном участии геолога Д.П.Славнина был подготовлен и издан Каталог МАЭС с подробным описанием его коллекций - впервые после В.М.Флоринского. Его же стараниями в эти же годы были предприняты серьезные исследования на стыке геологии, археологии и этнографии, а также первые попытки внедрения археологии в учебный процесс студентов-геологов ТГУ и, наоборот, знакомства историков с курсами четвертичной геологии, геоморфологии, минералогии с помощью университетских коллег. И все же, плодотворное сочетание естественных и гуманитарных наук было уделом отдельных энтузиастов и мало влияло на общую подготовку специалистов.

В наши дни актуален системный подход к обучению компетентных профессионалов и к науке вообще. В интересующем нас плане важны следующие положения: человек, переизбыточно вооруженный технически, становится все более действенным фактором в истории планеты; система «Земля - Человек - Земля» отнюдь не абстрактная модель, но живой организм со своей сложной, неразделимой историей. Сейчас, когда обостряются экологические и мировоззренческие проблемы техногенной цивилизации, гуманитарные знания обретают особый смысл в профессиональной подготовке любых специалистов, а геологов - едва ли не более других. Наступило время не только возродить прежнюю традицию, но наполнить ее объемным содержанием, расширить ее базу.

В Комплексной программе развития Томского политехнического университета проблема гуманитаризации образования занимает должное место. Некоторый опыт ее решения наработан в рамках сотрудничества ФГН ТПУ (кафедра общей и исторической геологии) с кафедрой истории и политологии. Здесь деятельность, обусловленная общеуниверситетской программой, включает в себя три основных аспекта. На первом (теперь - на третьем) курсе студентам читается специальный курс «Народы Сибири», синтезирующий древнюю (археологическую) и современную (этнографическую) историю региона. Демонстрируется динамика этнического развития Сибири с палеолита до современности на фоне природных изменений. Раскрывается ментальное восприятие сибирскими аборигенами природы и ее перемен, в традиционном сознании увязывающихся с трансформациями сообществ людей. Так, уничтожение привычной среды обитания, прежде всего, природы как таковой, «экологически обусловленными народами» воспринимается как собственная гибель и т.п. В лекциях и на семинарах рассматриваются этнокультурные феномены - в частности, традиционные формы природопользования, где аборигенами накоплен огромный, до сей поры невостребованный, опыт. Формируется представление об истории человечества как одном из проявлений истории Земли. Знание и понимание чужих культур влияет на толерантность в межэтнических отношениях: геологи и ныне работают на этнических территориях коренных народов Сибири, контактируют с ними, а значит, должны учитывать особенности этнической психологии. Попутно расширяются представления об экологии: не только техногенное, но и традиционное восприятие природной среды, приемы оптимизации ее освоения на опыте прошлых веков и иных народов. Методически спецкурс подкреплен пособиями «Тюрко-язычные народы Западной Сибири: историко-этнографические очерки», «Угро-самодийские народы: экологический опыт». Готовится пособие «Народы Восточной Сибири: традиционные формы природопользования».

Второй, интеграционный, аспект гуманитаризации образования имеет целью выход на конкретные точки соприкосновения исторических и естественных наук, постановку проблем, решаемых лишь на их стыке. Один из путей здесь - проведение археологических и этнографических экскурсий во время летней полевой геологической практики студентов 1 и 2 курсов на полигоне в Северной Хакасии. С 1994 года такая работа ведется ежегодно. Хакасия - «археологический заповедник», на основе изучения здешних памятников со-

ставлена общая классификация и типология археологических культур всего юга Западной Сибири. Ландшафтно-климатические условия региона позволяют без труда наблюдать писаницы, могильники, древние ирригационные системы и т.п. разного времени - от позднего плейстоцена до XVII - XVIII в.в. На уникальном верхнепалеолитическом поселении Малая Сыя (35 тыс. лет) студенты осматривают разрез этого памятника, не только знакомясь с археологией, но и конкретизируя данные четвертичной геологии, геоморфологии, палеонтологии, палеогеографии. Обилие разновременных могильников (от эпохи раннего металла до средневековья) с выразительными каменными надмогильными сооружениями, видимые следы древних и средневековых горных выработок на медь и железо позволяют представить воочию историю развития и освоения этих земель. В последние годы практиканты проводят сборы археологических предметов с открытого ими поселения IX-IV в.в. до н.э., расположенного рядом с базой ТПУ, составляя коллекцию для Музея исторической геологии. Сделана съемка памятника, установлены его примерные границы. Так студенты приобретают навыки использования профессиональных знаний в нетрадиционной деятельности. Этнографические экскурсии знакомят студентов с иноэтничной культурой. В 1994 году в хакасском селе Трошкино Ширинского района они осмотрели выставку традиционных утвари, одежды, украшений и т.п., услышали звучание национальных музыкальных инструментов и песен. Летняя практика предусматривается учебным планом и в окрестностях Томска. Для расширения кругозора практикантов издано методическое пособие «Археолого-этнографический очерк окрестностей г. Томска», где, помимо краткого общеисторического обзора, описаны основные археологические памятники пригородной зоны, «привязанные» к маршрутам. Таким образом, студенты, наряду со специальными сведениями, получают представление о местной древней истории. Подготовлено к публикации пособие «Археология и этнография Северной Хакасии». В нем излагается история региона, где проводится основная полевая практика. Пособия компенсируют недостатки конкретно-исторической подготовки студентов и, одновременно, позволяют легче усвоить исторические знания, т.к. написаны с учетом геологической специфики. Готовится иллюстративное пособие по теме «Археология и этнография Западной Сибири».

Третий аспект гуманитаризации образования предполагает научно-исследовательскую работу на стыке истории и геологии: рефераты по темам спецкурса, курсовые работы, научные доклады. Проблематика достаточно широка: история геологической науки и Томской школы геологов, экология, узкоспециальные темы - например, «Петрографо-минералогический анализ переотложенных верхнепалеолитических орудий с берега р. Томи».

## ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ТОМСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

А.А. Земцов, П.А. Окишев, В.С. Хромых
Томский госуниверситет, г. Томск

Первый пятилетний план развития народного хозяйства СССР (1929 - 1932) значительно стимулировал развитие комплексных исследований Сибири, для осуществления которых были нужны высококвалифицированные кадры, в том числе специалисты-географы. В то время в СССР их было очень мало. Потребность же в них была велика, т.к. природные условия и естественные ресурсы Сибири оказались почти не изученными. В план научно-исследовательских работ Томского университета были включены проблемы изучения и размещения естественно-производительных сил Сибири в связи со строительством Урало-Кузнецкого комбината и освоением новых территорий для развития сельско-

го хозяйства. Требовались экономико- и физико-географические характеристики отдельных районов Севера. Подготовка специалистов физико-географов и экономико-географов стала насущной необходимостью. И с 1931 года Томский университет начал готовить таких специалистов. Географы готовились на двух кафедрах географического отделения, которые были образованы в том же году из существующей кафедры географии, бывшей в то время вспомогательной: экономической географии (зав. кафедрой доцент Е.Д.Прозоров) и физической географии (зав. кафедрой доцент А.К.Иванов). Эти кафедры в 1933 году вошли в состав геолого-почвенно-географического факультета, а в 1939 году выделились в самостоятельный географический факультет. В 1939 году на географическом факультете были открыты ещё 3 кафедры: метеорологии и климатологии, гидрологии суши, геодезии и картографии. Ежегодно принимались 50 студентов-географов различных специализаций - геоморфологов, климатологов, экономико-географов и гидрологов.

В 1952 году произошло объединение географического факультета с геологическим. На вновь созданном геолого-географическом факультете в составе географического отделения оставались три кафедры: общей географии, метеорологии и климатологии, геоморфологии и гидрологии суши. Существенно изменились учебные планы и программы на объединённом геолого-географическом факультете. Метеорологи и гидрологи стали готовиться по учебным планам гидрометеорологических институтов с присвоением выпускникам после окончания университета квалификаций инженер-метеоролог и инженер-гидролог. Эти выпускники направлялись на работу главным образом в управления гидрометеослужбы Сибири и Дальнего Востока. Кафедра общей географии начала готовить в основном физико-географов, направлявшихся учителями географии в средние школы. Небольшая часть студентов получала квалификацию географ-геоморфолог. Ежегодно набирались 25 человек. Кафедру общей географии возглавлял профессор Г.Г.Григор, который заведовал ею до 1960 года. С 1960 по 1963 год кафедрой общей географии руководил доцент Л.Н.Ивановский, в 1963-1964 гг. - доцент В.С.Ревякин, а с 1964 года кафедру возглавил доцент А.А.Земцов, который проработал в этой должности до 1987 года. За это время кафедра значительно окрепла в количественном и качественном отношениях. Если в 1964 г. на кафедре было всего 2 доцента, кандидата географических наук, то к 1987 г. сотрудниками кафедры защищены 4 докторских (А.А.Земцов, А.М.Малолетко, В.С.Ревякин, П.А.Окишев) и 10 кандидатских (В.И.Булатов, М.В.Петкевич, В.С.Хромых, Л.Б.Филандышева, Н.С.Евсеева, Л.Н.Окишева, В.В.Рудский, Н.Н.Райская, А.Н.Рудой, А.Г.Зинченко) диссертаций.

В 1975 году ежегодный набор студентов был увеличен до 50 человек, и в 1974 году была открыта новая кафедра охраны природы (зав. кафедрой профессор И.П.Лаптев), которая начала специализировать студентов-географов в области охраны природы и рационального использования природных ресурсов.

Реорганизация учебных планов в связи с практическими потребностями народного хозяйства привела к разделению в 1986 г. всех студентов-географов на 4 специализации: физико-географы (ландшафтоведы), геоморфологи, охрана природы и преподаватели географии.

В 1987 году произошла новая перестройка кафедры географии. В самостоятельную специальность выделилась специализация по охране природы. Кафедра охраны природы начала готовить специалистов в области экологии. Кафедра общей географии была разделена на две кафедры: физической географии (зав. кафедрой профессор П.А.Окишев) и экономической и социальной географии (зав. кафедрой профессор А.М.Малолетко). Эти две кафедры продолжили выпуск географов по трём вышеуказанным специализациям. Общий набор студентов составлял 38 человек. К сожалению, в связи с перестройкой геологической службы сократилась потребность в специалистах-геоморфологах. Последних студентов по этой специализации кафедра физической географии выпустила в 1992 году.

В 1993 году началась подготовка географов по специализации «краеведение и туризм» в рамках специальности «география». Эта специализация сориентирована на различные структуры спортивного туризма.

В 1994 году в связи с реформой высшей школы кафедры физической географии и экономической географии были объединены в одну кафедру географии (зав. профессор П.А.Окишев). Набор студентов оставался прежним, не изменились и специализации, по которым готовились студенты.

С распадом СССР и реорганизацией государственной инфраструктуры, расширением торгово-промышленных связей и упрощением возможностей зарубежных миграций населения начался интенсивный процесс создания современной индустрии туризма и в России. В феврале 1996 года было принято правительственное постановление об утверждении федеральной целевой программы «Развитие туризма в Российской Федерации». В перечень основных мероприятий программы, наряду с другими, включено «Создание современной системы подготовки, переподготовки и повышения квалификации кадров в сфере туризма». В 1997 г. Комитет по культуре, кинофикации и туризму администрации Томской области предложил университету увеличить набор студентов для удовлетворения потребностей в специалистах не только спортивных, но и коммерческих туристических фирм. В связи с этим были внесены определённые корректировки в квалификационный блок учебного плана, а для обеспечения организации учебного процесса и деловых контактов с учреждениями сферы туризма из состава кафедры географии была выделена специализирующая кафедра краеведения и туризма. Специализация «туризм и экскурсионное дело» утверждена Учебно-методическим объединением университетов России в перечне специализаций Государственного образовательного стандарта по специальности 012500 – «География».

В настоящее время общий набор студентов-географов составляет 38 человек на бюджетной основе, и до 12 человек оплачивают своё обучение сами. Начиная с 2 курса, студенты специализируются по трём специализациям: география (преподаватель географии и экологии), физическая география (ландшафтоведение), туризм и экскурсионное дело. Учебный план специальности предусматривает 5-летний срок обучения и завершается выпуском дипломированного специалиста. Обязательными для всех географов являются три блока курсов: блок социально-экономических дисциплин (история России, философия, основы экономики, право, иностранный язык), блок естественно-математических дисциплин (высшая математика, физика, химия, информатика, астрономия) и блок наук о Земле (общее землеведение, геология, топография, геоморфология, гидрология, метеорология и климатология, почвоведение, биогеография, картография, ландшафтоведение, общая экология, физическая и экономическая география мира, России, Томской области, рациональное использование природных ресурсов и охрана природы, история и методология географии, методы географических исследований).

Будущие преподаватели получают повышенную подготовку по педагогике и психологии, кроме этого, им в качестве обязательных дисциплин читаются краеведение и туризм, возрастная психология, методика преподавания географии, педмастерство, методика воспитательной работы, логика, этика, эстетика, а также даётся свыше 15 элективных спецкурсов.

Обязательным планом физико-географов предусмотрены следующие курсы: физико-географическое картографирование и дешифрирование аэрофотоснимков, геофизика ландшафтов, геохимия ландшафтов, гляциология, биогеоценология, палеогеография плейстоцена, мелиоративная география, оценка природных ресурсов; кроме этого, предусмотрено около 20 элективных спецкурсов.

Квалификационный блок учебного плана специализации «туризм и экскурсионное дело» включает 10 обязательных и около двух десятков элективных спецкурсов, которые в основном изучаются на III - V курсах. Студенты этой специализации получают повышен-

ную подготовку по иностранному языку (656 часов). Обязательными являются: рекреационная география, краеведение, экскурсоведение, организация туристско-экскурсионного дела, маркетинг и экономика туризма, менеджмент в туризме, международный туризм, основы законодательства по туризму, этика и этикет.

Часть спецкурсов на всех специализациях выполняется преподавателями других факультетов (биолого-почвенного, химического, юридического, экономического, исторического, психологического).

В связи с утверждением УМО университетов образовательного стандарта по направлению 510800 – «География», кафедрой краеведения и туризма разработан учебный план подготовки не только дипломированных специалистов, но и бакалавров географии по специализации «туризм и экскурсионное дело» со сроком обучения 4 года.

Согласно областной программе развития туризма (раздел «Подготовка, переподготовка и повышение квалификации кадров для сферы туризма»), на кафедре краеведения и туризма формируется программа организации на компенсационной основе курсов повышения квалификации работников сферы туризма без специального образования, курсы переподготовки кадров и учебный план для получения второго высшего образования по специализации «туризм и экскурсионное дело».

В перспективных планах кафедры географии предусматривается дальнейшее совершенствование географического образования, открытие новых специализаций (геоинформатика) и восстановление ранее существовавших (геоморфология, экономическая география).

В 1997 году самостоятельной кафедре географии исполнилось 75 лет, но если родоначальницей географии в Томском университете считать организованную в 1888 году кафедру физики с физической географией и метеорологией, то эта специальность празднует в 1998 году своё 110-летие. В 2001 году мы будем отмечать 70-летие с начала географического образования в университете. Совместно с кафедрой краеведения и туризма кафедра географии в последнее время ежегодно выпускает около 40 специалистов. За время существования географического образования подготовлено свыше 2000 учителей географии, среди которых заслуженные учителя, отличники просвещения, директора школ, работники органов образования. Среди выпускников-географов - ведущие специалисты картографических предприятий, производственных геологических объединений, научные сотрудники академических, проектных и научно-исследовательских институтов, преподаватели высших учебных заведений. Весь профессорско-преподавательский состав географических кафедр Томского университета укомплектован своими выпускниками (профессора А.А.Земцов, А.М.Малолетко, П.А.Окишев, доценты В.С.Хромых, Л.Н.Окишева, М.В.Петкевич, Л.Б.Филандышева, Н.С.Евсеева, Л.С.Косова, ассистенты Л.П.Льготина, Л.Д.Шарангович, Т.В.Ромашова, З.Н.Квасникова, В.В.Хромых, М.В.Таран, И.В.Кузьмина). Свыше 20 выпускников защитили докторские и более 70 - кандидатские диссертации. Многие из них возглавляют кафедры в университетах и институтах Сибири и Дальнего Востока. Коллектив кафедр географии и краеведения и туризма, продолжая традиции старшего поколения, совершенствует географическое образование, осуществляет подготовку специалистов-географов и одновременно ведёт комплексные исследования природных условий и естественных ресурсов Сибири, её экономического потенциала.

# О ПОДГОТОВКЕ ГЕОЛОГОВ В ОБЛАСТИ ИНФОРМАТИКИ И ГЕОИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ

Г.Б. Князев, Н.А. Сазонтова
Томский государственный университет, г. Томск

В связи с переходом геологической службы России при проведении геолого-съемочных работ, создании геологических карт и графических геологических моделей любого типа на геоинформационные технологии возникла необходимость специальной подготовки геологов и геохимиков, знакомых с компьютерными технологиями и соответствующими пакетами прикладных программ. Необходимость усиления информационной подготовки геологов ощущается уже давно и связана не только с переходом на геоинформационные технологии. Громадный фактический материал, накопленный геологами в течение второй половины двадцатого столетия, в значительной мере никак не организован, находится большей частью на бумажных носителях и может быть безвозвратно потерян. Он требует создания информационных моделей геологических объектов и площадей в виде баз данных, доступных для разного рода исследований. Большая и все возрастающая информация поступает к геологам в результате дистанционного зондирования поверхности нашей планеты и, как образно сказал известный американский геолог Джон Гриффитс, «мы должны быть в состоянии упорядочивать массы данных раньше, чем наступит беспорядок». Работа с большими объемами информации, необходимость достоверной интерпретации результатов и геологического прогнозирования должны быть обеспечены ясным пониманием возможностей соответствующих математических (главным образом вероятностно-статистических) процедур.

До 1985 года подготовка геологов в Томском университете включала два общеобразовательных полугодовых курса, никак не связанных друг с другом: «Вычислительные машины и программирование» и «Теория вероятностей и математическая статистика». С 1985 года информационная подготовка студентов-геологов стала осуществляться в специализированном дисплейном классе, оснащенном отечественными персональными ЭВМ серии «Электроника». С 1990 года дисплейный класс был переоснащен машинами IBM PC. В блок общеобразовательных курсов учебного плана второго года обучения был введен годовой курс «Информатика и математическая статистика», заменивший два указанных выше курса. Замена курсов была неформальной. Общий объем аудиторных, главным образом практических, занятий был увеличен до 140 часов и, кроме того, студенты получили доступ к машинам для самостоятельной работы. Существенно изменилось содержание курса. Значительно больше стало уделяться внимания типам данных, способам их организации, была разработана система минералого-геохимических задач, позволившая внести в изучение информатики элементы профессионального интереса. Специальные разделы курса посвящены обзору некоторых прикладных программ, информационно-поисковых систем, понятию баз данных, электронных таблиц, геоинформационных систем и технологий. Статистическая часть курса ограничена основными понятиями теории вероятностей, элементарной статистикой на уровне одномерных статистических моделей, дисперсионным и корреляционным анализами, анализом таблиц сопряженности. Практические работы по статистике поставлены в дисплейном классе с использованием электронных таблиц. Теоретические знания и практические навыки закрепляются студентами геологами при выполнении курсовой работы. Курсовая работа выполняется на основе реального геологического материала с созданием простых наборов данных и их статистической обработкой с помощью электронных таблиц или любых других прикладных программ.

Дальнейшая подготовка геологов по информатике обеспечивается постановкой в 6 семестре элективного курса: «Практикум по ЭВМ». В этом курсе студенты получают навыки работы в редакторах, электронных таблицах и базах данных, выполняя конкретное задание по обработке геологической информации и подготовке отчетов.

Подготовка специалистов, ориентированных на использование геоинформационных технологий, начата на геолого-географическом факультете Томского университета в рамках геологической и геохимической специальностей. Специализация небольшой группы студентов начинается с третьего курса еще на бакалаврском уровне. Дополнительно к общеобразовательным предметам, обязательным и специализирующим курсам геологического профиля поставлены курсы: "Объектно ориентированное программирование", "Электронные таблицы", " Модели и базы данных", "Многомерная статистика", "Компьютерная картография", "Геоинформационные системы", "Системы обработки данных дистанционного зондирования". Студенты выполняют специальную курсовую работу, используя соответствующие прикладные пакеты, средства создания электронных карт и баз данных.

Переход геологической службы на геоинформационные технологии и требование представлять любые геологические карты в электронном виде, создавая одновременно связанные с картами базы геологических данных, ставит задачу подготовки специалистов геологов, знакомых с конкретными геоинформационными системами, принятыми геологической службой, системами ввода данных и разработки серийных легенд. Нам представляется, что подготовка всех геологов для работы в новых условиях возможна путем соответствующей переориентации курса «Геологическое картирование» и ввода дополнительных элементов в другие геологические дисциплины. Предпосылки к этому уже созданы. Геолого-географический факультет с помощью Министерства природных ресурсов оснащен специальным дисплейным классом геоинформационных технологий с соответствующим программным обеспечением. Факультет вместе с НПО "Геоинформатика" взял на себя труд проведения Всероссийского полевого семинара «Новые информационные технологии в геокартировании», организованного летом 1997 года на базе учебных геологических практик в Хакасии, где был продемонстрирован полный производственный цикл автоматизированного сбора полевой информации с использованием GPS-технологий, создание компьютерной версии карты фактического материала и использование данных дистанционного зондирования (космоснимков) при подготовке геологической карты. Проведение полевого семинара было бы невозможно без активного участия Министерства природных ресурсов РФ, сотрудников совместного российско-американского предприятия «Дата+» и УНПО «Сибгеоинформатика».

## ПРЕПОДОВАНИЕ ГЕОЛОГИИ В СИСТЕМЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНОГО ШКОЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ

А.Е. Ковешников
Областная Станция Юных Туристов, г. Томск

В настоящее время в связи с развитием знаний о Земле, о месте человека в Природной экосистеме резко возрос интерес молодёжи к природе. Возникают экологические движения так называемых "Зелёных", "Гринпис". В системе школьного образования курс географии усиливается блоками по геологии.

Наряду с этим отрадным движением школьной науки в направлении признания геологии в качестве системы дополнительных знаний, важное значение приобретает система внешкольного образования, в частности детско-юношеские объединения по интересам. К таким организациям относится и система так называемых Станций Юных Туристов, Юных натуралистов. Томская Областная Станция Юных Туристов также предпринимает определенные усилия в этом направлении. Наша разработка "Геологический маршрут в окрестностях Томска (в помощь учителю географии)", составленная на основе трудов группы авторов во главе с уважаемым и почитаемым многими поколениями геологов Сибири Георгием Алексеевичем Иванкиным (ТПУ), адаптирована к знаниям школьников. В ней за основу составления маршрутов взяты наработки названых авторов, и, кроме ознакомительных знаний по геологии, приводятся данные первичной диагностики образцов галечника реки Томи, как первоосновы начальных геологических данных. Обилие галечникового материала и пытливый взгляд школьников позволят любой заинтересованной группе за минимальное время собрать достаточно представительную коллекцию по геологии бассейна реки Томи, геологии ее берегов. Пытливый взгляд школьника сумеет, опираясь на сведения группы Г.А. Иванкина, получить представление и о геологической работе рек и о развитии их берегов на примере нашей прекрасной реки.

Другой формой развития геологического образования в системе дополнительной подготовки является практикуемая в настоящее время попытка создания, с ориентацией на сельские школы Томской области, очно-заочной школы юного географа, в рамках которой школьники Томской области, сопредельных областей Сибири сумеют познакомиться и с музейной базой Томского госуниверситета, в частности его минералогическим и палеонтологическим музеями, и получат квалифицированную консультацию специалистов геолого-географического факультета по вопросам геологии, краеведения и экологии.

Третьей, пока только проектируемой, формой работы является организация смотра-конкурса групп школьников по составлению геологических карт, на которых они, опираясь на консультацию специалистов ОблСЮТур и ГГФ ТГУ, смогли бы изобразить и геологические обнажения, расположенные вблизи населённых пунктов их проживания, и составить карты ландшафтов и проявить другие исследовательские проекты, привязанные к конкретной местности.

Подобное начинание преследует сразу несколько близких целей.

- Ученики получат первоначальное геологическое образование, научатся ориентироваться на местности с помощью компаса, научатся вести привязку к местности конкретных природных объектов, научатся работать с картой и разовьют воображение.

- Они овладеют навыками здорового образа жизни в гармонии с природной средой обитания, что разовьет их восприятие Природы как общего дома для всех детей Земли, т.е. сформируется правильное экологическое мышление.

- Это позволит на стадии обучения в школе выявить тех школьников, которые мог-ли бы в будущем избрать себе профессию, связанную с обучением на геолого-географи-ческом факультете ТГУ, с тем, чтобы в дальнейшем такой школьник мог получить профессию геолога, географа, и т.д.

- Это позволит выявить в пределах Томской области геологические памятники, доселе мало известные, паспортизовать их, составить на их основе туристские маршруты для школьников и для взрослых туристов, и, может быть, студентов геологических факультетов ВУЗов и техникумов Томска.

В упомянутой выше работе «Геологический маршрут в окрестностях Томска (в помощь учителю географии)» дается подробная инструкция по составлению учебной геологической карты, приводятся основные требования по её составлению.

Если это начинание получит поддержку геологической общественности, управления образования Томской области, то мы получим возможность сделать еще один, пусть маленький шаг, по привитию подрастающему поколению любви к своей родной земле, интереса к её истории не только в ближайшие столетия, но и на протяжении миллионов лет её геологической истории.

## ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ В ТОМСКОМ ПОЛИТЕХНИЧЕСКОМ УНИВЕРСИТЕТЕ

А.Ф. Коробейников, Ю.Н. Попов
Томский политехнический университет, г. Томск

На факультете геологоразведки и нефтегазодобычи ТПУ с 1994 года ведется подготовка кадров высшей квалификации в рамках многоуровневой системы образования. В 1998 году состоится первый выпуск инженеров-геологов, инженеров-гидрогеологов, инженеров-геофизиков, специалистов по технике и технологии разведки месторождений полезных ископаемых, подготовленных по программе многоуровневой подготовки через бакалавриат по направлению 55.32.00 – «Геология и разведка полезных ископаемых». Из закончивших в прошлом году бакалаврскую подготовку по данному направлению 2 выпускника продолжили образование по программе магистерской подготовки, а остальные - по программе инженерной подготовки.

Вхождение России в мировую систему рыночной экономики требует перестройки классического инженерного образования с переходом в многоуровневую систему высшего образования при сохранении лучших традиций прежней системы. Принятая многоуровневая система позволяет каждому студенту выбрать свою индивидуальную траекторию приобретения высшего образования по схеме: бакалавр (4 года) → инженер (+1 год) или магистр (+2 года). Получив степень бакалавра в одном вузе, выпускник-бакалавр имеет возможность продолжить свое образование по траекториям инженера или магистра в том же вузе, или в другом вузе, имеющем другие научно-педагогические школы. В дальнейшем каждый специалист и магистр имеет возможность продолжить свое образование в аспирантуре, а после защиты кандидатской диссертации и в докторантуре ТПУ или другого вуза.

Многоуровневая система не отрицает отдельную инженерную подготовку кадров по заказам предприятий с той или иной специализацией по индивидуальным планам на полной компенсационной основе.

Переход на многоуровневую систему подготовки кадров потребовал переосмысления ранее наработанных принципов подготовки специалистов высшей квалификации. Высшее геологическое образование имеет свою специфику для разных специальностей, входящих в одно направление - 55.32.00. Это отрицательно сказалось на составлении общего учебного плана по данному направлению. Например, геолог-съемщик, поисковик-разведчик, гидрогеолог и специалисты по геофизическим методам поисков и разведки, по технике и технологии геологоразведочных работ должны владеть различными объемами знаний как фундаментальных общеобразовательных, так и профессиональных геологических, технических и других дисциплин. Прежде всего, это касается разного объема знаний физико-математических, химических, технических групп дисциплин. Поэтому авторы

предлагают выделить в направлении 55.32.00 три отдельных направления многоуровневой подготовки: геологическое, в которое должны войти родственные геологические и гидрогеологические специальности, геофизическое и геолого-технологическое, включающее технические специальности и специализации. Тем самым снимается вопрос об ущербности подготовки бакалавров и особенно инженеров по отдельным специальностям.

Сравнение учебных планов многоуровневой системы подготовки по направлению 55.32.00 с подобными планами одноуровневой инженерной подготовки по специальности 080.200 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» показало, что теоретическое обучение по схеме многоуровневого обучения имеет ряд преимуществ из-за преобладания в планах количества часов по блоку гуманитарно-социально-экономических дисциплин (ГСЭ-2317 часов вместо прежних 1766), по блоку общепрофессиональных дисциплин (ОПД-2913 часов вместо прежних 2532) и по блоку специальных дисциплин (СД-1735 часов вместо прежних 1360). В то же время обнаруживается значительная потеря учебных часов в блоке естественнонаучных дисциплин (ЕН-866 часов вместо 1578) и в блоке учебно-производственных практик (10 и 12 недель вместо 16-19 недель в прежних учебных планах инженерной подготовки).

Следовательно, современная учебная подготовка студента еще далека от оптимальной и требует дальнейшего совершенствования. Прежде всего, это касается физико-математической подготовки бакалавров, настроенных на продолжение обучения по специальности 080.400 – «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых»; физико-химической подготовки для специальностей 080.200 – «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»; 080.300 – «Гидрогеология и инженерная геология»; глубоких знаний механических дисциплин для специальности 080.700 – «Техника и технология разведки». Требуется увеличение продолжительности учебных и производственных практик. К недостаткам действующих учебных планов направления 55.32.00 относится также то, что такие фундаментальные геологические дисциплины как минералогия, петрография, палеонтология, историческая геология, стратиграфия на младших курсах оказались совмещенными во времени с большеобъемными общеинженерными дисциплинами. Это привело к значительному сокращению объемов часов на геологические дисциплины из-за увеличения часов на общеобразовательные предметы, например, высшую математику, информатику, физику, теоретическую механику, электротехнику, электронику по сравнению с прежними планами инженерной подготовки.

Подготовка геологических кадров немыслима без обстоятельных учебных и производственных практик. Однако ныне действующие учебные планы многоуровневой подготовки по направлению 55.32.00 не позволяют, по многим причинам, проводить их в объеме, как это предусматривалось прежними учебными планами одноуровневой инженерной подготовки. В рамках нынешних планов продолжительность учебных практик сократилась на 6 недель, а производственных - на 7 недель. Кроме того, возник разрыв во времени между завершением обучения бакалавра и началом инженерного или магистерского обучения в 2 месяца (июль-август). Это наиболее благоприятное время года в Сибири для проведения геологических практик. По плану инженерной подготовки мы вынуждены планировать преддипломную производственную практику в сентябре-октябре и всего на 6 недель. Это отрицательно сказалось на качестве общеинженерной подготовки. Поэтому в новых учебных планах предлагается довести преддипломную производственную практику до 15 недель за счет сокращения 20-недельного учебного семестра до 19 недель и 16- недельного периода дипломирования до 14 недель.

При корректировке учебных планов и отдельных дисциплин необходимо учитывать региональные факторы. Прежде всего, они касаются усиления подготовки компьютерным технологиям геолого-разведочных работ; способов обработки геологической информации; углубленных знаний геологии рудных и нерудных месторождений Сибири; освоения основ рыночной экономики минерального сырья применительно к регионам Сиби-

ри; овладения зарубежным опытом производства прогнозно-поисковых и разведочных работ на основе знания иностранных языков.

Все предлагаемые нами мероприятия будут способствовать повышению качества подготовки геологических кадров высшей квалификации.

## ВЫПОЛНЕНИЕ КУРСОВЫХ И ДИПЛОМНЫХ ПРОЕКТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОМПЛЕКТА КАТАЛОГОВ НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВОГО ОБОРУДОВАНИЯ

В.Г. Крец, Л.А. Саруев, В.Г. Лукьянов, В. А. Шмурыгин
Томский политехнический университет, г. Томск

Для студентов специальности «Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений» в Томском политехническом университете существует перечень основных тем курсового и дипломного проектирования, составляющий около 100 наименований (В.Г.Крец, Г.М.Волощук, А.М.Клёнин), в большинстве из которых ставится задача выбора оптимального оборудования с целью синтеза и анализа. При выполнении этих проектов студентам приходится работать с соответствующими каталогами. В настоящее время в ТПУ имеется отечественный каталог нефтяного оборудования за 1994 г., композит-каталог нефтегазового оборудования ведущих зарубежных фирм за 1993-1994 гг. и другая специальная литература. Однако существующая система обеспечения студентов и преподавателей новой технической информацией связана со значительными затратами вуза на техническую литературу (более 1 тыс. руб. за один отечественный экземпляр каталога). Даже эти новейшие издания не отражают современной действительности - информация 4-5 - летней давности и неполная по номенклатуре. Зарубежный опыт показывает, что такого рода информация должна обновляться один раз в 2 года.

Таким образом, студенты, а также преподаватели и производственники объективно поставлены в условия невозможности обладать необходимой, свежей и полной информацией, особенно в условиях «рынка» и конверсии оборонных предприятий. В такой ситуации обучение представляется дорогим и сложным, что естественно влияет на качество подготовки специалистов.

В связи с этим на кафедре горного дела и геодезии проводятся работы по созданию, периодически обновляющегося (1 раз в 2 года) банка данных по нефтегазопромысловому оборудованию. Перечень этого многообразного оборудования нами несколько ограничен, что связано с тематикой курсового и дипломного проектирования, а также с трудоёмкостью работы по сбору материала и его обработке. Для удобства использования приведенной в комплекте каталогов информации оборудование по добыче нефти и нефтегазопромысловое оборудование систематизировано в виде следующих разделов: оборудование для эксплуатации фонтанных скважин; оборудование для штанговой глубинно-насосной эксплуатации скважин; оборудование для эксплуатации скважин бесштанговыми насосами; оборудование и инструмент для ремонта скважин; приборы и средства автоматизации в области добычи нефти и разработки нефтяных и газовых месторождений; эксплуатационные пакеры, якори и разъединители колонн; оборудование для механизации нефтепромысловых работ; оборудование для поддержания пластового давления; оборудование для сбора и подготовки нефти; оборудование для технологических процессов при добыче нефти; оборудование для обеспечения экологической чистоты нефтепромыслов; машины и оборудование для обустройства нефтепромыслов; оборудование малой энергетики; буровое оборудование; небольшие нефтегазоперерабатывающие установки; трубы; установки для исследования и проведения скважинных работ.

По каждому типу оборудования приведены основные технические характеристики, область применения, код оборудования, ГОСТ или ТУ, завод-изготовитель. Отраслевая принадлежность заводов-изготовителей приводится по состоянию на 1 января 1998 года.

В каталогах представлена достоверная новейшая информация от непосредственных производителей нефтегазопромыслового оборудования, инструмента, приборов и средств автоматизации, которая необходима нефтегазодобывающим предприятиям при обновлении оборудования и обустройстве нефтяных и газоконденсатных месторождений. Для сравнительного анализа в каталогах, кроме отечественного оборудования, приведены характеристики зарубежных аналогов.

Комплект каталогов или каталог создан по заданию научно-технической ассоциации Восточной нефтяной компании на основе НИР. Разработанный каталог содержит 1230 листов и по информативности не уступает отечественным и зарубежным аналогам и максимально учитывает потребности региона.

На базе выполненной работы авторским коллективом подготовлены учебные пособия "Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений" (1992), "Оборудование для добычи нефти" (1997), "Нефтегазопромысловое оборудование" (1998), предназначенные для студентов нефтяного профиля и могут быть полезными при обучении студентов по новой в ТПУ специальности "Машины и оборудование нефтяных и газовых промыслов", а также рабочих по профессии "Оператор по добыче нефти и газа".

По инициативе авторского коллектива, на основе проведенного анализа эффективности нефтегазопромыслового оборудования и по согласованию с департаментами геологии и нефтегазового комплекса и промышленности Администрацией Томской области рассмотрен вопрос об организации производства на Томском электромеханическом заводе отдельных видов нефтепромыслового оборудования, в частности, плунжерного подъемника, который может обеспечить наиболее экономичный способ эксплуатации нефтяных скважин, поскольку для работы плунжерного подъемника используется непосредственно энергия подземного газа. Разработаны новые высоконадежные типы кабелей в НИКИ при ПО "Сибкабель" для погружных электронасосов. Инициируется производство наукоемкого нефтегазопромыслового оборудования на других предприятиях городов Томска и Омска.

В целом, широкое внедрение результатов выполненной работы будет способствовать социально-экономическому развитию Томской области и всего Западно-Сибирского региона.

## ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ПОДГОТОВКИ СПЕЦИАЛИСТОВ ПО ТЕХНИКЕ РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В.В. Кривошеев
Томский политехнический университет, г. Томск

Рассуждать о проблемах высшего геологического образования в отрыве от общей ситуации в отрасли не имеет смысла. В последние годы объемы геолого-разведочных работ неуклонно и резко снижались. Не лучше обстоят дела и с научно-исследовательскими и опытно-конструкторскими работами. Точных цифр по этой проблеме, видимо, не знает никто, поскольку источники финансирования децентрализованы.

Естественно, такое отношение к НИОКР может привести к разрушению системы, обеспечивающей научно-технический прогресс в геологии и неизбежному падению уровня научно-технической оснащенности по сравнению с мировым.

Характерно, что в развитых странах, по ряду причин, в том числе экологических, постоянно возрастает импорт сырья, несмотря на наличие собственной сырьевой базы. Так, в США импорт по цинку, бокситам, вольфраму, кобальту, танталу, платине, никелю, кадмию вырос в последние годы до 90 %, по титану, олову и ртути до 50 %, по меди на 75 %. Данная тенденция, очевидно, сохранится и в ближайшем будущем. А японский исследователь Яно вообще считает, что отсутствие минеральных ресурсов является выгодным для страны, поскольку не наносится ущерб окружающей природе и внедряются современные безотходные технологии переработки импортируемых руд.

Теперь о ситуации, сложившейся в высшем геологическом образовании. Выпуск специалистов резко сократился. Специальность «Технология и техника разведки МПИ» по этому показателю опустилась на уровень 50-х годов. Отсев студентов, в среднем, по геологическим специальностям Минвуза составляет 40-50 %, что связано с материальными трудностями и падением престижности инженерного труда в геологии.

Распределение молодых специалистов также вызывает большие проблемы. Заявки поступают, в основном, от предприятий, осуществляющих разведку и разработку месторождений драгоценных металлов и стройматериалов, а также жидких и газообразных полезных ископаемых. Причем, как правило, предлагаются отдаленные территории: Полярный Урал, Северо-Восток, Амурская область и т.п. В связи со свертыванием производства и указанными выше причинами в 1993 г., например, из 2200 молодых специалистов, закончивших вузы и техникумы геологического профиля, на работу по специальности устроились всего около 200.

Далее. Как в России принято, в период жесточайшего кризиса во всех областях - в политике, экономике, промышленности, социальной сфере, межнациональных отношениях началась коренная реорганизация системы подготовки специалистов с высшим образованием, с которой здравомыслящему человеку трудно согласиться.

Совершенствование учебного процесса в вузе, как и в любой другой сфере деятельности, является объективной необходимостью развития. Процессы, происходящие в обществе, не могут не накладывать отпечатка на структуру обучения, поскольку требования к специфике и уровню знаний выпускника вуза существенно изменились. Классическая, отработанная многими десятилетиями, система подготовки специалиста, также должна эволюционно изменяться, иначе может быть потерян рынок сбыта основной продукции вуза - инженеров-политехников, который мы традиционно и уверенно контролировали.

Мы говорим об эволюционном изменении системы подготовки. Нас, например, удивляет смелость некоторых кафедр, в одночасье прекращающих выпуск инженеров по специальностям, которые создавались в течение 40-50 лет, обеспеченным квалифицированным преподаванием, хорошей лабораторной базой, имеющим признанные научные школы и традиции. Разрушить можно быстро, а создание добротного нового требует времени. И одного желания здесь мало. В этом отношении Российская высшая школа всегда отличалась разумным консерватизмом, что, на наш взгляд, позволило ей выжить и сохранить уровень при постоянно действующих, переменных по направлению, перегрузках, в условиях которых она существовала во все времена.

Представляется, что в нынешних условиях значительно большее внимание, на порядок, должно уделяться правовой подготовке. Достаточно сказать, что в геологии сейчас действуют федеральные законы "О недрах", "О континентальном шельфе Российской Федерации", "О соглашениях о разделе продукции", "О ставках отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы", подготовлены законопроекты: "Об участках недр федерального значения" и "О порядке лицензирования пользования недрами". Дисциплина же "Правоведение", предлагаемая в ТПУ, предусматривает всего 36 часов аудиторных занятий. Дисциплин по этому направлению должно быть несколько и для их обеспечения сле-

дует привлекать лучших преподавателей права ТГУ, опытных практических юристов, сотрудников регионального геологического комитета.

Современный специалист, работающий в любой отрасли, должен уметь составить деловой документ, пользоваться оргтехникой и средствами передачи информации, должен иметь навыки делового общения, уметь защищаться от промышленного шпионажа. Должен уметь водить автомобиль, наконец, безусловно, каждый студент должен уметь работать в системе Internet. Необходимо обратить внимание на недостаточный уровень подготовки наших выпускников к преподавательской, профессиональной образовательной деятельности. В связи с этим следует очень серьезно задуматься о включении в учебные планы подготовки геологов ТПУ развернутого цикла географических дисциплин.

Большие сложности вызывает переход на подготовку бакалавров в рамках направления 55.32.00 «Геология и разведка полезных ископаемых» в связи со следующими обстоятельствами.

- Различие требований подготовки специалистов по естественнонаучным и общепрофессиональным дисциплинам. Специалисту по технике разведки нужен несколько меньший объем часов по математике, чем геофизику, и значительно больший объем часов по механике, чем геологу.

- Естественное желание профилирующих кафедр как можно раньше начать специальную подготовку студентов. Нельзя выучить инженера за 1 семестр полной свободы, даже использовав весь объем отведенных часов на профессиональную подготовку, поскольку нарушается последовательность и методичность обучения.

- Не определенный нормативно статус бакалавра, не дающий права ответственного руководства геологоразведочными, в частности, буровыми работами.

Наибольшим плюсом в подготовке бакалавров, на мой взгляд, является возможность дальнейшего обучения по магистерской программе, которая пока с успехом заменяется аспирантской подготовкой.

И последнее. Нас всегда забавляло то, что мы обязаны формировать свои учебные планы в соответствии с типовыми, подготовленными в столичных вузах, в частности в МГГА. Сами же столичные вузы никогда по этим планам не учили студентов, а работали по индивидуальным планам. Уровень Томского политехнического университета позволяет нам претендовать на большую самостоятельность, тем более что наличие и полномочия организованного РУМЦ, в котором мы занимаем ведущие позиции, нам это позволяют.

## ОПЫТ ПРОВЕДЕНИЯ УЧЕБНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРАКТИКИ БАКАЛАВРОВ ТПУ

К.И. Кузеванов, Е.М. Дугова, Т.Я. Емельянова
Томский политехнический университет, г. Томск

Учебно-производственная практика является ключевым звеном в подготовке студентов к профессиональной деятельности. На этом этапе обучения будущим специалистам требуется использовать с максимальной эффективностью всю сумму, полученных в ВУЗЕ, знаний и приобрести практические навыки в проведении полевых исследований. Традиционно, на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии при подготовке инженеров-гидрогеологов для закрепления профессиональных навыков предусматривалось проведение учебных практик на младших курсах с использованием материально-технических возможностей кафедры и производственных практик, на завершающей стадии обучения, предполагающих временное включение студентов в

число штатных сотрудников геологических организаций (с полным выполнением должностных обязанностей).

В связи с внедрением новых учебных планов подготовки бакалавров по направлению "Геология и разведка" специализации «Поиски и разведка подземных вод и инженерно-геологические изыскания», возникла необходимость в организации учебно-производственной практики студентов.

В связи с небольшим сроком экономическими трудностями ВУЗА и предприятий, данная практика организована на базе выпускающей кафедры гидрогеологии и инженерной геологии, проблемной гидрогеохимической лаборатории ТПУ и производственных организаций г. Томска: АО "ТомскТИСИЗа", подразделений "Томскгеолкома", "Томскгеомониторинга", с которыми кафедра имеет многолетние связи. Для них осуществляется подготовка специалистов инженеров, в том числе по индивидуальным планам.

Важнейшими отправными пунктами в планировании объема нагрузки для преподавателей и студентов послужили: район проведения полевых маршрутов, ограниченный территорией г. Томска и ближайших пригородов в пределах досягаемости пеших маршрутов и общая продолжительность практики в шесть недель.

Задачи практики могут быть сведены к нескольким основным положениям, без выделения главных и второстепенных вопросов: знакомство с природными (физико-географическими, геологическими, гидрогеологическими, инженерно-геологическими) условиями г. Томска и конкретных участков исследований; знакомство с характеристикой источников техногенной нагрузки на геологическую среду; выполнение анализа условий (и факторов) взаимодействия инженерных сооружений с горными породами и подземными водами в полевых условиях на примерах ключевых площадок; знакомство с организационными, техническими и технологическими особенностями добычи подземных и очистки сточных вод в производственных условиях; приобретение навыков полевых исследований; выполнение учебных маршрутных наблюдений, съемочных работ и обработки документации; получение опыта при выполнении лабораторных анализов образцов грунтов и проб воды (на материале полевых маршрутов); знакомство с организацией, методами и методикой производственных исследований; освоение приемов камеральной обработки результатов полевых исследований (в том числе с использованием возможностей автоматизированного рабочего места гидрогеолога) с составлением и защитой отчета.

Выбор полевых маршрутов спланирован по нескольким приоритетным направлениям, связанным с необходимостью: анализа естественных и нарушенных гидрогеологических и инженерно-геологических условий; знакомства с работой разноплановых инженерных сооружений; анализа условий эксплуатации систем водоснабжения и водоотведения; знакомства со структурой производственных подразделений, планированием и организацией геологоразведочных работ.

Реализация производственной части практики оказывается наиболее трудоемкой в организационном отношении, поскольку предусматривает согласованное взаимодействие с сотрудниками различных структурных подразделений геологических и иных организаций, занятых в первую очередь исполнением своих прямых должностных обязанностей. Тем не менее, практика проводится на реальных объектах исследования с использованием площадей и материально-технической базы производственных организаций. В ряде случаев специально согласуются сроки проведения полевых работ и учебных экскурсий.

В помощь студентам для успешного освоения материала учебно-производственной практики на кафедре гидрогеологии и инженерной геологии подготовлено учебное пособие «Основы практической гидрогеологии и инженерной геологии». Организация учебного процесса в условиях максимально приближенных к полевым, связана с необходимостью использования большого объема разнородного вспомогательного материала, включающего фондовую, изданную и нормативную литературу, как правило, не адаптирован-

ную к условиям работы с этими источниками за пределами рабочих кабинетов и учебных аудиторий. Во время прохождения практики студентам чрезвычайно необходим компактный по габаритам, лаконичный по форме и полный по содержанию сборник необходимой справочной информации.

Подготовленное к печати издание отвечает этим требованиям и содержит универсальный материал, достаточный для успешного выполнения широкого комплекса гидрогеологических и инженерно-геологических работ. Приводится подробное описание содержания и программы практики, есть исчерпывающая характеристика особенностей гидрогеологического и инженерно-геологического строения района прохождения практики, необходимая для предварительного знакомства с естественными и техногенными условиями протекания активных геологических процессов. Использованы материалы многолетних научных исследований для планирования разнообразных по содержанию и целевым установкам учебных полевых маршрутов. Учтены собственные методические разработки кафедры и других Вузов, инструктивные и методические рекомендации, используемые в производственной деятельности. Задачи практики носят производственный характер, имеют реальную основу и помогают самостоятельно раскрыть пути решения актуальных проблем экологической направленности.

Основными положительными моментами учебно-производственной практики являются: закрепление и углубление теоретических знаний и приобретение практических навыков по изученным базовым специальным дисциплинам; знакомство с предметами специальных дисциплин, которые изучаются на старших курсах; получение фактического материала, который в дальнейшем используется для выполнения лабораторных, курсовых, выпускных и научно-исследовательских работ; знакомство с особенностями гидрогеологических и инженерно-геологических условий, существующими проблемами и способами инженерной защиты района, что является составной частью региональной компоненты Государственного образовательного стандарта.

## УЧЕБНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРАКТИКИ В ТОМСКОМ ГОСУНИВЕРСИТЕТЕ

Н.А. Макаренко, С.А. Родыгин, А.Ф. Беженцев
Томский госуниверситет, г. Томск

Учебные практики являются важным звеном подготовки специалистов геологического профиля в ТГУ. В учебных планах специальностей 011100 - «Геология» и 011300 - «Геохимия» они предусмотрены после первого курса (первая геологическая практика) и второго курса (буровая и многоцелевая геологосъемочная практики), что отвечает требованиям Государственного образовательного стандарта.

На первой геологической практике студенты знакомятся с современными геологическими процессами, пытаются осмыслить их с научных позиций, закрепляя полученные на первом курсе знания по общей геологии, минералогии, палеонтологии. Проводятся геологические экскурсии в окрестностях Томска, по рекам Томи, Басандайке, Киргизке, а если позволяет финансирование, то и дальше, например, на Салаире, где можно познакомиться с разнообразными стратиграфическими подразделениями палеозоя и рудными месторождениями, или в пос. Шестаково Кемеровской области, где сотрудниками ТГУ ведутся раскопки ископаемых остатков динозавров и мамонтовой фауны. Такие поездки являются стимулом для наиболее успевающих студентов и помогают сориентироваться в выборе будущей специализации.

После окончания аудиторных занятий на втором курсе начинается сезон полевых учебных практик. Он открывается двухнедельной буровой практикой, которую много лет проводит опытный преподаватель - доцент В.И.Стреляев.

Важнейшим элементом обучения остается многоцелевая геологосъемочная практика, входящая в программу второго курса. Она проводилась на ГГФ всегда, хотя до недавнего времени называлась учебной практикой по геокартированию. Первоначально место полевых работ той или иной студенческой группы определялось интересами преподавателя, но чаще всего это была Хакасия, обладающая благоприятным стечением подходящих условий [1, 2]. Назревал вопрос о строительстве базы, который получил веское обоснование в решениях 1-й межвузовской научно-методической конференции по учебным геологическим практикам, проведенной в 1974 г. на Крымской учебной базе МГУ.

На факультете было проведено всестороннее обсуждение проблемы и выборы места для базы практик. В этих работах, продолжавшихся два года, приняли участие деканы ГГФ А.И.Родыгин и И.А.Вылцан, преподаватели М.Г.Горбунов, А.Р.Ананьев, В.П Парначев, Н.А.Макаренко, Ю.М.Елистратов, С.А.Родыгин, В.М.Подобина, В.И.Стреляев. По рекомендации Н.А.Макаренко в 1976 году было выбрано живописное место в урочище Сохочул в 12 км западнее райцентра Шира, на границе гор Кузнецкого Алатау и хакасской степи. В 1977 году быстрыми темпами началось сооружение базы. Работами руководил Ю.М.Елистратов, строительство вели студенческие стройотряды ТГУ и местная строительная организация ПМК-177. За короткий срок были построены двухэтажный учебно-лабораторный корпус, дом для проживания обслуживающего персонала, склад с гаражом для автотранспорта (все это в кирпичном исполнении), трансформаторная подстанция и ЛЭП, палаточный городок со стационарными настилами. Позднее прибавилось несколько сборно-щитовых домиков летнего типа. К сожалению, была достроена только первая очередь базы, сданная в эксплуатацию в 1985 году.

В 80-е годы, благодаря усилиям зав. базой В.И.Пестерникова, база была полностью укомплектована оборудованием и снаряжением, что позволяло проводить целый ряд практик в полном объеме, включая временные лагеря и всевозможные экскурсии. На полигоне проходили практику не только студенты-геологи, но и географы, почвоведы, ботаники, а также геологи-первокурсники, что методически правильно.

В настоящее время, несмотря на объективные материальные затруднения, учебная база обеспечивает полноценное проведение геологосъемочной и геофизической практик, осуществляемых преподавателями двух кафедр: динамической геологии, палеонтологии и исторической геологии. Многолетний опыт проведения практики имеют Н.А.Макаренко, С.А.Родыгин, А.Ф.Беженцев. В последние годы к ним присоединились О.М.Гринев, С.В.Парначев. Геофизической практикой руководит В.Н.Устинова. Под руководством заведующего кафедрой динамической геологии профессора В.П.Парначева, начиная с 1995 года, проводятся хоздоговорные работы по исследованию бальнеологических ресурсов Ширинского района, что обеспечивает поддержку практики районной и республиканской администрациями. Большую помощь в решении вопросов, связанных с финансовым обеспечением практики, оказывает заведующая кафедрой палеонтологии и исторической геологии профессор В.М.Подобина. Целевое финансирование осуществляется Министерством природных ресурсов РФ во главе с выпускником Томского госуниверситета В.П.Орловым и Комитетом природных ресурсов Томской области.

Полигон ТГУ представляет собой естественную природную лабораторию, позволяющую вести наблюдения за геологическими процессами и их результатами, отрабатывать практические навыки геологических и других видов картирования, использовать геофизические исследования, результаты дешифрирования аэрокосмических снимков при решении геологических задач на площадях с различной сложностью строения и обнаженности.

Геологическое строение полигона практики весьма интересно и разнообразно, район находится на стыке принципиально различных по своему строению структур мегаантиклинория Кузнецкого Алатау и Минусинского наложенного прогиба, здесь широко представлен спектр осадочных, магматических и отчасти метаморфических пород от позднего докембрия до карбона включительно [1, 3]. Геологическое строение полигона ТГУ настолько привлекательно для учебных целей, что здесь проходят практику также студенты Томского политехнического университета и Красноярской академии цветных металлов и золота. Под редакцией куратора практики профессора В.П.Парначева, преподавателями ТГУ и ТПУ выпущен путеводитель по геологическому полигону ТГУ и других вузов Сибири, обобщающий сведения по геологическому строению, геоморфологии, почвам, водным и минеральным ресурсам [1]. Большую помощь в обучении студентов оказывают созданные на базе ТГУ геологический музей (единственный в Хакасии) и библиотека [5].

В последние годы проведение геологосъемочной практики выходит на качественно новый уровень в связи с внедрением ГИС-технологий и началом создания ГИС-полигона на основе геологического полигона ТГУ. Компьютерная обработка накопленного материала ведется с использованием программных пакетов AutoCad, ArcCad, ArcInfo, ГИС-ПАРК. Осваивается пакет программ ERDAS IMAGINE для дешифрирования данных дистанционного зондирования Земли; изучаются возможности для привязки на местности GPS-приборов. Летом 1997 года эти и другие вопросы обсуждались на практическом полевом семинаре «Применение ГИС-технологий в геокартировании», проходившем на базе ТГУ в Хакасии [4]. Семинар был организован деканом ГГФ Г.М.Татьяниным, ведущим специалистом российско-американской фирмы "Дата+" Ю.К.Королевым и препода-вателями ТГУ. Есть возможности проводить этот семинар ежегодно.

В последнее время значение многоцелевой геологосъемочной практики неожиданно усилилось еще и потому, что возникли затруднения с проведением производственных практик. Эти практики почти не обеспечиваются местами в полевых партиях и экспедициях, поэтому ряд студентов проходит производственную практику на базе ТГУ по специальной программе, а для тех, кто не смог пройти полевую производственную практику, навыки учебной практики остаются базовыми для дальнейшей работы. Все эти обстоятельства требуют улучшения материальной базы и методического обеспечения многоцелевой геологосъемочной практики.

Литература

1. Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири). / Под ред. В.П. Парначева.- Томск: Томский госуниверситет, 1992.- 166 с.

2. Макаренко Н.А., Парначев В.П. К вопросу о методике проведения учебной практики по геологической съемке студентов II курса геолого-географического факультета (Томский университет). // Организация и методика проведения учебной практики на геологических факультетах вузов: Тезисы докладов межвузовской научно-методической конференции по учебным практикам на геологических факультетах вузов (16-21 сентября 1974 года).- М.: Изд-во МГУ, 1974.- С. 63-65.

3. Макаренко Н.А., Родыгин С.А., Елистратов Ю.М., Номоконов В.Е. Новые данные по геологии учебного полигона Томского университета в Хакасии. // Вопросы геологии Сибири.- Томск: Изд-во Том. ун-та, 1982.- С. 123-132.

4. Методические материалы практического семинара «Применение ГИС-технологий в геокартировании».- Томск: ЦНТИ, 1997.- 50 с.

5. Родыгин С.А., Макаренко Н.А. Геологический музей базы учебных практик ТГУ в Шира. // Эволюция жизни на Земле: Материалы 1-го Международного симпозиума. / Отв. ред. В.М.Подобина.- Томск: Изд-во НТЛ, 1997.- С. 147-148.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ В ТОМСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Г.М. Татьянин, А.И. Летувнинкас, А.Ф. Беженцев
Томский госуниверситет, г. Томск

Геологическая школа Томского госуниверситета имеет многолетний опыт подготовки кадров высокой квалификации для производственных и научных организаций, выс-ших учебных заведений страны. В течение продолжительного периода обучение студентов осуществлялось по учебным планам специальностей 08.01 - «Геологическая съемка, поиски и разведка» и 08.03 - «Геохимия, минералогия и петрология». Существовала отработанная система подготовки и трудоустройства кадров.

В настоящее время в обществе складываются иные социальные и экономические отношения. Происходящие изменения не могли не затронуть и сферу высшего геологического образования. С начала 90-х годов в системе Высшей школы осуществляется большая работа по созданию концепции и новой структуры высшего образования. Особое вни-мание уделяется программам, ориентированным на разработку и внедрение многоуровневой системы образования. Новая система предполагает обеспечить разнообразие форм и направлений образовательных услуг при освоении обучающимися профессиональных программ разного уровня (бакалавриат, магистратура); повысить фундаментальность и гуманитаризацию знаний, развить высокую степень индивидуализации учебного процесса с усилением творческого начала. Качество образования должно позволить выпускнику стать специалистом в избранной области и успешно конкурировать в меняющихся условиях рыночных отношений.

На геолого-географическом факультете Томского госуниверситета с 1992 года начата научно-методическая работа по программе «Университеты России», связанная с вопросами разработки структуры и содержания многоуровневого геологического образования. С 1993 года подготовка геологов осуществляется по многоуровневой системе с использованием опыта и традиций сложившейся научной геологической школы. Студентам предоставляется выбор образовательной траектории по схемам 4 года, (4+1) год и (4+2) года.

Учебный план базового геологического образования (бакалавриата) предусматривает два этапа обучения. Первый этап рассчитан на 2 года (4 семестра) и ориентирован на получение фундаментальной основы естественно-научного образования без разделения на профилизации. С пятого по восьмой семестры вводятся курсы по выбору с целью гибкой профилизации обучающегося.

На третьей ступени высшего образования выпускникам бакалавриата в качестве одного из вариантов предлагается обучение в течение еще одного года с получением диплома специалиста. В соответствии с требованиями Государственных образовательных стандартов разработаны учебные планы и ведется подготовка по специальностям 011100 - «Геология» и 011300 - «Геохимия». Новые пятилетние планы имеют ряд отличий от планов специальностей 08.01 и 08.03. Прежде всего, это касается цикла гуманитарных и социально-экономических дисциплин. Объем обязательных занятий цикла возрос на 25 % и составил вместе с самостоятельной работой студентов (СРС) 1844 часа. Это связано с общей тенденцией повышения гуманитаризации знаний, введением новой дисциплины «Культурология», элективных предметов. Ощущавшаяся потребность в серьезных экономических знаниях частично реализована появлением в

учебных планах таких дисциплин как «Экономика», «Экономика и конъюнктура минерального сырья», «Менеджмент» и др.

Важная роль отводится освоению студентами фундаментальных математических, общих естественно-научных, а также общепрофессиональных дисциплин, изучение которых способствует теоретическому осмыслению геологических объектов разного порядка. Цикл математических и естественно-научных дисциплин специальностей 011100 и 011300 составляет 1800 часов: 1010 час. (56,1 %) - обязательных занятий (ОЗ) и 790 час. (43,9 %) отводится на СРС. Элективные дисциплины составляют 20 % (360 час.) от объема цикла. Для специальности 08.01 на изучение дисциплин цикла отводилось 804 часа: 654 часа (81,3 %) ОЗ и 150 час. (18,7 %) СРС; для специальности 08.03 соответственно - 1196 часов: 966 час. (80,8 %) ОЗ и 230 час. (19,3 %) СРС. В новых планах существенно изменился объем и содержание курса «Информатика и математическая статистика», появились новые дисциплины - «Биология», «Экология». Цикл общепрофессиональных дисциплин не претерпел заметных изменений в объеме часов, но их постановка, содержание и методическое обеспечение стали существенно иными.

Безусловно, важная роль в образовательном процессе на современном этапе отводится специальным курсам, входящим в цикл специальных дисциплин. Именно они во многом определяют специфику подготовки геологов в университете, содержательную часть проводимых научных исследований и отражают региональные запросы потребителей выпускников.

Специальные курсы делятся на общие, читаемые для специальности, и элективные. Для студентов специальности 011100 - «Геология» читаются 34 спецкурса: 10 общих (29 %) и 24 элективных (71 %); для специальности 011300 - «Геохимия» - 41 спецкурс: 22 общих (54 %) и 19 элективных (46 %). Они запланированы с третьего по пятый курсы. К их проведению привлекаются высококвалифицированные кадры: 13 специальных курсов (17 %) осуществляется профессорами, а 51 спецкурс (67 %) - доцентами. Элективные спецкурсы сгруппированы в блоки, ориентируя студентов на те или иные профилизации бакалавриата или специализации на третьей ступени обучения. Для двух специальностей сформировано девять блоков элективных дисциплин. Специальные курсы, в сравнении с базовыми, хуже обеспечены учебной литературой центральных издательств. В настоящее время эта проблема решается за счет издания учебно-методических пособий в университете. На сегодняшний день 48 % спецкурсов обеспечено этими пособиями. В связи с расширением использования в специальных курсах компьютерных технологий, важное место отводится повышению квалификации преподавателей по геоинформационным методам.

Новым в структуре подготовки геологических кадров в Томском университете является открытие магистратуры по восьми образовательным программам. В магистратуру принимаются выпускники бакалавриата с высоким рейтингом в учебной и учебно-исследовательской работе. Основная цель реализации каждой из магистерских программ заключается в объединении в одно целое учебной и научной составляющих. Из выпускников бакалавриата 1997 года шесть человек обучается в магистратуре Томского государственного университета, один - в магистратуре Новосибирского государственного университета.

Перспективы развития геологического образования в Томском государственном университете увязываются с тенденциями происходящих изменений в геологической отрасли. В 90-е годы геологическая служба страны перешла к очередному этапу регионального геологического изучения территории России - созданию нового поколения Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 (Геолкарта - 200). Планируется многоцелевое геохимическое картирование территории России масштабов 1:1000 000; 1:200 000; 1:50 000. Данный комплекс работ должен служить основным источником информации для решения крупных федеральных и региональных программ развития минерально-сырьевой базы, экологии и регулирования пользования недрами.

Необходимым требованием становится компьютерное сопровождение при составлении и тиражировании комплекта Геолкарты-200, геохимических карт. Для достижения этих целей на геолого-географическом факультете ТГУ создается компьютерный класс геоинформационных технологий на 10 рабочих мест. Для его оснащения из Министерства природных ресурсов РФ получено современное оборудование и программное обеспечение. В программы курсов «Структурная геология и геокартирование», «Региональная геология» и ряда других планируется введение разделов по использованию геоинформационных систем. Разрабатывается новый курс «Компьютерные технологии в геокартировании». В учебных планах сформирован элективный блок специальных дисциплин «Геоинформационные системы». Вводятся специальные курсы по геодинамическому анализу при геокартировании.

Жизненно важной проблемой становится необходимость изучения геологических аспектов техногенного воздействия в регионах с интенсивной добычей полезных ископаемых и в зонах с неблагоприятной экологической ситуацией. Поэтому на факультете планируется дальнейшее развитие эколого-геологического и эколого-геохимического направлений на базе существующих специализаций «Экологическая геохимия» и «Геоэкологическое картирование» действующих учебных планов специалистов с пятилетним сроком обучения, а также магистерских программ «Экологическая геология» и «Экологическая геохимия».

Важным направлением образовательной деятельности классических университетов остается подготовка специалистов, ориентированных на научно-исследовательскую и научно-педагогическую деятельность. В связи с этим, становятся актуальными вопросы непрерывного образования в цепочке: бакалавриат - магистратура - аспирантура - докторантура. Для этого необходимо серьезное объединяющее начало в организации научных исследований на факультете. Разнообразие тематики и научных интересов приводит к потере возможностей комплексного анализа результатов исследований разнопрофильными специалистами, поэтому требуется актуальная научная проблема, охватывающая научную тематику всех геологических кафедр.

## КОНЦЕПЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ В ПЕРВЫЕ ГОДЫ ПОДГОТОВКИ СПЕЦИАЛИСТОВ ГЕОЛОГОВ И ГЕОГРАФОВ В ТОМСКОМ ГОСУНИВЕРСИТЕТЕ

Ю.В. Уткин
Томский государственный университет, г. Томск

С начала подготовки геологов и географов на естественном отделении (позже – геолого-географическом) физико-математического факультета имели место объективные трудности, связанные с отсутствием единого плана преподавания для отделения в целом и учебных планов для конкретных специальностей, перечень которых к тому же не был окончательно утвержден. В связи с этим 22 марта 1920 года Совет физмата принял решение немедленно приступить к выработке учебного плана, для чего было создано 10 комиссий по числу предполагаемых на факультете групп. Организация и сбор комиссий поручили ведущим профессорам факультета, в том числе по группе геологии профессору С.М.Курбатову, по группе географии профессору С.И.Руденко [1]. Исполняя решение Совета, 9 мая состоялось заседание комиссии по разработке «Плана преподавания на группы минералогия и геология» в составе профессоров А.П.Поспелова (декан физмата),

С.М.Курбатова, Н.И.Порфирьева, М.А.Усова, где были окончательно сформулированы его основные положения. "Признать необходимым при выработке плана преподавания держаться следующих положений:

a. специализация должна начинаться со второго курса, первый же курс, по возможности, общий для всех групп;

b. курсы, по возможности, сдвинуть в один семестр, имея возможность семестровой, а не годовой системы;

c. по возможности, учесть всю работу студентов как в Университете, так и дома, приняв за норму 60 рабочих часов в неделю и введя три рубрики распределения часов – часы лекций, часы практических занятий под руководством преподавателя и часы для самостоятельных занятий студента в Университете и дома;

d. с третьего курса ввести разделение на 3 подгруппы – минералогия с кристаллографией, петрография и геология с палеонтологией" [2].

В июне того же года декан доложил Совету план преподавания на 1920-1921 учебный год в таком виде, в каком он был принят на заседании десяти комиссий. Согласно этого плана структура естественного отделения выглядела следующим образом. Первый курс – общая подготовка, второй курс – разделение на шесть групп (химическую, гео-минералогическую, биологическую, географическую, агрономическую и общую). В свою очередь группы делятся на подгруппы, в том числе, геоминералогическая – на подгруппы минералогии, петрографии и палеонтологии, а географическая – на подгруппы географии и антропологии [3]. Структура эта не была жесткой, и периодически в нее вносились изменения. Так в проекте учебного плана физмата на 1923-1924 уч. год указаны следующие отделения и специальности геолого-географического профиля.

1. Геолого-географическое отделение.

Специальности: 1) геология и палеонтология; 2) минералогия и петрография; 3) география.

2. Геологическое отделение.

Специальности: 1) палеонтологическая, 2) геолого-петрографическая, 3) гидрогеологическая, 4) почвенно-геологическая [4].

В 1926 году на заседании научно-технической секции физико-математического факультета утвержден учебный план, согласно которого на единственном геолого-геогра-фическом отделении выделялись две специальности: 1) петрография (геолого-петрогра-фическая), 2) палеонтология (геолого-палеонтологическая) [5].

Отсутствие единого устоявшегося плана преподавания в начальный период подготовки геологов и географов в Томском госуниверситете можно объяснить неукомплектованностью профессорско-преподавательского состава. К примеру, в 1920-1921 уч. году основную учебную нагрузку по гео-минералогической группе выполняли профессора С.М.Курбатов (кристаллография, минералогия, измерение и вычисление кристаллов), М.А.Усов (динамическая геология, палеонтология, историческая геология), А.В.Лаврский (петрография) при вакансии по курсам практическая кристаллография, минералогия, а по географической группе – профессор С.И.Руденко (общее землеведение, антропология, этнография) при вакансии по курсам частное землеведение, агрономическая химия, агрономия, почвоведение, география почв [6].

Кроме того, в университете приходилось осуществлять подготовку по специальностям, крайне необходимым для народного хозяйства. Так, на расширенном заседании Президиума физико-математического факультета 26 июня 1923 года было принято решение включить в учебный план новую специальность "почвоведение", важность и необходимость которой отметили присутствующие на заседании представитель Запад-

но-Сибирского общества сельского хозяйства агроном М.Г.Александровский, заведующий Губернским профобромом В.Мальгин и и.о. председателя Сибгеолкома Б.М.Наследов [7].

Следует заметить, несмотря на активное участие в обучении университетских студентов профессоров Томского технологического института М.А.Усова, А.В.Лаврского, М.К.Коровина, в ТГУ с первых же лет был взят курс на собственный университетский уровень подготовки. В объяснительной записке к проекту учебного плана геолого-географического отделения физмата ТГУ на 1926-1927 уч. год отмечается отличие от такового, принятого на геолого-разведочном отделении Сибирского Технологического института. "Геолого-разведочное отделение Института предпосылает специальному образованию почти такую же подготовку в общевузовских и физико-химических дисциплинах, как и геолого-географическое и даже, может быть, несколько щедрее, но зато биологическая и геолого-географическая подготовка, которым в Университете посвящено 25 % студенческой нагрузки, заменена совершенно иной общеинженерной подготовкой, занимающей почти такую же долю внимания (22.5%). В области специальной подготовки Институт расходует 23 % времени на чисто геологическую и 22 % на инженерно-геологическую подготовку, а Университет дает на первую 34 %, а на вторую 11 %" [8].

Анализируя сегодняшние учебные планы по геологическим специальностям в двух старейших вузах Сибири – ТГУ и ТПУ, нетрудно заметить, что концепция подготовки специалистов, заложенная в тридцатые годы, сохранилась до наших дней и, в конечном итоге, определила содержание понятия "Томская школа геологов".

Первоисточники

1. Государственный архив Томской области (ГАТО), ф. Р-815, оп. 1, д. 31, л.81.
2. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 51, л. 6-8.
3. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 31, л. 97.
4. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 51, л. 12-159.
5. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 51, л. 21.
6. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 31, л. 98.
7. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 162, л. 39-40.
8. ГАТО, ф. Р-815, оп. 1, д. 51, л. 22-25.

## О ПРОБЛЕМАХ ЭКОНОМИЧЕСКОГО ОБРАЗОВАНИЯ СТУДЕНТОВ-ГЕОЛОГОВ В ТОМСКОМ ГОСУНИВЕРСИТЕТЕ

В.С. Чувакин, В.С. Чувакина, В.П. Парначев
Томский госуниверситет, г. Томск

Переход России на рыночный механизм и вступление в международное разделение труда требуют подготовки специалистов нового поколения. В условиях централизованного замкнутого хозяйства главным в подготовке геологов было освоение фундаментальных геологических наук и прикладных дисциплин. Геологоразведочные работы финансировались из госбюджета, в основном, по затратному принципу. В новых экономических условиях хозяйственный механизм природопользования является иным, при этом главными становятся следующие задачи: 1) выбор альтернативных источников сырья; 2) проблемы приоритета инвестиций в развитие минерально-сырьевой базы; 3) разработка альтернативной стратегии эффективного использования

сырья (что выгоднее – законсервировать свое сырье до лучших времен и купить его сегодня на мировом рынке, или - наоборот); 4) выбор альтернативных методов оценки перспектив территорий на полезные ископаемые и проведение поисково-разведочных работ, альтернативных технологий добычи и переработки минерального сырья и др.

В высшей школе происходит перестройка геологического образования. В Томском госуниверситете приоритетной стала подготовка геологов двух уровней – бакалавров и магистров. В учебный план подготовки бакалавров введены новые дисциплины: «Экономика» (III курс, объем 104 часа), «Геолого-экономические оценки минеральных ресурсов» (IV курс, 62 часа) и «Экономика и конъюктура минерального сырья» (IV курс, 56 часов). Доля этих дисциплин по количеству часов явно недостаточна и составляет всего 3 % от объема учебного плана.

Последовательность и содержание экономического образования геологов в новых условиях нам представляется в следующем виде. Уже второй год обучения необходимо начинать с «Экономики», которая закладывает фундамент экономического мышления сту-дентов, дает им ключевое представление о том, что рыночная экономика – это наука выбора и альтернативных подходов в решении социально-экономических проблем. Важное место в ней должен занимать раздел – рынок природных ресурсов и его особенности в условиях России. В целом, этот курс желательно адаптировать к геологической специальности, а преподаватель экономики должен иметь представление о технологиях геологоразведочного производства. В программу III курса необходимо включить новую дисциплину «Экономика природопользования», которая должна отражать современную концепцию и мировую практику природопользования. Основные разделы этой дисциплины должны осветить факторы, определяющие современное развитие производительных сил, экономическую оценку природных ресурсов и хозяйственный механизм природопользования (планирование, регулирование и прогнозирование, геолого-экономические стандарты и нормативы, ценовой, финансово-кредитный и налоговый механизмы, экономические рычаги и стимулы природоохраны, система управления).

Дисциплина «Геолого-экономические оценки минеральных ресурсов» занимает оптимальное положение в программе подготовки бакалавров (IV курс обучения). Она предполагает дать студентам основы знаний по геолого-экономическим оценкам минеральных ресурсов в развитых индустриальных странах, главные принципы оценки ресурсов, формирование затрат на геологоразведочные работы, технологии геологоразведочного производства в условиях перехода к рынку, геолого-экономическое районирование территории России, единую геоинформационную систему недропользования, финансирование работ по изучению минеральных ресурсов, а также социальные и геоэкологические аспекты их освоения и структуру управления геологической отрасли.

Учебный курс «Экономика и конъюктура минерального сырья» должен определять место и роль минерального сырья в мировом хозяйстве. Предлагается следующая структура курса: мировое потребление минерального сырья, экономика добычи и переработки, инвестиционная политика и экономическая деятельность совместных горнодобывающих предприятий, механизм ценообразования на продукцию минерального сырья, налоги, отчисления и платежи за минеральное сырье, конъюктура мирового рынка с анализом экспортно-импортных товарных потоков минерального сырья и их динамикой по странам с разным уровнем экономического развития. Заключительный раздел курса – маркетинг минерального сырья – предлагается изучать по следующей схеме: применение маркетинговой концепции на минерально-сырьевом рынке; комплекс маркетинга: продукт, каналы движения, сбыт; маркетинговая среда; особенно-

сти рынка минерального сырья; сегментирование рынка; выбор целевых рынков; позиционирование товара на рынке; маркетинговые исследования рынка минерального сырья; отбор и анализ объектов маркетинговой деятельности; стратегия разработки новых товаров; методы прогнозирования спроса на минеральное сырье; политика ценообразования; каналы распределения продукции минерального сырья: поиски посредников, транспортировка, хранение и управление запасами; продвижение минерально-сырьевых товаров на рынок: реклама, стимулирование сбыта, подготовка товарных агентов.

В учебный план подготовки магистров включена дисциплина «Экономическая геология» (название неудачное, лучше – «Геоэкономика» или «Недропользование» (прим. ред.). В дополнение к изучению перечисленных теоретических дисциплин, студенты, по нашему мнению, должны выполнить одну курсовую работу по экономике минерального сырья, в отчетах по производственным практикам обязательно использовать экономические материалы и оформлять соответствующие разделы в выпускных и дипломных работах. Качество подготовки геологов по экономике и рациональному недропользованию будет зависеть от совершенствования учебных планов и программ, а также от того, как высшая школа будет решать проблему подготовки преподавателей, хорошо знающих и геологию, и экономику.

## НУЖНА ЛИ РЕФОРМА ВЫСШЕМУ ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ОБРАЗОВАНИЮ?

С.Л. Шварцев
Томский политехнический университет, г. Томск

В настоящее время мы переживаем в очередной раз ломку высшего образования в целом и геологического, в частности. В стране развернулись горячие споры - чему учить и как учить. Мнения высказываются различные и часто противоположные. Профессора геологических вузов или факультетов в своей основной массе реформу образования не поддерживают, ссылаясь на то, что геологические инженерные и научные кадры обеспечили страну в достаточном количестве разнообразными видами полезных ископаемых. Более того, раздаются голоса, что советское высшее геологическое образование - самое передовое в мире и так далеко ушло вперед, что за ним светлое будущее. Следовательно, нельзя его разрушать и даже перестраивать.

Имеются и другие точки зрения, базирующиеся на том, что наше образование достаточно консервативно, способно воспитывать только идеологов социалистической идеи, оторванных во многом от реальной жизни, не умеющих организовывать производство. Успехи же в открытии месторождений обусловлены не качеством образования, а количеством выпускаемых специалистов и нам следует учиться готовить инженерные кадры у Запада. Это вторая точка зрения доминирует, в частности, у чиновников высшего звена. Где же истина? Она, как всегда находиться где-то по середине, т.к. российская высшая геологическая школа имеет, безусловно, и плюсы, и минусы.

Да, действительно наши инженеры обеспечили страну почти всеми видами полезных ископаемых на много лет вперед, ввели в строй многие новые горнорудные и нефтегазоносные регионы. В Сибири это - Кузбасс, Норильск, нефть и газ Западной и Восточной Сибири, уран, золото, алюминий из нефелиновых сиенитов, железо Горной Шории и многое другое. Не отстала от Запада во многом и наша наука. Это региональная геология, стратиграфия, учение о полезных ископаемых, включая нефть и газ.

Всему миру известны пионерные работы наших ученых в развитии геохимии, петрологии, литогенеза, учений о метаморфизме, биосфере, гидросфере, металлогении, геохимии ландшафтов и т.д.

Нельзя, однако, не заметить, что медленно, незаметно, но неуклонно уровень выпускаемых инженерных кадров падал, начиная с 60-70-х годов. И это характерно практически для всех вузов и даже таких престижных, как томские (ТГУ и ТПУ). Об этом можно судить по многим фактам. Во-первых, в 60-80-е годы резко росло число выпускаемых инженеров, открывались новые вузы и факультеты, а материальная база в них практически не создавалась и не обновлялась, и, следовательно, устаревала. Много вреда принесло положение о плане выпуска. Резко выросло заочное и даже вечернее образование, которое не обеспечивало необходимого уровня подготовки. Вследствие этого и некоторых других более мелких причин произошло резкое падение в обществе престижа горного инженера, резко упали конкурсы в вузы.

Массовая, а не индивидуальная подготовка не могла обеспечить необходимый уровень образования, что, например, сказалось на уровне и научных кадров. Так среди выпускников 60-80-х годов резко снизился процент лиц со степенями и званиями, вырос срок подготовки докторских и кандидатских диссертаций. На производстве замедлилась адаптация молодых специалистов к решению конкретных задач, стала ухудшаться организация поисковых и разведочных работ, повышаться стоимость разведки полезных ископаемых.

Началось отставание и в науке. На устаревшем оборудовании невозможно обеспечить высокоточные анализы, изучить структуру вещества, провести качественную сейсморазведку, современное бурение и т.д. Особенно сильно ударило по науке отсутствие современных научных приборов (рентгеновских установок, масс-спектрометров, различных анализаторов) и конечно ЭВМ, ГИС-технологий и т.д. Запад начал опережать Россию и в разработке некоторых научных концепций, и парадигм. Примером может служить разработанная на Западе концепция тектоники плит, а сейчас уже и плюм-тектоники, да и геодинамики Земли в целом. Другими примерами могут служить сейсмическая томография, 3-х мерная сейсморазведка, горизонтальное бурение нефтяных скважин, математическое моделирование и т.д.

Причин сложившегося положения много. Это и разрыв обучения с исследованием, и консервативная структура учебного плана, и перегрузка преподавателей педагогической работой, и огромные потоки студентов, и формализация научной работы студентов, и устаревшее оборудование, и отсутствие конкуренции, и однотипность обучения в разных вузах и много другое.

Но особое по нашему мнению значение имеет сама концепция образования. При наличии большого числа специальностей, много больше, чем на Западе все же обучение заканчивалось на достаточно широкой, но не очень конкретной базе, что требовало длительного доучивания выпускников на производстве до нужной кондиции по конкретной проблеме. Наши выпускники не владеют мировым опытом и не знают мирового уровня решения какой-либо конкретной геологической задачи. Они доучиваются на практике, а не несут новые технологии и современные знания из вуза на производство.

Все сказанное показывает, что реформа высшего геологического образования необходима и, в частности, многоуровневое образование также необходимо. Важно повысить престижность и оплату труда геологов, поощрять способных и талантливых студентов. В то же время мы не должны равняться только на Запад, а использовать в основном свой опыт подготовки кадров. Вместе с тем резкое изменение государственного строя и экономической ситуации в стране требует и значительной перестройки

сути самого образования. Речь идет, например, о проблемах недропользования, лицензирования, горного права, управления производством, механизмах финансирования, новых экономических основах геологоразведки, охраны недр и геологической среды, принципах природопользования, организации мониторинга, формах собственности, внедрения ГИС-технологий и т.д. Как учить студента основам решения этих проблем на Западе знают значительно лучше нас, не говоря уже об организации всего производства в условиях капитализма. В этом плане использование опыта западных стран нам может существенно помочь. Я убежден, что разумное сочетание нашего опыта с западно-европейским будет только на пользу нашему геологическому образованию. В частности, разделение бакалавров после окончания четвертого курса на магистров и инженеров будет способствовать улучшению профессиональной подготовки инженеров, ученых и преподавателей вузов.

# СОДЕРЖАНИЕ

К 120-летию Томского государственного университета ... 3
*Татьянин Г.М.* Геолого-географический факультет к 120-летию Томского университета ... 5
*Орлов В.П.* Проблемы геологии или проблемы экономики? ... 7
*Парначев В.П., Вылцан И.А., Беженцев А.Ф., Устинова В.Н., Парначев С.В.* Актуальные вопросы геологии и геоэкологии в исследованиях сотрудников кафедры динамической геологии Томского университета ... 8
*Подобина В.М.* Кафедра палеонтологии и исторической геологии ... 11
*Свешникова В.Л.* К 110-летию минералогического музея им. проф. И.К. Баженова Томского государственного университета ... 14
*Подобина В.М., Быстрицкая Л.И., Макаренко С.Н., Пороховниченко Л.Г., Родыгин С.А., Савина Н.И., Татьянин Г.М., Шпанский А.В., Ярошинская А.М.* Палеонтологический музей Томского госуниверситета на новом этапе своего развития ... 16
*Барышников Г.Я., Лузгин Б.Н., Отто О.В., Казанцева Л.Г.* Развитие геологических, географических и экологических наук на Алтае ... 18

***Общая и региональная геология*** ... 21
*Агатова А.Р., Мистрюков А.А.* Четвертичная седиментация в ледниковых долинах юго-восточного Алтая ... 23
*Алексеев В.П., Никоян В.В.* Об одном из путей совершенствования методики изучения физико-механических свойств угленосных отложений ... 24
*Аржанников С.Г., Гладков А.С., Аржанникова А.В., Лутима О.В., Черемных А.В.* Палеонапряжения в зоне главного Саянского разлома (район Зыркузунской петли р.Иркут) по сейсмогеологическим и тектонофизическим данным ... 26
*Березовский А.Я.* Геология россыпей р. Изекиюл (восточный склон Кузнецкого Алатау) ... 28
*Будников А.Л.* Геологическое картирование реювенантных гранитоидов на примере Турочакского массива ... 30
*Булдыгеров В.В.* Венд и ранний палеозой Байкальской складчатой области (северная половина) ... 32
*Бутенко В.А* Новые данные о расчленении горноалтайской серии в центральной части Горного Алтая ... 34
*Бэнкс Д., Макаренко Н.А., Букатин И.В., Березовский А.Я.* Гидрогеохимические особенности подземных вод Ширинского района (Республика Хакасия) ... 36
*Водянова Т.А.* О рифейских отложениях Рыбинской структурно-фациальной зоны (Енисейский Кряж) ... 38
*Вологина Е.Г., Аржанникова А.В., Данилов Б.С.* Роль современных абразионных и оползневых процессов острова Ольхон в формировании верхней части донных отложений пролива Малое море (северный Байкал) ... 39
*Вылцан И.А., Беженцев А.Ф.* Иерархия экзогенных геологических тел и их соотношение с подразделениями ритмостратиграфии ... 41
*Высоцкий Е.М., Новиков И.С.* Развитие Прителецкого района в позднем кайнозое по геоморфологическим данным ... 44
*Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В.* Особенности тектоники юрских отложении верхнего течения Ангары ... 45
*Голованов Д. Ю.* Особенности раннекаменноугольного вулканизма Магнитогорского синклинория ... 48
*Гринев О.М.* Сравнительная характеристика морфотектоники рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы и фундамента Западно-Сибирской плиты ... 50
*Гринев О.М., Нарожный Ю.К.* Основные элементы строения неотектонической орогенной структуры Монголии, Южной и Западной Сибири ... 55
*Гудымович С.С.* Геоморфология долин Томского района и их россыпная золотоносность ... 60
*Гурари Ф.Г.* Размышления о терригенной седиментации ... 65
*Деев Е.В., Зиновьев С.В.* Морфотектоника отражающего горизонта "Б" центрального и южного районов Надым-Тазовского междуречья (Западная Сибирь) ... 66
*Домаренко В.А., Чаузов А.А., Чаузова И.Н.* Особенности истории геологического развития Агульского рудного района (В.Саяны) ... 68
*Етифанов В.А.* Образование мезозойско-кайнозойских латеритов на северо-востоке Сибирской платформы ... 70
*Жуков К.А., Попова М.В., Никитина Е.И.* Компьютерная реализация базы данных по торфяным месторождениям ... 73
*Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Пинус О.В.* Следы эвстатики в юрских отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна ... 75
*Зыбин В.А.* Расчленение и корреляция карбонатных отложений докембрия Горного Алтая ... 80
*Имаева Л.П.* Сейсмодислокации Хараулахской сейсмотектонической зоны (север Якутии) ... 82
*Исаев Г.Д.* Геологическое строение и тектоника палеозоя Нюрольской структурно-фациальной зоны ... 86
*Киселев А.И., Попов А.М.* Влияние структурно-вещественных неоднородностей литосферы на развитие Байкальского рифта ... 90
*Козьмин Д.Г.* Новые данные о строении Уленьской впадины (Кузнецкий Алатау) ... 92
*Коломиец В.Л.* Палеообстановка среды осадконакопления флювиальных антропогеновых отложений впадин Байкальского рифта ... 94
*Коптев И.И.* О нижнем докембрии Кузнецкого Алатау ... 96
*Левчук М.А.* Раннеюрские палеореки севера Западной Сибири ... 98
*Лукин А.А., Вологдин В.В.* Методика морфоструктурного анализа при прогнозировании полезных ископаемых в отложениях палеогена Томского района ... 102

*Лухнев А.В., Лухнева О.Ф., Саньков В.А.* Оценка направления и скорости голоценовых горизонтальных тектонических движений в Байкальском рифте ... 104
*Максиков С.В.* Стрейн-анализ по тектонитам Борщовочного хребта ... 106
*Мистрюков А.А., Хорее А.Г.* Использование геоинформационных систем при морфотектоническом анализе (на примере северного борта Чуйской впадины Горный Алтай) ... 108
*Новиков И.С., Агатова А.Р.* Осадконакопление в Курайско-Чуйской системе межгорных впадин в позднем плейстоцене и голоцене (Горный Алтай) ... 109
*Овчинников Г.И., Максимишина Ю.С.* Особенности развития берегов Усть-Илимского водохранилища ... 111
*Парначев С.В.* Литология и стратиграфия паводковых отложений Яломанской впадины (Центральный Алтай) ... 114
*Перфилова О.Ю.* Ордовикский этап тектоно-магматической активизации в восточной части Алтае-Саянской складчатой области ... 119
*Пешехонов Л.В.* Проблемы формационного анализа в геологии ... 121
*Платонова С.Г.* Характеристика активных геологических структур Чуйско-Курайской зоны ... 124
*Попов Ю.Н., Ригер В.Э.* К методике изучения тектонической трещиноватости в Кузбассе ... 125
*Родин Р.С., Епифанов В.А., Хохрякова М.И., Гесс Л.В., Тарновский С.В.* Латериты - нетрадиционный тип коренного золота северного Салаира ... 127
*Родыгин А.И.* Динамометаморфические преобразования в Чарышско-Теректинской зоне разломов (Горный Алтай) ... 129
*Рященко Т.Г., Акулова В.В.* Природная модель и оценка устойчивости лессовых пород ... 133
*Сазонов А.М., Парначев В.П.* Северинская палеовулканическая структура юга Енисейского Кряжа ... 137
*Сатьяник В.В.* Биофации и особенности палеогеографии ранней - средней юры юга Западной Сибири ... 140
*Сатаев Ф.Р.* Строение нижнематаракской толщи в правобережье р. Карыш (северная Хакасия) ... 142
*Сизых А.И.* Структура и некоторые аспекты металлогении Колбинско-Удинского метаморфического пояса Восточного Саяна ... 144
*Сизых А.И., Сизых Н.В.* Тектоно-метаморфические этапы в становлении Дербинского метаморфического пояса Восточного Саяна ... 146
*Смагин А.Н.* Проблемы стратиграфического расчленения Дербинского комплекса (Восточные Саяны) ... 147
Старосельцев К.В. Основные типы гранитоидов Байкитской антеклизы (Сибирская платформа) ... 149
*Стреляев В.И., Водянова Т.А.* О нетрадиционном подходе к ранжировке нефтегазоносных комплексов по реолого-дилатансическому принципу (на примере Баженовского НГК Западной Сибири) ... 151
*Сурин Т.Н.* Геология, магматизм, металлогения и геодинамика развития Восточно-Магнитогорской островной дуги (Южный Урал) ... 153
*Сурков В.С.* Тектоническая модель современного строения земной коры и литосферы Сибири ... 155
*Таныгин Г.И., Варакина И.В.* Бескаркасный девонский риф северо-востока Томской области ... 156
*Туркин Ю.А., Федак С.И., Коржнев В.Н.* О возрасте Кебезенского метаморфического комплекса ... 160
*Федотов А.П., Вологина Е.Г.* О возможностях минералогического районирования в палеоклиматических реконструкциях Байкальского региона ... 162
*Филимонов А.В.* Строение и основные этапы тектонической эволюции Джидинской островной дуги венда (?) - раннего палеозоя ... 164
*Чеха В.П.* Субаэральная четвертичная формация Северо-Минусинской впадины ... 166
*Чувакин В.С., Попов Л.Н.* Связь полярных сияний с глубинным геологическим строением Норильского района ... 168
*Шуринова Л.В.* К вопросу об объеме ефремкинской свиты (Кузнецкий Алатау) ... 170
*Яценко А.С.* Сближенная субпараллельная трещиноватостьи соотношение крутых и пологих трещин как региональныефакторы концентрации золота в крутопадающих рудных телах Саяно-Байкальской горной области ... 172

***Стратиграфия и палеонтология*** ... 175
*Алейников А.Н.* Возрастное положение татарской и марьяновской свит (верхняя юра) юга Западной Сибири ... 177
*Анастасиева С.А.* Новые данные по биостратиграфии нижнего карбона Присалаирья ... 178
*Богомолов Ю.И., Дзюба О.С.* Головоногие из разреза кимериджа на р. Лопсия (Приполярный Урал) ... 180
*Будников И.В., Сивчиков В.Е., Ярков В.О.* Опорный разрез верхнего палеозоя Ангариды (критический обзор состояния изученности) ... 183
*Бялый В.И., Жилина Ю.Г., Степанова Н.И.* Детализация унифицированных горизонтов среднего ордовика Сибирской платформы на основе изучения их стратотипов ... 185
*Волкова В.С.* Растительность, как индикатор глобальных изменений климата ... 187
*Воронкевич А.В.* Крупный представитель рода Psittacosaurus из местонахождения Шестаково-3 ... 190
*Гарина С.Ю.* К вопросу о корреляции верхнего кембрия Далдыно-Алакитского и Игарского районов ... 193
Гуськов С.А., Левчук Л.К. Некоторые особенности палеоокеанографического развития Арктического бассейна в четвертичный период (по фораминиферам) ... 195
*Гутак Я.М., Абушик А.Ф., Савина Н.Н., Токарев В.И.* Чебулинская свита Кузнецкого Алатау, ее возраст и значение для геодинамических реконструкций ... 199
*Далматов Б.А., Ветлужских Л.И.* Этапы развития трилобитовых комплексов амгинского яруса Бурятии, их значение для познания полноты геологической летописи ... 201
*Дергаусова М.И., Резанова В.П.* Стратиграфия кайнозойских отложений Селенгинской структурной седловины ... 203

*Дольник Т.А.* К вопросу о корреляции рифейских отложений южного и западного складчатого обрамления Сибирской платформы ..... 205
*Елкин Е.А., Кирда Н.П., Грацианова Р.Т., Изох Н.Г., Каныгин А.В., Тимохин А.В., Язиков А.Ю.* О позднеордовикской и позднедевонской фауне из керна скважины Западно-Новогодняя-210 (Надым-Тазовское междуречье, Западно-Сибирская плита) ..... 207
*Ефимов М.Б., Лещинский С.В.* Перспективы изучения мезозойских водных диапсид Сибири и Дальнего Востока ..... 209
*Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н.К., Хоментовский О.В.* Новое в стратиграфии верхнего мела северной Сибири ..... 210
*Ильина В.И.* Зональное расчленение верхов келловея и оксфорда Пур-Тазовского междуречья в Западной Сибири по цистам динофлагеллат ..... 215
*Казаков А.М.* Хроно-, био- и литостратиграфические подразделения – основные категории унифицированной стратиграфической схемы ..... 219
*Каныгин А.В.* Автогенетическая концепция эволюции биосферы и проблема глобальных экологических кризисов ..... 221
*Каныгин А.В., Базарова Л.С., Бахарев Н.К.* Важнейшие рубежи экологической и пространственной эволюции сообществ остракод в палеозое ..... 226
*Касаткина Г.В.* Спорово-пыльцевые комплексы китербютского горизонта Западной Сибири ..... 229
*Клец Т.В.* Конодонты рода norigondolella из зоны Eomonotis scutiformis северо-востока Азии (Новосибирские острова) ..... 231
*Константинова Л.Н., Ухлова Г.Д.* Строение неокомской толщи западной части Сургутского свода ..... 233
*Корнилова Т.А., Станевич А.М.* К вопросу об "эндемичности" микробиот позднего докембрия Байкальской горной области ..... 234
*Коровников И.В.* Филогенез трилобитов семейства Protolenidae в раннем кембрии Сибирской платформы ..... 236
*Костеша О.Н., Кабанова В.М.* Палинокомплексы нижней юры Доронинской впадины Кузбасса ..... 238
*Краснов В.И., Дубатолов В.Н.* Палеобиогеография и палеогеографические реконструкции Западно-Сибирской равнины в девонском периоде ..... 242
*Ксенева Т.Г.* Сопоставление комплексов фораминифер и корреляция позднесенонских отложений Западной Сибири и других регионов ..... 244
*Курушин Н.И.* Эволюция биоты и обстановок осадконакопления в триасовом Сибирско-Верхоянском бассейне ..... 247
*Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б.* Палинологическая характеристика валанжина Пур-Тазовского междуречья ..... 250
*Левчук Л.К., Левчук М.А., Мелдина С.В.* Биостратиграфическое подразделение абалакской свиты в Ханкокуртской впадине (Западная Сибирь) ..... 254
*Лежнин А.И., Папин Ю.С.* Литолого- палеонтологическая граница перми и триаса в Кузнецком бассейне ..... 258
*Макаренко С.Н., Родыгин С.А., Савина Н.И.* Стратиграфия верхнего девона юго-востока Западно-Сибирской плиты ..... 261
*Маринов В.А.* Фациальные комплексы фораминифер и обстановки диагенеза позднемеловых отложений Западной Сибири ..... 265
*Мелдина С.В.* Особенности развития семейства Cardioceratidae (аммониты) и его роль в зональной стратиграфии бореальной юры ..... 268
*Минина О.Р.* Этапы развития девонских палинофлор Саяно-Байкальской горной области ..... 272
*Перегоедов Л.Г.* Результаты изучения девонских брахиопод Западно-Сибирской равнины ..... 275
*Подобина В.М.* Зональная стратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской провинции ..... 276
*Подобина В.М., Татьянин Г.М.* Палеонтология и эволюция организмов (на примере фанерозойских фораминифер Западной Сибири) ..... 278
*Полковникова Е.В.* Распределение фаунистических остатков в келловей-верхнеюрских отложениях Крапивинской площади (Каймысовский нефтегазоносный район Западной Сибири) ..... 280
*Родина О.А.* Микроостатки ихтиофауны из верхнего девона юго-востока Горного Алтая ..... 285
*Родина О.А.* Остатки хрящевых рыб из девонских отложений Горного Алтая ..... 286
*Свиридов В.Г., Марус А.И.* Стратиграфия девонских отложений Горловского угленосного бассейна ..... 287
*Сенников Н.В., Елкин Е.А., Бахарев Н.К.* Фациальный профиль ордовика - среднего девона по транссекту Салаир - Минуса ..... 289
*Сивчиков В.Е., Будников И.В.* Ахтарандинская свита Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) ..... 293
*Ситин Д.П.* О палеогеографии северо-запада Сибирской платформы (Игарский район) в томмотском веке раннего кембрия ..... 295
*Сосновская О.В.* Мартюхинская и амогинская свиты хребта Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау) ..... 297
*Станевич А.М., Немеров В.К.* Обстановки биолитогенеза в позднем докембрии Байкальской горной области ..... 299
*Субицкая Т.Ф., Дробкова Е.Л.* Микрофоссилии в рифейских отложениях внутренних районов Сибирской платформы (по данным глубокого бурения) ..... 302
*Сухов С.С.* Генетическая стратиграфия - путь выхода из тупиков традиций (по материалам кембрия Сибирской платформы) ..... 306
*Тарновский С.Л.* Предкембрийский перерыв в Алтае-Саянской области ..... 308
*Терлеев А.А., Карлова Г.А.* Проблемы возраста региональных горизонтов неопротерозоя Алтае-Саянской складчатой области ..... 310
*Терлеев А.А., Постников А.А., Карлова Г.А., Наговицин К.Е., Сушакова А.В.* Новые данные о возрасте забитской свиты Восточного Саяна (венд-ранний кембрий) ..... 312
*Тимохин А.В.* Трилобиты нижнего ордовика южного обрамления Вилюйской синеклизы ..... 314

*Трубицына А.Н.* Палинологическая характеристика Байос-Батских отложений Шаимского нефтегазоносного района Западной Сибири ... 318
*Трубицына А.Н., Сушакова А.В.* Палинологическая характеристика тогурской свиты по разрезам скважин Тугровская-4 и Западно-Таркосалинская-99 ... 319
*Уваров А.Н., Лихачёв Н.Н.* Стратиграфия раннедевонских отложений Коргонского прогиба ... 322
*Удодов В.П., Мезенцева О.П., Гумерова Н.В.* О фаунистически охарактеризованных нижнедевонских (доэмсских) отложениях в восточной и центральной частях Горного Алтая ... 324
*Федосеев А.В.* Особенности ранней стадии филогенеза трилобитов семейства Ptychagnostidae ... 326
*Фрадкина А.Ф.* Роль палинологии в разработке региональной стратиграфической схемы палеогена и неогена северо-востока России ... 329
*Черникова И.В.* Концепция глобального эволюционизма (философско-методологический анализ) ... 333
*Шемин Г.Г., Балашов В.В., Карташов А.Н., Левчук М.А., Нехаев А.Ю., Санин В.Я.* Детальная корреляция юрских нефтегазоносных отложений северных и арктических районов Западно-Сибирской НГП ... 336
*Шпанская А.Ю., Масленников В.В., K.T.S. Little* Ископаемые вестиментиферы из устьевых биот Уральского палеоокеана (Магнитогорско - Мугоджарская палеоостроводужная система, Южный Урал) ... 338
*Шпанский А.В.* Остатки сайги из томского приобья ... 344
*Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Ильина В.И.* Комбинация параллельных зональных шкал и комплексное определение реперных коинтервалов в юре Западной Сибири (на примере разреза юры скв. Западно-Новогодняя 210) ... 348
*Ядренкин А.В.* Триасовый этап развития нодозариид (Foraminifera) севера Сибири ... 353

***Проблемы и задачи геологического образования в Сибири*** ... 357
*Бабанский М.Д., Летувнинкас А.И.* Возможный вариант подготовки геологов в ТГУ ... 359
*Баранов А.Н., Боярко Ю.Л., Редутинский Л.С., Чубик П.С.* Особенности подготовки буровиков-нефтяников в Томском политехническом университете ... 362
*Бураков Д.А., Земцов В.А., Нарожный Ю.К.* Гидрология в Томском государственном университете: некоторые итоги и перспективы развития ... 364
*Васильев Б.Д., Шерстова Л.И.* Гуманитарные аспекты геологического образования ... 367
*Земцов А.А., Окишев П.А., Хромых В.С.* Географическое образование в Томском университете ... 369
*Князев Г.Б., Сазонтова Н.А.* О подготовке геологов в области информатики и геоинформационных технологий ... 373
*Ковешников А.Е.* Преподование геологии в системе дополнительного школьного образования ... 374
*Коробейников А.Ф., Попов Ю.Н.* Проблемы геологического образования в Томском политехническом университете ... 376
*Крец В.Г., Саруев Л.А., Лукьянов В.Г., Шмурыгин В. А.* Выполнение курсовых и дипломных проектов с использованием комплекта каталогов нефтегазопромыслового оборудования ... 378
*Кривошеев В.В.* Проблемы и задачи подготовки специалистов по технике разведки месторождений полезных ископаемых ... 379
*Кузеванов К.И., Дугова Е.М., Емельянова Т.Я.* Опыт проведения учебно-производственной гидрогеологической и инженерно-геологической практики бакалавров ТПУ ... 381
*Макаренко Н.А., Родыгин С.А., Беженцев А.Ф.* Учебные геологические практики в Томском госуниверситете ... 383
*Татьянин Г.М., Летувнинкас А.И., Беженцев А.Ф.* Геологическое образование в Томском государственном университете: современное состояние и перспективы ... 386
*Уткин Ю.В.* Концепция геолого-географического образования в первые годы подготовки специалистов геологов и географов в Томском госуниверситете ... 388
*Чувакин В.С., Чувакина В.С., Парначев В.П.* О проблемах экономического образования студентов-геологов в Томском госуниверситете ... 390
*Шварцев С.Л.* Нужна ли реформа высшему геологическому образованию? ... 392

Научное издание

# Актуальные вопросы геологии и географии Сибири

## Материалы научной конференции, посвященной 120-летию основания ТОМСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА 1 – 4 апреля 1998 года Т.1

Редакционная коллегия

И.А.Вылцан, (отв. редактор), В.П.Парначев, В.М.Подобина, С.А.Родыгин, Е.Н.Жилина, Н.А.Сазонтова, Т.А.Семина

**Подписано к печати 20.03.98.**
**Формат 60*90 1/8. Бумага ксероксная.**
**Печать RISO. Усл.печ.л. 46,29. Уч.-изд.л. 41,91.**
**Тираж 280 экз. Заказ 57. Цена договорная.**
**ИПФ ТПУ. Лицензия ЛТ №1 от 18.07.94.**
**Типография ТПУ. 634034, Томск, пр.Ленина, 30.**

1 Общая и региональная геология
Стратиграфия и палеонтология
Проблемы геологического образования

---

2 Геология нефти и газа

---

3 Петрология
Геохимия, минералогия и металлогения
Экологическая геохимия и геология

---

4 Физическая и экономическая география, туризм и краеведение
Гидрология и метеорология
Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов