



**ВОПРОСЫ
ГЕОЛОГИИ
СИБИРИ**





*Михаил Петрович
Кортусов*

**Томский государственный университет
им. В.В. Куйбышева**

В О П Р О С Ы Г Е О Л О Г И И С И Б И Р И

Выпуск I

**Издательство Томского университета
Томск - 1992**

УДК 55.571.1

Вопросы геологии Сибири. Вып. I /Под ред., А.И. Гончаренко. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. 186 с.
300 экз. 1804010000

В сборнике представлены информационные материалы по геологии, палеонтологии, стратиграфии, петрографии, геохимии и рудообразованию различных районов Сибири.

Для специалистов-геологов широкого профиля.

Редакционная коллегия:

А.И. Гончаренко (отв. ред.), А.И. Летувинкас,
А.В. Мананков, В.П. Парначев, В.М. Подобина,
Г.В. Щубин

Рецензент - профессор А.Г. Бакиров

JSBN 5-7511-0424-2

В 1804010000 44-92
174(012)-92



Томский государственный университет, 1992

ПОСВЯЩАЕТСЯ

профессору Кортусову Михаилу Петровичу
в связи с 70-летием со дня рождения

ИЗВЕСТНЫЙ УЧЕНЫЙ-ПЕТРОГРАФ, ИССЛЕДОВАТЕЛЬ НЕДР СИБИРИ

11 сентября 1991 года исполнилось 70 лет со дня рождения Михаила Петровича Кортусова, известного петрографа Сибири, профессора, доктора геолого-минералогических наук.

Михаил Петрович принадлежит к поколению ученых и педагогов, связанных с Сибирью всей своей жизнью, учебой, исследованиями, воспитанием многочисленных учеников.

М.П. Кортусов родился в 1921 году в г. Омске. После окончания в 1944 году Томского университета он был оставлен на кафедре петрографии, где прошел путь от ассистента до профессора, заведующего кафедрой, проректора университета по научной работе.

Свою педагогическую деятельность профессор Кортусов начал с проведения лабораторных занятий по циклу петрографических и минералогических дисциплин. Им поставлены и проведены лабораторные занятия по петрографии кристаллических пород, петрографии осадочных пород, иммерсионному методу, федоровскому методу. Профессор М.П. Кортусов подготовил курсы лекций практически по всему циклу петрографических дисциплин. Им разработаны оригинальные учебные курсы по петрографии кристаллических пород, технической петрографии, метаморфизму, учению о магматических формациях, метасоматозу, структурной петрологии. Широкая эрудиция позволила М.П. Кортусову вести лекционное преподавание на высоком научном и методическом уровне с постоянным использованием новейших достижений геологической науки. В частности, М.П. Кортусовым создан оригинальный курс "Учение о магматических формациях", по которому написано и издано учебное пособие. Лекции профессора М.П. Кортусова отличались совершенной формой и большой методической четкостью.

Научно-исследовательская работа профессора М.П. Кортусова, посвященная различным аспектам петрографии и металлогении Алтае-Саянской складчатой области, всегда была тесно связана с передовыми направлениями геологической науки и практики и на протяжении многих лет велась в содружестве с геологическими управлениями Западной и Восточной Сибири. М.П. Кортусов на протяжении 20 лет принимал непосредственное участие в работе геолого-поисковых экспедиций Красноярского и Западно-Сибирского геологических управлений.

Научные интересы профессора М.П. Кортусова с самого начала его деятельности лежали в области изучения петрографии магматических пород и их природных ассоциаций.

В монографии "Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской Тайги" (1967) и в многочисленных научных статьях М.П. Кортусовым разработаны критерии выделения магматических комплексов. Являясь учеником и последователем академика Ю.А. Кузнецова, профессор Кортусов много сделал для развития идеи формационного анализа и их распределения в геологической практике и, в частности, среди геологов Западно-Сибирского геологического управления, в котором работают многочисленные его ученики. Разработав проблемы формационного анализа на примере конкретных регионов Алтае-Саянской области, профессор М.П. Кортусов на протяжении более чем 20 лет углубленно изучал нефелиновые породы Кузнецкого Алатау в связи с перспективами их использования как сырья для алюминиевой промышленности.

Профессор М.П. Кортусов совместно со своими аспирантами одним из первых установил широкое распространение в пределах Кузнецкого Алатау не только магматических, но и метасоматических нефелиновых пород. Им разработаны критерии отличия магматических и метасоматических нефелиновых пород, предложена обобщенная модель образования последних, что имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение для предварительной оценки масштабов и качества месторождений нефелинового сырья.

Профессор М.П. Кортусов по праву считается крупным специалистом в области учения о магматических формациях и щелочных пород в особенности.

Большую роль в научной работе профессора М.П. Кортусова всегда играла подготовка высококвалифицированных научно-педагогических кадров. Под непосредственным руководством профессора М.П. Кортусова подготовлено 14 кандидатов наук, своим научным

наставником его по праву считают многие исследователи, защитившие докторские диссертации. Его широкая эрудиция позволила многим молодым ученым выполнить серьезные исследования не только по изучению ассоциаций магматических пород, петрографии нефелиновых пород, но и по вулканологии, петрологии ультрамафитов.

Итоги научной работы профессора М.П. Кортусова опубликованы в многочисленных научных статьях и монографиях.

Одновременно с выполнением педагогических поручений и научных исследований профессор М.П. Кортусов постоянно осуществлял большую научно-организационную и общественную работу.

На протяжении 14 лет профессор М.П. Кортусов, являясь проректором по научной работе Томского университета, выполнял большой объем работы по расширению и укреплению научных исследований в университете и подведомственных ему научно-исследовательских институтах. Многие годы он был председателем совета по присуждению ученых степеней в Томском университете, членом совета по защите докторских диссертаций при Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук.

Профессор М.П. Кортусов активно участвовал в общественной жизни университета и города Томска. Он избирался депутатом Томского городского Совета народных депутатов, являлся председателем постоянной комиссии горсовета по вузам и техникумам, был заместителем председателя Томской областной организации общества "Знание", а также заместителем председателя Западно-Сибирского петрографического комитета.

За заслуги в научно-педагогической деятельности М.П. Кортусов награжден орденами Трудового Красного Знамени, Знак Почета и медалями.

Профессор М.П. Кортусов умер в расцвете творческих сил и замислов. Но жива память о неутомимом исследователе недр Сибири, талантливом педагоге, обаятельном человеке. Вышла из печати его новая книга. Действует студенческий научный семинар профессора М.П. Кортусова. Яркие отметины его творческой личности остаются в учениках и последователях.

А.И. Гончаренко

О ГЕТЕРОГЕННОЙ ПРИРОДЕ ГЕОЦИКЛИЧНОСТИ

В настоящее время можно с уверенностью считать установленным факт, что в разрезе стратисферы Земли, сконцентрировавшей в себе все особенности длительной истории развития, зафиксирован также и такой феномен, как геоцикличность, при этом не только разного масштаба и ранга, но и отличающаяся и весьма существенно по своему генезису. Непрерывно поступающая по проблеме информация в силу различных объективных и субъективных причин хотя и неоднозначна, все же позволяет прийти к выводу о том, что наибольшие успехи в изучении геоцикличности достигнуты в данное время в познании седиментационной по своей природе цикличности, характерной для надпородного уровня структурной организации вещества. Это связано, по нашему мнению, с тем, что исследователи обычно имеют дело с вполне определенными, чаще среднемасштабными (визуально) геологическими телами, картируемыми в поле или выделяемыми при изучении и описании разрезов в скважинах. Исследуемые в данном случае тела не выходят из зрительно охватываемых масштабов. Напротив, геоцикличность весьма мелкого или, наоборот, значительно более крупного масштаба, как правило, не поддается выделению прямыми наблюдениями, требует использования и косвенных методов. Поэтому она является более трудно диагностируемой и все еще не достаточно хорошо изученной. Несмотря на то, что такого рода объекты хуже фиксируются, это вовсе не означает, что цикличность данного ранга отсутствует [2].

Второе обстоятельство, касающееся недостаточной изученности цикличности, широко развитой на породном и субпородном (минеральном) уровнях, заключается в том, что исследователь здесь сталкивается со значительным kaleйдоскопическим разнообразием морфологических модификаций проявления данной цикличности. Последнее ее свойство обязано также объективной причине - процессу быстрого по времени ее образования. Изучение такого разнообразия цикличности требует больших затрат времени для ее анализа и идентификации. И поэтому ее диагностика нередко носит сугубо предварительный характер и, как следствие, воспроизводится обычно в схематизированном или даже в упрощенном виде.

В целях аналогичная ситуация возникает, когда исследователю придется иметь дело, наоборот, о весьма крупной по масштабу

геоциклическостью, так как и на формационном, и на субоболочечном (глобальном) структурных уровнях крупные циклические единицы, во-первых, не могут быть в силу объективных причин (нет таких разрезов) охвачены при визуальном наблюдении в полном объеме и, во-вторых, они реализуются при своем образовании с большим числом разной природы перерывов, т.е. как бы в усредненном и нередко усеченном виде. На первый план выдвигаются бросающиеся в глаза в основном количественные параметры, тогда как на породном уровне получает приоритет качественное разнообразие [I, 3].

Отсюда вытекают и те требования, которые должны предъявляться к выработке объективной общей классификации геоциклических единиц, относящихся к различному масштабу и рангу и обладающих разными условиями образования и временной продолжительностью. Чтобы понять природу различных видов геоциклическости, необходим системный подход, необходима увязка с системными уровнями структурной организации вещества (СОВ), необходимо четкое иерархическое разделение циклических единиц разного ранга, которым свойственна и полнота условий формирования. Поскольку в настоящее время уже известны минеральный, породный, надпородный, формационный и субоболочечный уровни СОВ [4], то, исходя из вышеупомянутой концепции гетерогенности, уже сейчас имеется возможность рассмотрения и идентификации соответствующих порядков (рангов) циклическости с их генезисом (таблица).

Минеральный уровень СОВ предполагает образование микроциклическости в результате непрерывно-прерывистого процесса минералообразования — как — итог — роста и развития минеральных индивидов различного состава, порядка и продолжительности времени образования. При этом решающее значение имеют термобарические условия, создающие благоприятные предпосылки для возникновения возможных субминеральных и минеральных повторов, определяющих в конечном итоге микроциклическость этого рода. Исследование данной циклическости требует специфических методов и может устанавливаться при стационарных лабораторных условиях [10].

Породный уровень СОВ и связанная с ним гетерогенная циклическость обусловлены в первую очередь внутрициклическими изменениями режима и хода процессов, которые в целом объединяются одной общей генетической причиной — флуктуацией климата. Циклическость этого рода лиффрируется при структурно-текстурном анализе

Схема классификации гетерогенной геодинамичности

Системные уровни структурной организации вещества	Порядки циклических единиц, их названия, эквиваленты и порядок временной длительности образования в годах	Генезис геодинамичности		
		Геодинамические обстановки		
		Морская		
		Литоральные фации	Шельфовые фации	Фации материкового склона и подножья
		Флишопидная, ТНІ	Терригенно-карбонатная и карбонатная, ТНІ	Флишевая, ТНІ
У - субоболочечный	III - комплекс формационных рядов (полиэратемы) II - формационный ряд (эратема) $n \cdot 10^8$ I - формационный подряд (часть эратемы) $n \cdot 10^7$	Флишопидная +	терригенно-карбонатная + карбонатная	Флишевая +
		Флишопидная +	терригенно-карбонатная	Флишевая +
IV - формационный	III - надформация (серия, подсистема) } $n \cdot 10^6$ II - формация (свита, подсерия) } $n \cdot 10^7$ I - формация (подсвита, свита) $n \cdot 10^6$	Набор комплексов ассоциаций псаммито-алеврито-пелито-карбонатных пород		
		КА псаммито-алеврито-глинистых пород	КА алеврито-пелито-карбонатных пород	КА псаммито-алеврито-пелито-мергельных пород
III - надпородный	UI - мегациклит (подсвита) $n \cdot 10^5$ U - макроциклит (пачка) } $n \cdot 10^2$ IU - мезоциклит (подпачка) } $n \cdot 10^5$ III - элециклит (надпакет) II - гемциклит (пакет) I - гипоциклит (многослой) $n \cdot 10^2$	КА псаммито-алеврито-пелитовых пород	КА алеврито-пелито-карбонатных пород	КА псаммито-алеврито-пелито-мергельных пород
I - породный	IU - микроциклит (пласт) } $n \cdot 10^4$ U - микроолигоциклит (слой) } $n \cdot 10^2$ II - микрогемциклит (слоек) } $n \cdot 10^4$ I - микроолигоциклит (микрослойки) } $n \cdot 10^4$	КА псаммито-пелито-алевритовые породы	Алеврито-пелито-карбонатные породы	КА псаммито-алеврито-пелито-мергельных пород
I - элементарный	Микроциклическая непрерывно-прерывистая роста микродельных индивидов		?	

режимы среды и типовые формации		Континентальная			Тектогенные (миграционные) климато-тектонные (метра- пноно-мутационные) климатогенные (мутационные)	Региональные глобальные, ранги инкогносц.	Локальные Комплексы Локальные комплексы
Лагунная Лагунные Фации	Опрес- ненные Фации	Элюви- альные Фации	Склоно- вые (а- лювий)	Фации делювия, пролю- вия			
Дельто- вая, ТН1	Соле- носная ТН1	Корь вывет- рива- ния, ТН1	Мола- ссовая, ТН1	Угле- нос- ная, ТН1			
+ Соленосная			Мола- ссовая + Мола- ссовая +	Угле- носная паралич- еская лимно-угле- носная			
набор комплексов ассоциаций псефито-псаммито-пелитовых и углистых пород							
КА алев- рито- пели- товых пород	КА алев- рито- соля- ных пород	КА пород глини- стого соста- ва	КА псе- фито- псамми- то-пе- литовых пород	КА ва- лунно- галечни- ковых и песчаных пород	КА песча- но- алеврито- пелитовых и углистых пород		
ПСА алев- рито- пели- товых пород	ПСА алев- рито- гели- то-со- ляных пород	ПСА пород глини- стого соста- ва	ПСА псефи- то- псамми- то-пе- литовых пород	ПСА ва- лунно- галечни- ковых и песчаных пород	ПСА псча- но- алеврито- пелито- вых и уг- листых пород		
Алев- рито- пели- товые породы	Алев- рито- гели- то-со- ляные породы	Нет рас- слоен- ности	Псефи- ты, псамми- ты, пе- литолиты	Валуны, галеч- ники, песчани- ки	Алевролиты, песчаники, пелитолиты, углистые сланцы и уголь		
	?			?			

Примечание: ТН1 - типовой набор пород;

КА - комплекс ассоциаций; ПСА - породно-слоевые ассоциации

пород. Ее важная особенность заключается в большом разнообразии порождающих динамических обстановок среды, которые реализуются в составе отложений так, что формируется и горизонтальная, и вертикальная зональность. Данная цикличность изменчива на достаточном узких внутрифашиальных участках [I, 4]. В разрезе она выражается во всем многообразии повторов главных сочетаний текстурных элементов пород, каковыми являются различные группировки из элементарных обычно мелкокосоволнистых и горизонтальных олоиков [II].

Цикличность в надпородном уровне SOB является наиболее хорошо изученной. Ее происхождение в различных разрезах связывается не только с климатическими, но и с тектоническими причинами. Поэтому данная категория цикличности — это наиболее яркий и очевидный пример сочетания климатогенных и тектогенных причин и условий.

Этот тип геоцикличности хорошо изучен практически во всех основных типах геоформаций. Чисто морские фашиальные обстановки благоприятны для формирования разнообразной цикличности данной категории и характерны во флишевых, флишоидных, карбонатных и сероцветных молассовых формациях. Переходные, континентально-морские фашиальные условия формирования геоцикличности этого ранга материализуются в форме многокомпонентных циклитов, которые распространены в угленосных формациях паралического типа. При аридном климате в тех же переходных (лагунных) условиях развивается специфическая цикличность, представленная чередованием наборов разносолевых пород, свойственных эвапоритовым (соленосным) формациям. В континентальных условиях данная цикличность широко развита в формирующихся в этой обстановке красноцветных молассовых, аллювиальных, озерных и т. д. отложениях.

Отличительной чертой циклических единиц (ЦЕ) данной категории является не только их многокомпонентность, т.е. большое число участвующих в их образовании типов пород, но и развитие в процессе формирования ассоциаций нескольких порядков, от моноциклических единиц до сложных и выше по рангу ЦЕ [6, 7, 9].

Другой отличительной чертой цикличности надпородного уровня является ее образование в различных фашиальных условиях, охватывающих малые спектры только литоральных фаций, до полных наборов, включающих все членовые фации. В континентальных отложениях

ях циклиты могут быть представлены также различными фаціальными обстановками, начиная от только русловых до руслово-долинных и кончая старично-пойменными и коллювиально-делювиальными.

По мере увеличения порядка ЦЕ надпородного уровня возрастает и значение тектогенного фактора. Роль тектогенного фактора может оцениваться через полноту литологического профиля как отдельных ЦЕ, так и их ассоциаций.

Формационный уровень геоцикличности реализуется внутри основных генетических типов тектонических структур земной коры, распространяясь пространственно на целые регионы или их части. ЦЕ, формирующиеся в подобных условиях, являются не только полигенными в плане набора фаций, но и в плане соответствия конкретным стадиям в эволюции геологических структур. Каждая из геоциклических единиц этого ранга отвечает определенным типам геологических формаций (флишовой, флишевой, терригенно-эффузивной, карбонатной и т.д.). Данный тип ЦЕ связан с определенными типами осадочных полезных ископаемых (угленосные и нефтематеринские формации; формации, связанные с корами выветривания, солоносные, меденосные и др.) [8].

Естественным и объективным критерием, контролирующим обособление типов геоциклических единиц данного ранга, будет их соответствие или близость с региональными стратиграфическими подразделениями такого объема, как свиты, серии, отделы, подсистемы. Генетические особенности формирования ЦЕ данного ранга зависят от характера вмещающей геотектонической структуры, этапа, стадии в ее развитии и палеогеографии.

Субоболочечный уровень предполагает проявление глобальной по масштабу цикличности, охватывающей объемы основных структурных элементов земной коры. Стратиграфический объем этих крупных геоциклических образований изменяется от ряда систем и эратем до зонотемы. Выделение данной категории цикличности возможно на основе материалов региональной геологии и геологии континентов.

Анализ и синтез имеющегося материала по рассмотренным типам цикличности подтверждают ее гетерогенное образование, соответствии ее групп определенным уровням. СОВ и могут быть представлены в виде охемы классификации основных типов геоциклических образований (см. табл.).

В заключение подчеркнем, что всестороннее изучение явления геоциклическости как важного элемента в структуре стратиграфии Земли делает возможным уже сегодня сформулировать и предложить об-

щую модель субординированных отношений геосинклических подразделений различных рангов, показать не только их соотношение и взаимосвязь друг с другом, но и высказать некоторые соображения и доказательства на гетерогенную природу геосинкличности, в особенности относящуюся к различным уровням СОВ. Из схемы классификации (см. табл.) с очевидностью вытекает и другое важное следствие - соответствие трех низших (I, II, III) рангов геосинкличности узким, местным и локальным рамкам пространственной автономизации, а IV и V ранги относятся к региональным и глобальным категориям широкого пространственного развития и локализации.

Литература

1. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 252 с.
2. Вылцан И.А. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях // Геология и геофизика. 1967. № II. С. 36-47.
3. Вылцан И.А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1974. С. 40-97.
4. Вылцан И.А. Введение в учение о фациях и формациях. Томск: Изд-во ТГУ, 1984. 196 с.
5. Вылцан И.А., Беженцев А.Ф. Закономерности строения терригенных геосформаций в формационных рядах // Осадочные формации Средней Азии. М., 1968. С. 213-220.
6. Вылцан И.А., Беженцев А.Ф. Методические аспекты изучения цикличности // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск: Наука, 1988. С. 45-56.
7. Каргодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Наука, 1980. 244 с.
8. Попов В.И., Запруднев В.К. Генетическое учение о геологических формациях. М.: Недра, 1985. С. 208-447.
9. Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления. Л.: Недра, 1985. 263 с.
10. Сергеев В.И. Типоморфные особенности внутреннего строения минеральных индуритов на примере магнетита из скарноовых и гидротермальных месторождений // Вопросы петрологии и рудообразования. Томск: Изд-во ТГУ, 1974. С. 18-24.
11. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

В.И. Саев, Г.М. Татьяна

СТРАТИГРАФИЯ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Пермские отложения на юго-востоке Западно-Сибирской плиты впервые достоверно установлены в 1972 году и описаны в статье В.С. Бочкарева и Ю.С. Папина [1]. Разрозненные сведения о стратиграфии и комплексах фауны пермокарбонных и пермских отложений встречаются в работах О.И. Богуш, В.С. Бочкарева, О.В. Юферева [2]; М.А. Алексеевой, О.И. Богуш, О.П. Вышемирского и др. [3]; О.А. Бетехтиной, О.И. Богуш [4]. В 1988 году В.И. Красновым, Г.Д. Исаевым, В.И. Саевым [5] пермские отложения выделены в восточноникольскую серию со стратотипом в скв. I Восточно-Никольской в интервале 4460,0–2568,0 м. Описание серии приведено в монографии В.Н. Дубаталова, В.И. Краснова, О.И. Богуш и др. [6]. Название восточноникольская серия вошло в рабочую региональную стратиграфическую схему палеозойских отложений Западной Сибири, утвержденную в мае 1990 года на СибРМСК в г. Томени. Серия по региональной стратиграфической схеме снизу вверх объединяет киевскую и чкаловскую толщи.

В типовом разрезе восточноникольской серии скв. I Восточно-Никольской площади киевская толща представлена алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами, в верхней части появляются прослойки песчаников, гравелитов, конгломератов. В отложениях найдены отпечатки *Rufforia aff. derzavini* (Neub.) Meun и пермские двустворки, неопределимые до рода. Киевская толща перекрывается отложениями чкаловской толщи. Нижняя граница не установлена. Мощность толщи в стратотипе 1320 м (рис. 1).

Ранее близкие по петрографическому составу отложения установлены в скважине I Вартовской (инт. 2799,3–2709,8), где в нижней части разреза пермские отложения представлены конгломератами и песчаниками, постепенно переходящими в аргиллиты. Из интервала 2768,0–2758,5 м Ю.С. Папиным [1] определен комплекс двустворок, сопоставимый с комплексами алыкаевского и ишановского горизонтов Кузнецкого бассейна. По мнению же О.А. Бетехтиной [4], переизучившей комплекс двустворчатых моллюсков из скв. I Вартовской, присутствие в нем представителей родов *Javorskicella*, *Kedrovicella*, *Goniorhoga* (?) убедительно доказывает принадлежность этого ком-

плекса к промежуточному горизонту Кузнецкого бассейна. Киевская толща в разрезе скв. I Вартовской перекрыта отложениями тюменской свиты нижней-средней юры. Нижняя граница не установлена. Мощность толщи около 90 м.

На юго-западе от описанных разрезов киевская толща вскрыта глубокими скважинами на Нижне-Табганской разведочной площади, где она с угловым несогласием перекрывает карбонатные отложения нижнего карбона.

В скв. I6 Нижне-Табганской киевская толща вскрыта в интервале 3151,0 - 2973,0 м и расчленена на пачки.

Пачка I (инт. 3151,0-3088,0 м) - брекчированные гравелиты светло-зеленого цвета. В составе обломочной части доминируют обломки спонголитов табганской толщи нижнего карбона. Близкие по составу породы установлены в скв. I7 Нижне-Табганской в инт. 3000,0-2985,0 м.

Пачка 2 (инт. 3088,0-3073,0 м) представлена темно-серыми почти черными мелкозернистыми песчаниками с обломками кремнистых пород, аргиллитов, переслаивающихся с гравелитами; в разрезе отмечены линзы конгломератов с обломками коричневато-серых известняков лугинецкой толщи верхнего девона. Палеонтологически пачка не охарактеризована.

Пачка 3 (инт. 3073,-2973,0 м) представлена аргиллитами темно-серыми, переслаивающимися с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками серыми, темно-серыми. В образцах из инт. 3017,0-2983,9 м (С. В. Мейен (ГИН АН СССР) определил отпечатки растений вида *Ruf-loria derzavinii* (Neub.) S. Meyen. Вид *Ruf-loria derzavinii* (Neub.) S. Meyen наиболее характерен для нижней перми, хотя полный интервал его распространения шире. В данном случае экземпляры обр. 5 (инт. 2990, I - 2983,9, I, I н.к.) и обр. 10 (инт. 3022,4 - 3017,8, I, 5 н.к.) имеют облик, более характерный для раннепермских представителей вида. В инт. 2993,4 - 2990,0 м на небольших ступях темно-серого алевролита обнаружены маленькие фрагменты листьев кордаитов, принадлежащих роду *Cordaites*, и мелкие обугленные семена. По мнению старшего палеонтолога "Запсибгеология" С. К. Батяевой, растительные остатки имеют пермский возраст. Палинокомплексы изучены из инт. 3022,4-2940,0 м палинологом ТО СНИИПТИМС А. В. Скуратенко и в инт. 2993,0-2967 м палинологом ЦД ЗСПГО г. Новокузнецка Л. Л. Дрягиной. В споро-пыльцевых комп-

лексах доминирует пыльца кордаитов - *Cordaitina dralensa*, *Cordaitina rotata*, многочисленна пыльца *Florinites*, *Sinhusycadophytus*. Споровый состав представлен незначительным количеством видов, встречены *Remysporites psilopterus*, *Baskanisporites*. В инт. 2993,0 - 2990,1 м в сером алевролите О.А. Бетехиной найдены обломки раковины вида *Gorloviella lata* Vet., напоминающие формы из ишановского горизонта Горловского бассейна. Пермские отложения со скрытым стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями средней юры (томенской свиты). Мощность толщи в разрезе 211 м.

В скв. II Нижне-Табганской пермские отложения вскрыты в инт. 3247,0 - 3158,0 м и снизу вверх могут быть разделены на две толщи. Нижняя толща вскрыта в инт. 3247,0 - 3222,0 м и представлена серыми алевролитами с прослоями песчаников. Толща палеонтологически не охарактеризована. Вскрытая мощность 25 м.

Верхняя толща вскрыта в инт. 3222,0 - 3158,0 м и представлена темно-серыми тонкоплитчатыми аргиллитами, углистыми аргиллитами. Из вышеописанных отложений А.В. Скуратенко (ТО СНИИГТМО) установлен позднепермский палинокомплекс. Основу споровой части комплекса составляют следующие формы: *Acanthotriletes*, *Spinosisporites*, *Raistrickia*, *Neoraistrickia*, *Lophotriletes*, *Granulatisporites*, *Verrucosisporites*. Многочисленны и разнообразны *Cordaitina* с характерным видом *Cordaitina rotata* (Lub.). Пермские отложения перекрываются песчаниками, содержащими, по данным А.В. Скуратенко, раннетриасовый палинокомплекс.

Чкаловская толща в типовом разрезе скв. I Восточно-Никольской (инт. 3140,0 - 2568,0) представлена красноцветными терригенными отложениями (конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами) мощностью более 400 м. Палеонтологически толща в типовом разрезе не охарактеризована. Толща перекрыта отложениями томенской свиты (юра). Нижняя граница проведена по смене сероцветных углистых аргиллитов киевской толщи на пестроокрашенные грубообломочные породы чкаловской толщи.

Близкий по петрографическому составу комплекс отложений установлен в западных районах Томской области на Еллейской и Чагинской разведочных площадях (рис. 2).

Чкаловская толща в скв. I Еллейской площади представлена пестроцветными полимиктовыми песчаниками, гравелитами (инт.

Елльвская 1

Интервал	Колонка	Палеонтологические остатки
3007,6		
3047,1		
3066,4	нет керна	
3073,0		

Чагвинская 1

Интервал	Колонка	Палеонтологические остатки
2974,8		2
3010,0		
3036,4	нет керна	
3040,9	нет керна	
3062,7	нет керна	
3066,7	нет керна	
3101,8	отсут	
3106,0	нет керна	
3150,8		

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- гравелиты, конгломераты
- туфогравелиты
- песчаники
- алевролиты
- аргиллиты
- споры

Рис. 2. Разрезы глубоких скважин, вскрывших отложения чкаловской толщи

3073,0 - 3017,9 м) и алевролитами (инт. 3017,9 - 3007,2 м). В инт. 3014,6 - 3007,6 м Л.Л. Дрягиной встречены единичные зерна мезозойских форм (триас - юра); *Cyathidites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Podocarpites* sp., *Picea* sp., *Ginkgocycadophytus*.

Нижняя граница не вскрыта. Толща перекрыта отложениями томенской свиты. Вскрыта мощность 66 м.

В скв. I Чагвинской площади в инт. 3161,7 - 2974,8 м чкаловская толща представлена пестроокрашенными песчаниками, алевролитами, гравелитами. Как и в упомянутых выше разрезах, снизу вверх наблюдается постепенное уменьшение среднего размера обломков (породы соответственно изменяются от гравелитов до алевролитов). Толща палеонтологически не охарактеризована. Мощность 186 м.

На востоке области красноцветные терригенные раннетриасовые отложения выделены под названием льмбелькорамской свиты [7,8]. Свита сложена светло-зелеными и темно-вишневыми аргиллитами и песчаниками. Мощность 161 м. Отложения свиты охарактеризованы палинологическими комплексами раннего триаса.

Вышеизложенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Пермские отложения на юго-востоке Западно-Сибирской плиты представлены сероцветным угленосно-терригенным комплексом отложений. За нижней частью разреза, сложенной грубообломочными породами (песчаниками, алевролитами, гравелитами) и содержащей комплекс органических остатков нижней перми, предлагается сохранить название киевской толщи. Верхнюю часть разреза, сложенную аргиллитами, углистыми аргиллитами с позднепермским палинокомплексом, предлагается выделить в новую омеличскую толщу. Название дано по реке Омелич (левому притоку реки Парабель) (рис. 3).

2. Восточно-Никольская серия представляет собой стратиграфическое подразделение, объединяющее пермские и триасовые отложения.

3. Чкаловская толща является возрастным аналогом ранее выделенной льмбелькорамской свиты, хотя, возможно, отличия в составе и возрастном положении позволяют оставить ее в качестве самостоятельного подразделения в составе туринской серии (триас).

4. С начала раннепермской эпохи на юго-востоке Западно-Сибирской плиты формируются ландшафты континентальной аллювиальной равнины, сменившиеся в поздней перми ландшафтами болотистых равнин.

Литература

1. Бочкарев В.С., Папин Ю.С. Находка двустворок алыкаевской фауны на территории Западно-Сибирской низменности и ее геологическое значение //Геология и геофизика. 1972. №5. С.106-110. 2. Богущ О.И., Бочкарев В.С., Юферов О.В. Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 44 с. 3. Алексеева М.А., Богущ О.И., Вышемирская О.П. и др. Проблема нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с. 4. Бетехтина О.А., Богущ О.И. Пермь //Фанерозой Сибири. Венд. Палеозой. Новосибирск: Наука, 1984. Т.I, С.157-172. 5. Краснов В.И., Исаев Г.Д., Саев В.И. Новые данные по литостратиграфии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты //Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГТимС, 1988. С. 9-12. 6. Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты /Дубатовлов В.Н., Краснов В.И., Богущ О.И. и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. 216 с. 7. Бочкарев В.С. Схема районирования Западно-Сибирской равнины по типам разрезов триаса //Основные типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Томень: ЗапСибНИГНИ, 1977. С.4-6. 8. Даненберг Е.Е., Маркова Л.Г., Иванов И.А. и др. Новые данные о триасовых отложениях Томской области и их типах // Вопросы биостратиграфии и детальной корреляции мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Томень: ЗапСибНИГНИ, 1979. С.73-76.

БИОСТРАТИГРАФИЯ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В настоящей работе приведены новые данные по биостратиграфии морских палеогеновых отложений восточной части Западной Сибири, которые получены при обработке керна многих скважин, пробуренных в последнее десятилетие Томской геологоразведочной экспедицией. В основу исследований положено изучение фораминифер как наиболее распространенной и быстро эволюционирующей группы микрофауны. Новый фактический материал, полученный из пробуренных скважин в пределах Усть-Тымской впадины, дал возможность проследить непрерывные разрезы от маастрихта к палеоцену включительно. Обнаруженные в этих отложениях новые комплексы фораминифер соответствуют по положению в разрезе таковым датского, зеландского и тенетского ярусов палеоцена. Предположительно датский комплекс фораминифер с *Bathysiphon podosariformis*, *Glossospira charoides* обнаружен в темно-серых, плотных, опоквидных глинах разрезов скважин Пайдугинской партии (рис.1): скв.1, гл.470,0-460,0 м; гл.413,0-390,0 м и скв.152, гл.420,0-418,0 м. Породы, вмещающие этот комплекс, составляют переходные слои и отнесены автором к верхам ганькинской свиты.

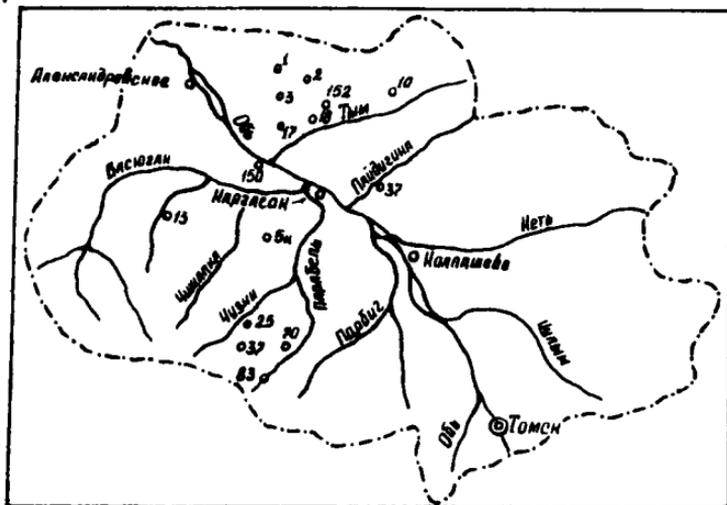


Рис.1. Схема расположения скважин на территории Томской области

Указанный комплекс очень своеобразен по систематическому составу, отличается от юго-западного с *Brotzenella praecuta* и содержит представителей родов *Rhabdammina*, *Bathysiphon*, *Huregammina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Trochamminoides*, *Harlophragmoides* и др. Выше, в серых опоковидных глинах (талицкая свита), залегает слой с комплексом *Cyclammina sokunovovae* предположительно позднепалеоценового (зеландского) возраста - аналог зоны *Ammodiscaria friabilis* (таблица). Комплекс с *Cyclammina sokunovovae* обнаружен в пределах скважин: 2, гл. 470,0 м; 3, гл. 375,0-367,0 м; 150, гл. 345-333,0 м. Указанный комплекс наиболее представлен в скв. 3, где определены виды: *Psammosphæra laevigata* White, *Glomospira charoides* Parker et Jones, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Harlophragmoides periferorhexavata* Subbotina, *Cyclammina sokunovovae* Uschakova. Следует отметить значительное количество (до 15 экз. и более) представителей рода *Cyclammina*, раковины которых сравнительно крупных размеров и хорошей сохранности. Комплекс с *Cyclammina sokunovovae* в основном состоит из видов, являющихся в большинстве своем транзитными. Только скопление крупных и своеобразных цикламмин дает возможность отделить этот комплекс от смежных. Подобные виды цикламмин ранее были описаны М.В. Ушаковой из талицкой свиты Зауралья [9]. В вышележащих отложениях талицкой свиты (темно-серые, слегка опоковидные глины) и нижнелюлинворской подсвиты (серые опоковидные глины) в разрезах скважин: 1, гл. 442,0-405,0 м; 17, гл. 410,0-400,0 м; 18, гл. 366,0-350,0 м; 37, гл. 160,0 м; 150, гл. 415,0-405,0 м Пайдугинской партии (рис. 1) обнаружены фораминиферы комплекса с *Glomospira gordialiformis*, *Cyclammina sokunovovae*. Определены виды *Psammosphæra laevigata* White, *Harlophragmoides periferorhexavata* Subbotina, *Cyclammina sokunovovae* Uschakova. Обычно преобладают тонкозернистые, небольшие раковины рода *Harlophragmoidea*. Цикламмины единичны и сравнительно небольших размеров. Раковины данного комплекса тонкозернистые, сахаристо-белые и обычно почти все деформированные. Слои с комплексом *Glomospira gordialiformis*, *Cyclammina sokunovovae* соответствуют по стратиграфическому положению зоне *Cibicides favorabilis* тенетского яруса верхнего палеоцена (см. таблицу).

Из пробуренных в последние годы скважинам в бассейне р. Парабла (левый приток р. Обь) получены новые данные о распространении микрофауны в верхах талицкой и низах люлинворской свит (ниж-

Схема биостратиграфии морских палеогеновых отложений
Западной Сибири

Система		П а л е о г е н о в а я									
Отдел	Подотдел	Э о ц е н									
Одмоген	Нижний	Верхний		Средний		Нижний		Д л я м н в о р с к а я		Верхняя	
Ярус	Свита	Ипрский	Тенет-ский	Зеланд-ский	Талицкая	Д л я м н в о р с к а я	Нижняя	Средняя	Верхняя	—	
Комплексы форамнифер по данным автора и других исследователей		Центральный район									
Слон с <i>Nonion morosovae</i> , <i>Gibrocœlphidium rischtanicum</i>		—									
Слон с <i>Reophax dentaliniformis</i> , <i>R. subfusiformis</i>		—									
Зона <i>Textularia carinatiformis</i>		—									
Слон с единичными форамниферами		—									
Зона <i>Cibicidoides favorabilis</i>		—									
Зона <i>Ammoscalaria friabilis</i>		—									
На юго-западе зона <i>Erotzenella praescuta</i>		—									

Комплексы фораминифер по данным автора и других исследователей	Комплексы радиолярий по данным Р.Х.Липман, 1979
Восточный район	
Не встречены Зона <i>Elphidiella fergandica</i>	Не встречены
Слом с <i>Neorhax dentaliniformis</i> , <i>N.subfusiformis</i>	Слом с <i>Liosphaeridae</i>
Слом с <i>Labrospira honesta</i> Слом с <i>Gaudryinopsis subbotinae</i>	Зона <i>Heliodiscus lentis</i>
Слом с <i>Bolivinospis spectabilis</i>	Зона <i>Ellipsosiphus chabakovi</i>
Слом с единичными фораминиферами	Слом с единичными радиоляриями
Слом с <i>Glossospira gordialiformis</i> , <i>Cyclammina sokurovovae</i>	Слом с <i>Sphaeroidea</i> , <i>Discoidaea</i>
Слом с <i>Cyclammina sokurovovae</i> (Усть-Тымская впадина)	Слом с <i>Sphaeroidea</i> , <i>Frunoidea</i>
Слом с <i>Bathysiphon nodosariformis</i> , <i>Glossospira charoides</i> (Усть-Тымская впадина)	

нелюлинворская подсвита). Так, в разрезах скв.37, гл.226,0-218,0 м; скв.70, гл.236,0-224,0 м и скв.83, гл.191,0 м в глинах серых, плотных, оскольчатых встречаются немногочисленные фораминиферы комплекса *Glomospira gordialisformis*, *Susclamina sokkivogovae*. Систематический состав, облик и сохранность раковин сходны с вышеуказанными из разрезов правобережья Оби и указывают на своеобразие условий обитания подобных фораминифер в сравнительно мелководном бассейне, воды которого были несколько опреснены и насыщены кремнеземом. По региональной стратиграфической схеме зона *Sibicidoidea* *favogabilis* соответствует только верхам талицкой свиты и также датируется поздним палеоценом. Как показали исследования автора, эта зона включает отложения с одноименным комплексом и слоем с *Glomospira gordialisformis*, *Susclamina sokkivogovae*. Она соответствует не только верхам талицкой, а, в основном, нижним слоям нижнелюлинворской подсвиты, включающим вышеуказанную микрофауну.

Верхние слои нижнелюлинворской подсвиты – серые опоковидные глины и опоки – отнесены автором к нижнему эоцену. Они обычно содержат единичные плохой сохранности агглютинирующие фораминиферы и радиоларии.

Породы среднелюлинворской подсвиты состоят из светло-серых плотных алевролитистых глин, включающих два комплекса фораминифер: нижний с *Bolivinospis arctabilis* и верхний с *Gaudryinospis subbotinae*. Нижний комплекс обычно представлен видом *Bolivinospis arctabilis* (*Gzuzowski*) и с ним иногда ассоциируют единичные плохой сохранности формы родов *Reorhax*, *Labrospira*, *Harporhagoidea* и др. Вид *Bolivinospis arctabilis* (*Gzuzowski*) известен из нижнего эоцена Крыма [III]. Он составляет основу выделяемого нижнего комплекса и встречается в бассейне р.Чикапка в разрезе скв.5к на глубинах 246,0 и 239,0 м, в бассейне р.Парабель (левый приток р.Обь) в разрезах скв.25, гл.170,0 м; скв.70, гл.206,0 м и в бассейне р.Пайдугина (правый приток р.Обь) в разрезе скв.10, гл.178,0 м. В указанных разрезах количество экземпляров вида *Bolivinospis arctabilis* (*Gzuzowski*) обычно невелико – до 5-15 экз. Раковины удовлетворительной сохранности и обладают мелкой козернистой, кварцево-кремнистой стенкой. Возможно, слои, включающие вид *Bolivinospis arctabilis*, относятся к нижнему эоцену.

Выше по разрезу среднелюлинворской подсвиты в восточном районе распространен комплекс фораминифер с *Gaudryinospis subbotinae*,

первоначально выделенный автором в бассейне р.Нуролька (приток р.Васюган) [6]. Ранее в этой части разреза выделялись слои с *Textularia carinatiformis*. Однако этот вид имеет более широкий диапазон, так как распространен и в верхнеплинворской подсвите. В восточном районе этот вид встречается очень редко. Комплекс фораминифер с *Gaudryinopsis subbotinae* во многих разрезах исследуемой территории обеднен как в количественном, так и в видовом отношении или же совсем отсутствует. Так, в разрезе скв.5к бассейна р.Чикапка (приток р.Васюган) в породах из интервала 237,0-235,0 м комплекс состоит из грубозернистых раковин рода *Reorhax* и немногих деформированных галлофрагмиидей. Кроме того, здесь обнаружена раковина *Gaudryinopsis subbotinae* Podobina. В разрезе скв.9к бассейна р.Чикапка (гл.266,0-238,0 м) комплекс с *Gaudryinopsis subbotinae* более обилен и разнообразен. В его составе определены 15 видов, относящихся к разным родам астроризид и аммодисцид. Кроме вышеуказанных в данном комплексе, обнаружены характерные виды *Gaudryinopsis subbotinae* Podobina (до 10 экз.) и *Sibicoides cf. artemi* (Н.Вукова) (5 экз.), относящиеся к атаксофрагмидам и роталидам. Первый вид сходен с *Gaudryina(?) vuperturkestanika* Н.Вукова, описанный Н.К.Быковой [1] из туркестанских слоев (средний эоцен) Средней Азии. Второй вид аналогичен типичному среднеазиатскому, также известному из туркестанских слоев. Находки этих видов дают возможность датировать вмещающие породы средним эоценом. Отнесенная к среднему эоцену среднеплинворская подсвита с указанной микрофауной, по-видимому, соответствует лютет-бартонскому ярусам среднего эоцена общей шпальи.

Известная радиоляриевая зона *Ellipsoxirrus shabakovi* обычно охватывает верхнюю половину среднеплинворской подсвиты, кроме самых верхних слоев. Последние относятся к низам зоны *Heliodiscus lentis*, распространенной преимущественно в низах верхнеплинворской подсвиты [3].

Породы верхнеплинворской подсвиты в литологическом отношении зеленовато-серые, алевролитистые, плитчатые, иногда плотные глины. В нижней части верхнеплинворской подсвиты обнаружены многочисленные радиолярии комплекса с *Heliodiscus lentis* и единичные фораминиферы, из которых преобладают галлофрагмиидей. Зона *Heliodiscus lentis*, по данным Р.Х.Дипман [3], относится к верхнему эоцену. В этой части разреза автором выделен комп-

лексе фораминифер с *Labrosia honesta* [4, 5]. Кроме указанного характерного вида, в комплексе определены *Labrosia granulosa* (Lipman), *Adercotrypa aff. glomeratiformis* (Zavar.) и другие виды. Автором и Э.Н.Кисельман [2] детально исследован разрез скв. 5к бассейна р.Чижалпа, где в нижних слоях верхнеплинворской подсвиты в зоне *Heliodiscus lentis* (гл. 235, 0,3 м) в значительных количествах (до 30 экз.) обнаружены планктонные фораминиферы *Globigerina officinalis Subbotina*. Этот вид впервые появился с позднего эоцена и широко распространен в раннем олигоцене плыных регионов [6]. Кроме планктонных, в разрезе скв. 5к (гл. 236, 0-234, 0 м) изучены бентосные фораминиферы комплекса с *Labrosia honesta* [4]. Этот комплекс встречается только на отдельных площадях. Чаще же на данном стратиграфическом уровне - единичные, грубозернистые, плохой сохранности формы, у которых можно определить только родовые названия.

В верхних слоях (верхнеплинворская подсвита) фораминиферы очень редки или совсем отсутствуют. Здесь в основном встречаются устьевые камеры пиритизированных форм рода *Reorhax* и реже его целые экземпляры, по которым автором предложено выделять комплекс с *Reorhax dentaliniformis*, *R. subfusiformis*. Совместно иногда встречаются единичные неудовлетворительной сохранности гаплофрагмоидиды и другие формы. Этот комплекс прослежен в бассейне р.Парбиг, скв. 63, гл. 128, 0-116, 0 м и на других площадях. В целом фораминиферы на данном уровне обладают грубозернистыми, плохой сохранности раковинами, кроме того, встречаются единичные радиолярии сем. *Liosphaeridae*. Слои с этими радиоляриями Р.Х.Дипман [3] относит к низам таваддинской свиты, коррелируемой ею в Арало-Тургайской низменности с чеганской свитой эоцен - раннеолигоценного возраста. По региональной стратиграфической схеме [7] слои с *Liosphaeridae* также соответствуют низам таваддинской свиты, датируемой поздним эоценом - ранним олигоценем. По мнению автора, слои с *Liosphaeridae* и единичными реофаццидами, составляющие самые верхи верхнеплинворской подсвиты, относятся к позднему эоцену. В восточном районе они обычно из разреза выпадают.

По данным С.В.Щацкого [10], вместо верхнеплинворской подсвиты выделяется нурольская свита, отличающаяся указанными выше фораминиферами и радиоляриями. Возраст нурольской свиты определяется С.В.Щацким как позднеэоценовый.

Перекрывающая лопинворскую таадинская свита в восточном районе состоит из зеленовато-серых с оливковым оттенком алевролитовых глин, в нижней части которых обнаружены фораминиферы раннеолигоценовой зоны *Elphidiella fergandica* [5]. Выше лежащие отложения опесчанены и в них микрофауна не встречена.

Литература

1. Быкова Н.К. // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии: Тр. ВНИГРИ. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1939. С. 222-236. 2. Кисельман Э.Н. // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 41-51. 3. Липман Р.Х. // Планктон и органический мир пелагели в истории Земли: Тр. XIX сессии ВГО. Л.: Наука, 1979. С. 69-86. 4. Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 220 с. 5. Подобина В.М. // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 66-69. 6. Подобина В.М., Макаренко С.Н. // Палеонтология и стратиграфия Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. С. 37-46. 7. Региональные стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1981. 8. Субботина Н.Н. // Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 24-36. 9. Субботина Н.Н., Алексейчик-Мицкевич Л.С., Барановская О.Ф. и др. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 454 с. 10. Шацкий С.Б. // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 9-15. 11. Щуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии: Тр. ВНИГРИ. Вып. 70. М.: Недра, 1970. 174 с.

В.М. Подобина, Г.Г. Ксенева

МИКРОФАУНИСТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ РУБЕЖА МААСТРИХТА-ПАЛЕОЦЕНА
ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ТОМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

В последние годы получен новый фактический материал из разрезов скважин на востоке Западной Сибири, пробуренных Томской геологоразведочной экспедицией. Этот материал дал возможность изучить непрерывные разрезы от верхнего маастрихта до верхнего палеоцена и установить ряд зон и слоев, охарактеризованных комплексами фораминифер. Исследуемые фораминиферы приурочены к верхам ганькинской и талицкой свит, широко распространенных в исследуемом регионе. Нижележащие слои ганькинской свиты составляют позднемаастрихтскую зону *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzii* с одноименным комплексом фораминифер [2-4]. Отложения зоны представлены серыми алевролитами и глинами, местами слегка опоксидными. Мощность их колеблется от 6 до 47 м. Нижняя граница зоны проводится по первому появлению видов *Spiroplectamina kasanzevi* Dain, *Bulimina rosenkrantzii* Brotzen и значительному увеличению числа особей *Bolivina plaita* Carsey. В верхней части зоны появляются виды *Heterostomella foveolata* (Marsson), *Cibicides danicus* (Brotzen), *Brotzenella praecuta* (Vassilenko) и др. По находкам *Heterostomella foveolata* (Marsson) в наиболее полных и непрерывных разрезах выделяется верхняя подзона. В целом позднемаастрихтский комплекс отличается большим обилием и разнообразием фораминифер, так как в нем насчитывается более 60 родов и 120 видов. Наиболее многочисленны в количественном отношении представители родов: *Nodosaria*, *Dentalina*, *Guttulina* (отряд *Lagenida*), *Valvulinaria*, *Gyroldinoidea*, *Bronides*, *Anomalinoidea*, *Cibicides* (отряд *Rotaliida*), *Bulimina*, *Reussella* (отряд *Buliminida*) и *Bolivina* (отряд *Heterohelicida*). В комплексе преобладают формы с секреторно-известковистой стенкой (85%). У некоторых раковин (15%) стенка агглютинированная и секреторно-агглютинированная: роды *Glomospira*, *Ammoniscus*, *Labrospira*, *Harporhagmoides*, *Adercotrypa*, *Cribrostomoides*, *Spiroplectamina*, *Desothia* и др. В изученных разрезах наблюдается видимость разнообразного систематического состава фораминифер, что указывает на нормальные и стабильные условия существования в относительно мелководной части позднемаастрихтского бассейна. В по-

следние годы на правом берегу р.Обь (Усть-Тымская впадина) на рубеже маастрихта-палеоцена обнаружен комплекс фораминифер, представленный примитивно устроенными агглютинированными фораминиферами: *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Ammodiscus incertus* Orb., *Glomospira charoides* Parker et Jones, *G. gordialiformis* Podobina, *Nauphragmoides excavatus* Podobina, *N. tumidus* Podobina, *Cribrostomoides trinitatensis* Cushman et Jarvis sibiricus Podobina, *Adercotrypa glomeratoformis* (Zaspelova). Раковины видов - единичные экземпляры и многие из них имеют характерную сахаристо-белую стенку. Наряду с указанными видами обнаружены представители *Trochamminoides aff. proteus* Karrer, обычно встречаемые в палеоцене, и *Spiroplectammina aff. kasanzevi* Dain позднего маастрихта. Комплекс с подобными видами обнаружен в верхних слоях ганькинской свиты или переходных слоях, относимых к талицкой свите в разрезах Пайдугинских скважин I (гл.470-460 м), 2 (гл.464-480,0 м), 3 (гл.413-390,0 м), 152 (гл.420,0; 418,0 м). Комплекс этого стратиграфического уровня, вмещающий подобные формы, назван В.М.Подобиной комплексом с *Bathysiphon nodosarieformis*, *Glomospira charoides* [51]. Слои с данным комплексом соответствуют зоне *Brotzenella praecuta*. Все комплексы, изученные в Пайдугинских разрезах, по-видимому, одного стратиграфического уровня и залегают выше зоны *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina gonkrantzii* верхнего маастрихта. Они включают верхнемеловые и палеоценовые виды, являясь по составу переходными. По возрасту они могут быть условно датскими. Последний согласно решению МСК 1967 отнесен к нижнему палеоцену. Сопоставляя комплекс *Brotzenella praecuta* с аналогичными Русской платформы [11], можно подтвердить его возраст как датский. Большое сходство исследуемый комплекс имеет с комплексом Эльбурганского горизонта Северного Кавказа [6]. Эльбурганский комплекс обнаружен Н.Н.Субботиной в породах, залегающих без видимого несогласия на маастрихтских отложениях. Подобный комплекс смешанного систематического состава фораминифер, состоящий из реликтовых меловых и появляющихся новых палеоценовых видов, характерен для датских комплексов Западной Сибири и других регионов (таблица).

В восточном районе (Усть-Тымская впадина) выше по разрезу в глинах темно-серых, опоковидных встречен комплекс фораминифер с *Oyclammina sokanvorovae*. В составе комплекса определены следующие виды: *Psammospira laevigata* White, *Thurammina papilata* Бра-

Схема зонального расчленения по фораминиферам рубежа мезоэоцена-палеоцена в восточного района Западной Сибири

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Подярус	Субта	Зоны по планктонным фораминиферам, утвержденные МСР, 1987	Зоны по бентосным фораминиферам, Западно-Сибирь, данные В.М. Подобиной	Комплексы фораминифер восточного района Западной Сибири
Леоновская	Леонов	Верхний	Земанский - Геленский	—	Талицкая	<p>Acarina acarinata Acarina subspae-rica Acarina djanensis Globorotalia conico-truncata Globorotalia angulata</p>	<p>Cibicides favore-bullis Amoscalaria friabilis</p>	<p>Pseudosphaera laevigata White, Glossospira gordaliformis Fedobina Nepherosmoides periferocavata Subbotina Cyclamina ooksuvorova Usnakova</p>
						<p>Acarina inconstans Globoconus daubjer-gensis Globigerina taurica</p>	<p>Brotzenella praecuta</p>	<p>Bathysiphon nodosarieformis Subbotina Glossospira charoides Parker et Jones G. gordaliformis Fedobina Ammodiscus incertus (Orb.) A. glabratus Cushman et Jarvis</p>
Восточная	Восточный	—	Восточносибирский	—	Ванькинская	<p>Abathomphalus mayaroensis</p>	<p>Spiroplectamina kasanzevi Bulimina rosenkrantzii</p>	<p>Spiroplectamina kasanzevi Dain Heterostomella foveolata (Marsson) Valvulinoides umovi (Kyprilyanova) Cyroidinoides beresoviensis Balakhmatova Cibicides gankinoensis Neckaja Brotzenella pseudopapillosa (Carsey) Bulimina plaita Carsey Bulimina rosenkrantzi Brotzen</p>

dy, *Glomospira gordialiformis* Podobina, *Ammodiscus glabratus* Guabman et Jarvis, *A. incertus* Orb., *Labrospira granulosa* (Lipman), *Adercotryma glomeratoformis* (Zasp.), *Cyclammina sokusovogovae* Uschakova. В комплексе все раковины имеют агглютированную мелко- и среднезернистую стенку и большая их часть сахаристо-белого цвета. Довольно разнообразны примитивно устроенные формы (первые 5 видов). Остальная часть комплекса состоит из более морфологически сложных гаглофрагмоидид. В комплексе в количественном отношении преобладают только цикламины. Остальные виды единичны и имеют подчиненное значение. Подобные цикламины встречаются на востоке впервые. Ранее они изучались в западном и центральном районах М.В.Ушаковой, а включающие их породы талицкой свиты относились к палеоцену [7]. В.М.Подобиной слои с указанными цикламинами включены в состав зоны *Ammodiscaria friabilis* верхнего палеоцена.

Выше по разрезу, в самых верхах талицкой свиты и в низах нижнеплинворской подсвиты обнаружены комплексы фораминифер, отличающиеся от нижележащих. Слои с этими комплексами с *Sibicidoides favorabilis* (в западном и центральном районах) и с *Glomospira gordialiformis*, *Cyclammina sokusovogovae* (восточный район) составляют зону *Sibicidoides favorabilis*. В Усть-Тымской впадине в разрезе скв.150 Пайдугинской партии установлено, что слои с комплексом *Glomospira gordialiformis*, *Cyclammina sokusovogovae* непосредственно перекрывают нижележащие отложения с характерными крупными цикламинами. Комплексы зоны *Sibicidoides favorabilis* тесно взаимосвязаны с нижележащими и условно относятся по возрасту к верхнему палеоцену. В.М.Подобиной предполагается, что зона *Ammodiscaria friabilis* соответствует зеландскому и низам тенетского ярусом, а также трем зонам по шкале МСК 15б7: *Globorotalia angulata*, *G. conicotruncata*, *Acarinina djapanensis*. Верхняя зона *Sibicidoides favorabilis*, по вероятности, соответствует двум зонам: *Acarinina subsphaerica* и *Acarinina acarinata* тенетского яруса.

Следовательно, на большей части территории Западной Сибири отсутствует датский ярус, в частности более верхние его зоны. Только в единичных разрезах Омской впадины установлена зона *Globobuccina daubjergensis* (по шкале МСК, 15б7) или зона *Globigerina pseudobulloides* - *G. trivialis* [3]. Так, в разрезе скв. 1-р Новологининской площади (гл.6С2, 5б-6С7, 45 м) В.М.Подобиной

впервые обнаружены фораминиферы этой части разреза, включающие виды: *Globigerina trivialis* Subbotina, *G. varianta* Subbotina, *G. aff. daubjergensis* (Bronnimann), *G. triloculinoidea* (Plummer), *Globorotalia aff. trinidadensis* Bolli, *G. pseudobulloidea* (Plummer). Е.В.Фрейман, впервые изучавшая этот комплекс, отнесла его к палеоцену [9].

э

Литература

1. Василенко В.П. // Микрофауна СССР/ Тр. ВНИГРИ. Сер. Нов. Вып. 51. Л.;М.: Гостоптехиздат, 1950. С. 177-224.
2. Кисельман Э.Н. // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири, 1974. С. 122-127.
3. Кисельман Э.Н. Фораминиферы и биостратиграфия верхнекампанских (верхняя часть), маастрихтских и датских отложений Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1977. 19 с.
4. Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности и их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 220 с.
5. Подобина В.М., Ксенева Т.Г. // Рациональное использование ресурсов Сибири: Тез. докл. научн. конф. 24-25 октября 1989 г. С. 80.
6. Субботина Н.Н. // Микрофауна СССР/ Тр. ВНИГРИ. Сер. Нов. Л.;М.: Гостоптехиздат, 1950. Вып. 57. С. 5-112.
7. Субботина Н.Н., Алексейчик-Мицкевич Л.С и др. Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1964. 455 с.
8. Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия кайнозоя южного океана // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1986. Вып. 410. 206 с.
9. Фрейман Е.В. О новом датско-палеоценовом комплексе фораминифер Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ. М. 1960. Вып. 8. С. 212-215.

А.И. Гончаренко, П.П. Кузнецов, И.Ф. Гертнер
СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОФИОЛИТОВ ЧАГАНУЗУНСКОГО МАССИВА
(ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Офиолиты Горного Алтая изучаются, начиная с 30-х годов, многими исследователями. Первым обобщением этого изучения является монография Г.В. Пинуса с соавт. [13]. Позднее отдельные детали строения алтайских офиолитов были раскрыты в ряде работ [2-5, 7-8]. Главной отличительной чертой офиолитов региона является высокая степень их тектонической переработки, в результате которой практически во всех случаях наблюдается пространственное разобщение отдельных компонентов офиолитовой ассоциации, а наиболее обычной формой, в которой встречаются тела ультрабазитов, - серпентинитовый меланж или разобщенные внутри-разломные серпентинитовые линзы небольшого размера.

Ультрабазиты в пределах Горного Алтая присутствуют в структуре ряда "гипербазитовых поясов": Курайско-Сарасинского, Теректинского, Улаганского, Телецкого, Верхнеабаканского (Шалшальского). Из них в качестве офиолитовых поясов выступают Курайский отрезок Курайско-Сарасинского пояса, Верхнеабаканский и, видимо, слабообнаженный Улаганский пояса. Ультрабазитовые тела в пределах Телецкого, Теректинского и Сарасинского поясов, а также в северной части Курайского пояса присутствуют в составе серпентинитового меланжа, приуроченного к поверхностям сместителей в покровно-надвиговой структуре и существенно оторваны от типоморфных формаций других частей офиолитовой ассоциации [3,4]. Очень мелкие и рассеянные тела ультрабазитов в Сарасинском районе скорее отвечают представлениям об ареальных офиолитах [7].

В состав офиолитового комплекса Горного Алтая, как это было показано в одной из первых работ по его выделению [9], включаются ультрабазиты, ассоциирующие с ними габброиды (преимущественно дайки) и амфиболиты, вулканогенно-осадочные образования манжерокской серии венда-нижнего кембрия.

М.М. Бусловым [4,5] были проведены региональные исследования элементов покровной тектоники в структуре допалеозойских и палеозойских образований Горного Алтая, в результате которых был установлен ряд закономерностей их проявления. В ракурсе рас-

смаатриваемых нами вопросов интересно следующее.

В районе Курайского хребта откартирован Курайский покров, аллохтон которого представлен породами курайского комплекса (метапелиты, реже metabазиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма) предположительно венд-раннекембрийского возраста и кембрийскими песчано-сланцевыми толщами. Отдельные пластины аллохтона разделены серпентинитовыми сланцами, моно- и полимиктовым меланжем мощностью до первых десятков метров. Самый крупный на Горном Алтае массив ультрабазитов - Чаганузунский - приурочен к одной из пластин во фронтальной (юго-западной) части этого покрова.

В пределах Теректинской структурно-формационной зоны ультрабазиты повсеместно входят в состав серпентинитового меланжа, приуроченного в большинстве случаев к складчатым надвиговым поверхностям, разделяющим венд-нижнекембрийские кремнисто-вулканоогенные и карбонатно-терригенно-кремнистые толщи. Указанный автор рассматривает весь комплекс Теректинской зоны в качестве единого додевонского тектонического покрова, представленного в современной структуре различными по морфологии фрагментами. Иногда ультрабазиты внедрены в зоны поздних крутопадающих разломов в виде протрузий из состава более древних надвигов.

Наиболее представительным объектом в пределах Горного Алтая является Чаганузунский ультрабазитовый массив (рис. I) и ассоциирующие с ним зеленокаменные метазэффузивные и метатерригенные отложения и олистостромы. Спецификой Чаганузунского массива является его отчетливое залегание в висячем крыле структуры листрического типа, элементы которой на глубину до I км однозначно выявлены подземными выработками и буровыми скважинами. У поверхности залегание плоскости сместителя субвертикальное, на глубине 700-800 м от поверхности ее падение постепенно вылаживается и достигает 55-48° на северо-восток [10]. Продолжительное развитие взбросо-надвиговой структуры по системе разрывов листрического типа в раннем и среднем палеозое подчеркивается субвертикальным залеганием в ее составе девонских конгломератов и олистостром нижнего кембрия, формирование которых могло происходить только в условиях резко расчлененного рельефа [1].

З качестве вмещающих для ультрабазитов Чаганузунского массива выступают в лежащем крыле взбросо-надвига осадочно-вулканоогенные образования арыдханской свиты - известняки, конглома-

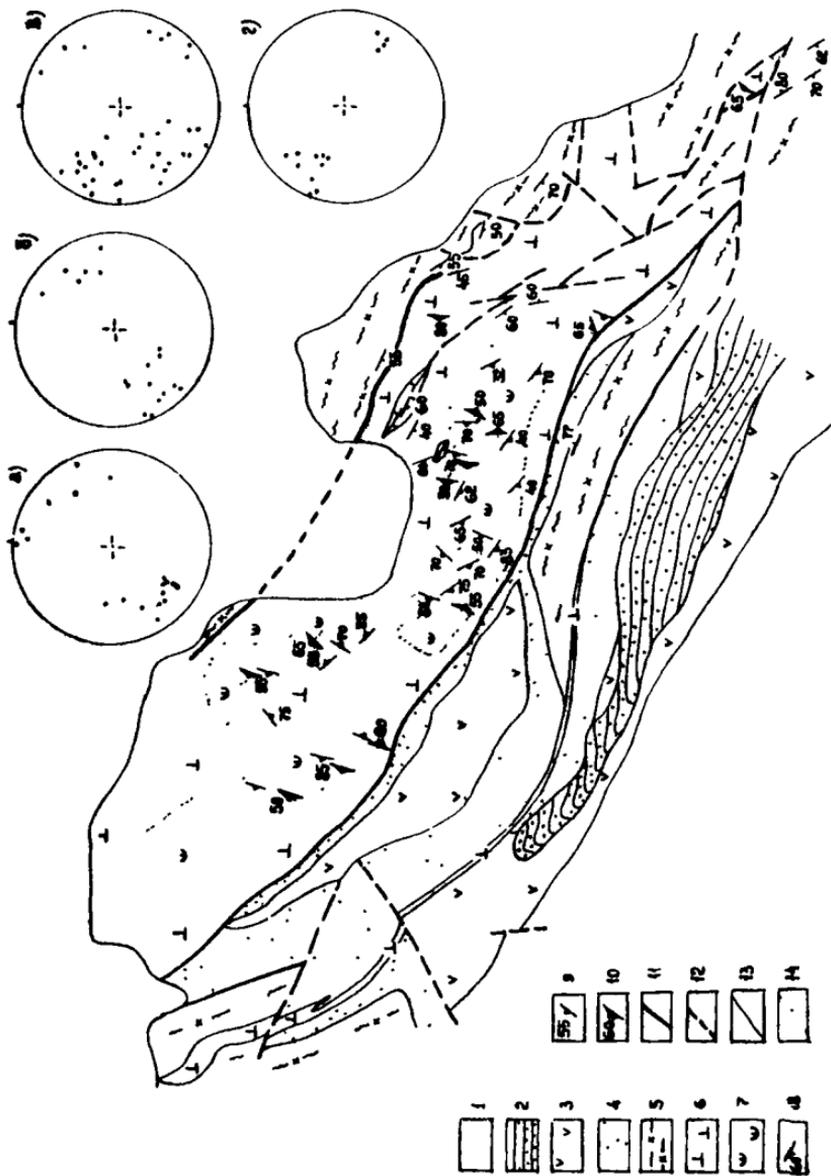


Рис. 1. Структурная схема Чаганузунского массива

1 - четвертичные отложения; 2 - терригенные отложения девона; 3 - вулканогенная толща девона; 4 - терригенные отложения девона; 5 - докембрийские метаморфиты; 6 - серпентиниты алоперидотитовые; 7 - слабо измененные перидотиты; 8 - замеры сланцеватости; 9 - замеры минеральной уплотненности оливина и пироксена; 10 - замеры струйчатости хромита; II - тектонические нарушения достоверные; 12 - тектонические нарушения предполагаемые; 13 - геологические границы; 14 - границы между петрографическими разновидностями. На диаграммах: а - полюса сланцеватости вмещающих пород; б - полюса сланцеватости гипербазитов; в - полюса минеральной уплотненности оливина и пироксена; г - полюса минеральной уплотненности (струйчатости) хромшпинелидов

раты, хлорит-серицитовые сланцы, плагиоклазовые и пироксеновые порфириты, туфы. В вулканогенных породах вблизи массива проявлен интенсивный динамометаморфизм, в результате которого в породах практически не встречается нераздробленных индивидов порфировых выделений. В некоторых участках разреза у эффузивов отмечается грубая шаровая отдельность, указывающая на подводный характер излияний. Карбонатные породы в западной раме массива в большинстве случаев представлены олистолитами внутри эффузивно-терригенной олистостромы. Олистолиты ориентированы своими длинными осями близкопараллельно с элементами слоистости в матриксе, представленными преимущественно прослоями в туфогенном материале. Возраст слоистых образований по положению в разрезе и наличию проблематик невландиевой группы принимается как самый поздний докембрий.

Выше этих отложений в разрезе залегает карбонатно-терригенная толща, прослой известняков в которой содержат археоценовую фауну санаштыкгольского горизонта ленского яруса нижнего кембрия. Однако истинное стратиграфическое положение содержащей фауны толщи в разрезе не установлено, так как все ее контакты тектонические. По всей видимости, она представляет собой продукт какой-то локально развитой прибрежной фации, отложения которой целиком представлены лишь внутри пакета чешуй взбросо-надвиговой структуры и не выходят в обнаруженных участках за ее пределы.

Между кембрийскими образованиями и ультрабазитовым массивом залегает тектоническая чешуя, представленная в основном андезитами, в меньшей мере их туфами и конгломератами. Образования этой чешуи не испытали серьезных динамометаморфических

или региональных преобразований, что указывает на то, что современная структура пакета пластин была собрана из отложений, испытавших различную степень погружения, и существенно различающихся по продолжительности пребывания в условиях тектонического стресса.

В висячем крыле - в северо-восточном экзоконтакте ультрабазитового массива - на контакте с ультрабазитами местами присутствуют небольшие тела гранатовых амфиболитов, отвечающих эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. С ними по зонам разрывов контактируют более широко распространенные актинолитовые сланцы, а еще дальше от контакта - зеленосланцевые образования арыджанской свиты, в том числе олистостромовые. В подавляющем большинстве случаев разломы, разъединяющие метаморфические образования различных фаций, вблизи экзоконтакта массива ультрабазитов субвертикальны. По мере удаления от него элементы залегания плоскостей разрывных нарушений выносятся в северо-восточном направлении. На удалении 3-5 км от северо-восточной границы массива разрывные нарушения ранних генераций имеют относительно пологую ориентировку, являясь контактовыми поверхностями раннепалеозойских покровов [3].

Одной из наиболее существенных черт структуры рамы Чаганузунского массива является наличие тонкой (первые десятки метров - первые сотни метров) полосы ультрабазитов (серпентинитов), протягивающейся в I км от юго-западного контакта массива и субпараллельно ему на протяжении более 8 км. Ее приуроченность к разрывной структуре листрической формы подтверждена многочисленными подземными выработками и буровыми скважинами. Это весьма наглядно иллюстрирует закономерность строения пакета тектонических пластин в структуре чешуйчатого взбросо-надвига с субпараллельной системой поверхностей сместителей.

Ультрабазиты Чаганузунского массива интенсивно серпентинизированы. Преимущественно это апогарцбургитовые серпентиниты с несколько повышенным содержанием оливина [13]. Наименее измененные разности, сохранившие свой первичный состав и структуру, присутствуют внутри серпентинитов в виде обособленных тел в западной половине массива [11]. С ними связаны также измененные перидотиты, содержащие кроме оливина моноклинный пироксен и роговую обманку. Участки слабоизмененных ультраосновных пород обрамлены полями апогарцбургитовых серпентинитов. Они же нацело слагают юго-восточную половину Чаганузунского массива, которая,

вероятно, представляет собой более высокую часть разреза ультрабазитового массива [10]. Крайняя юго-восточная часть главного тела Чаганузунского массива представляет собой серпентинитовый меланж, в который включены блоки метаморфических и карбонатных пород как из висячего, так и из лежащего крыльев обрамления массива, что интерпретируется нами как проявление меланжирования на участке субвертикального протрудирования, вероятно уже в структурной обстановке, близкой по конфигурации с современной, когда ультрабазитовое тело своими уплощенными сторонами занимало не субгоризонтальное, а субвертикальное положение.

Одним из наиболее молодых компонентов офиолитового комплекса являются, вероятно, дайки основных пород - габбро, габбро-диабазов и реже - габбро-диоритов, залегающие как среди ультрабазитов, так и во вмещающей массив серии первично вулканогенно-осадочных метаморфических пород.

Внутри эффузивных образований балхашской свиты прослежена серия даек основного состава, простирающаяся субпараллельно простиранию выходов свиты. Дайки были обнаружены и описаны в коренных обнажениях по логам (с запада на восток) от нижнего течения руч. Мештуярык до среднего течения руч. Янтерек. В большинстве случаев контакты даек перпендикулярны простиранию слоистости внутри вмещающей их толщи, однако в ряде случаев прослеживание даек показывает, что они меняют свое простирание и падение и становятся субпараллельными слоистости (напластованию потоков). Дайки представлены преимущественно среднезернистыми породами, состоящими из плагиоклаза и роговой обманки. Закалочные зоны обычно не превышают первых миллиметров. Настоящих взаимоотношений типа "дайка в дайке" не расшифровано, хотя количество даек в общем объеме разреза часто бывает очень большим.

Внутри ультрабазитового массива вокруг даек основных пород в северо-западной части массива проявляется отчетливая аллометаморфическая серпентинизация. Общее влияние даек на ультрабазиты неизмеримо мало по сравнению с масштабами аутометаморфической серпентинизации, которая была описана Г.В. Пинусом и его коллегами [13]. В пределах массива дайки образуют серию, относительно полого ориентированную внутри тела массива с преимущественными падениями на север.

Петроструктурные исследования пород Чаганузунского ультрабазитового массива включали изучение сланцеватости, распределения минеральной уплоченности и линейности структур течения,

площадной характеристики трещинной тектоники.

Сланцеватость во вмещающих породах (рис. I, а), так же, как и в гипербазитах (см. рис. Iб), имеет четко выраженное северо-западное простирание, согласное с простиранием контактов массива и основных тектонических структур района. Преобладает юго-западное падение, менее распространено северо-восточное. Полоса минеральной уплотненности оливина, пироксена и псевдоморфоз (бастит, куммингтонит, карбонат) по ортопироксену на диаграмме (см. рис. Iв) образуют пояс, в пределах которого отличаются два максимума. Один из них соответствует структурным элементам северо-западного простирания, т.е. согласным с предыдущими, а другой — элементам северо-восточного простирания, т.е. является секущим по отношению к основным тектоническим структурам. Развито преимущественно юго-западное и северо-западное падение. Струйчатость хромшпинелидов (см. рис. Iг), а также полосчатость (единичные замеры) характеризуются исключительно северо-восточным простиранием, т.е. соответствуют второму максимуму минеральной уплотненности оливина и пироксена. Учитывая, что полосчатость и струйчатость хромита отражают ориентировку первичных или ранних структур в метаморфизованных гипербазитах [6], можно сделать следующий вывод.

Анализ распределения минеральной уплотненности в гипербазитах Чаганузунского массива позволяет выявить два этапа его становления; более ранний — доконсолидационный и более поздний — синтетектонический. К структурным элементам раннего доконсолидационного этапа можно отнести струйчатость хромита (аз. прост. IВ-30°, угол падения 50-80° СЗ), а также первичную минеральную уплотненность S_0 оливина и пироксена (аз. прост. I9-34°, угол падения 50-80° СЗ). Ориентировка этих элементов резко несогласна по отношению к основным тектоническим структурам вмещающей рамы, для которой характерно рассланцевание северо-западного простирания с падением на юго-запад и северо-восток (аз. прост. 300-330°, угол падения 50-80°). На более позднем, синтетектоническом, этапе происходит переориентировка первичной минеральной уплотненности S_0 на вторичную S_1 (аз. прост. 300-340°, угол падения 50-80° КЗ), что демонстрируется поясом полюсов от S_0 к S_1 (см. рис. Iв), а также развитием сланцеватости в гипербазитах (аз. прост. 300-340°, угол падения 50-80° КЗ). Структурные элементы данного этапа являются конкордантными по отношению к вмещающей раме. Переориенти-



Рис. 2. Реконструкция палеонапряжений синтетектонического этапа становления массива.

1 - контуры основных геологических границ; 2 - габброиды, диабазы массива; 3 - точки массовых замеров трещиноватости и их номера; 4 - направления сжатия (оси σ_1') 1-й стадии синтетектонического этапа, определенные в точках наблюдения; 5 - направления сжатия (оси σ_2') 2-й стадии синтетектонического этапа, определенные в точках наблюдения; 6 - основное (результатирующее) направление сжатия 1-й стадии синтетектонического этапа; 7 - основное направление сжатия 2-й стадии синтетектонического этапа. На диаграммах: а - полюса минеральной уплощенности (S_0) и линейности (L_0) доконсолидационного этапа становления массива; б - полюса минеральной уплощенности (S_1) и линейности (L_1) 1-й стадии синтетектонического становления массива; в - полюса минеральной уплощенности (S_2) и линейности (L_2) 2-й стадии синтетектонического этапа; г - полюса даек в теле гипербазитов. Точками показаны полюса минеральной уплощенности, кружками - выходы линейности, треугольниками - выходы осей растяжения, крестиками - полюса даек

ровка минеральной уплощенности оливина и пироксена происходит на стадии пластического течения и сопровождается последовательной сменой мезогранулярных структур порфиорокластическим и лейстовым типами, что подтверждается петрографическими исследованиями.

Распределение минеральной уплощенности характеризуется следующими особенностями. Линейность структурных элементов доконсолидационного этапа (L_0) не имеет четко выраженной ориентировки (рис. 2а) и ложится в пояс по всей длине основной плоскости уплощенности (S_0). Слабая концентрация точек соответствует аз. погр. 320° , углу погр. 55° . Линейность (L_1) синтетектонического этапа для уплощенности (S_1), падающей на юго-запад, также располагается в виде пояса от восточного до северо-северо-восточного воздымания (рис. 2б), но при этом можно выделить два максимума концентраций (первый - аз. погр. $265-295^\circ$, угол погр. $20-60^\circ$; второй - аз. погр. $150-200^\circ$, угол погр. $20-60^\circ$). Линейность (L_2) синтетектонической уплощенности, падающей на северо-восток (S_2), несмотря на свое слабое распространение, концентрируется (рис. 2в) в четкий максимум (аз. погр. $60-80^\circ$, угол погр. $50-65^\circ$). При сопоставлении с данными по трещиновой тектонике элементы σ_2' и L_2 можно отнести ко второй, более поздней, стадии синтетектонического этапа. Слабое распространение этих элементов свидетельствует о преобладании хрупких деформаций при данных дислокациях.

Анализ трещиновой тектоники позволяет разделить синтетектони-

ческий этап становления Чаганузунского массива на две стадии. Первая из них характеризуется преимущественным развитием субгоризонтальных осей главных нормальных напряжений (σ_1 и σ_3), в то время как для второй плоскость осей σ_1 и σ_3 ориентируется в существенно вертикальном или близком к нему положении. Первая может сопровождаться дислокацией типа надвига, а вторая — взброса или сброса.

Проведенное изучение массовых замеров трещин в пределах массива и во вмещающих породах, а также трещин скола с выделением сопряженных систем трещин по методике П.Н. Николаева [12] позволило выявить весьма сложный план распределения напряжений (см. рис. 2). Практически на всех диаграммах выделяются, как минимум, две системы осей главных нормальных напряжений. На стадии надвиговых дислокаций действует пара сил σ_3^1 (см. рис. 2, таблица), ориентированных под прямым углом друг к другу (рис. 3, а-е). Однако их результирующее (суммарное) сжатие, зафиксированное при анализе трещин по всему массиву в целом, направлено нормально по отношению к основным тектоническим структурам района и вторичной минеральной уплотненности S_1 гипербазитов (см. рис. 3, ж, табл.). Именно эти две силы, действующие в западном и южном направлениях, вызвали переориентировку минеральной уплотненности оливина и пироксена. Оси растяжения σ_1 этой стадии ложатся в пояс от север-северо-западного до восток-юго-восточного воздымания с двумя максимумами на севере и востоке, к которым и приурочена линейность L_1 переориентированной минеральной уплотненности S_1 , падающей на юго-запад (см. рис. 2б). Этими же направлениями контролируется распределение даек в массиве, голысы которых образуют подобный пояс (см. рис. 2г), т.е. дайки выполняют трещины отрыва, ориентированные перпендикулярно оси σ_1 .

Субвертикальные дислокации сбросо-взбросового характера вызываются сжатием, направленным преимущественно в северо-восточном направлении (см. табл., рис. 2). При этом оси растяжения σ_1^2 локализуются вблизи вертикальной оси. На этой стадии деформации происходит частичная переориентировка вторичной минеральной уплотненности S_1 , падающей на юго-запад, на минеральную уплотненность S_2 с падением на северо-восток, т.е. согласно общему погружению массива. Линейность L_2 минеральной уплотненности S_2 ложится вблизи осей растяжения σ_1^2 заключительной стадии деформации Чаганузунского массива (см. рис. 2в).

Данные, полученные при анализе трещинной тектоники, согласу-

1я стадия



2я стадия



Рис. 3. Диаграммы трещиноватости пород и выхода осей главных нормальных напряжений.

I-я стадия синтетектонического этапа: а, б - для т.н. № 3; в, г - для т.н. № 4; д - для т.н. № 5; е - для т.н. № 6; ж - для массива в целом; 2-я стадия синтетектонического этапа: з - для т.н. № 5; и - для т.н. № 6; к - для т.н. № 2; л - для массива в целом. Изолинии проведены через 1-2-4-6-8 %. Стрелки внутри диаграмм - направление асимметрии максимумов сопряженных систем трещин; стрелки на внешнем круге диаграмм - направления сжатия

Координаты осей главных нормальных напряжений для Чаганузунского массива на синтетектоническом этапе становления

Стадия деформаций	Точка наблюдения	Диаграмма на рис. 3	Ось сжатия σ_3		Ось растяжения σ_1		
			аз. возд.	угол возд.	аз. возд.	угол возд.	
I-я стадия (надвиг)	3	а	177	23	73	34	
		б	85	16	350	23	
	4	в	5	10	102	26	
		г	271	4	3	22	
	В целом по массиву	5	д	80	35	2	2
		6	е	170	15	56	40
2-я стадия (сброс-взброс)	5	з	74	0	315	84	
		и	84	16	256	68	
	В целом по массиву	1	к	240	8	97	80
		л	57	12	297	62	

ются с реконструкциями предыдущих исследователей [10, 13]. П.П. Кузнецов, в частности, предполагает, что пологое на ранних стадиях падение плоскостей сместителей между отдельными частями сформировавшегося пакета тектонических чешуй в современной фронтальной части надвига (т.е. в районе Чаганузунского массива) изменилось и достигло $80-85^\circ$ в связи с активным поднятием Баратальского горста и резким сокращением площади Курайского прогиба при складчатости. При дифференцированном воздымании ядра Баратальского горста по отношению к его северо-восточному крылу плоскости сместителей в системе Чаганузунского разлома (теперь уже по морфологии взбросо-надвига) могли играть роль обратных сбросов, что привело к дополнительному осложнению структуры [10].

Выявленная связь линейных и плоскостных элементов в гипербазитах с осями главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 позволяет предполагать, что на раннем доконсолидационном этапе своего становления Чаганузунский массив залегал в пределах крупной тектонической структуры с простираем $20-30^\circ$ и падением под углом $40-60^\circ$ на северо-запад. При этом основное сжатие (σ_3) было направлено нормально к данной плоскости, а максимальное растяжение (ось σ_1) ориентировано согласно максимуму линейности L_0 (аз. возд. 140° , угол возд. 55°). Такая структура с позиции тектоники плит может трактоваться как зона обдукции океанической коры, фрагментом которой выступает Чаганузунский офиолитовый комплекс.

Не противоречат такие кинематические характеристики и варианту интерпретации, в котором структура пакета пластин чешуйчатого Курайского взбросо-надвига формировалась за счет суммы возвратно-поступательных движений по системе разрывов листрического типа, поскольку в породах массива залечались следы деформаций, происходивших при довольно высоких параметрах (возможно, до условий эпидот-амфиболитовой фации). Наличие комплекса даек и присутствие в составе пакета чешуй, содержащих слабоизмененные среднепалеозойские породы, указывает на чередование условий растяжения-сжатия, поскольку указанные геологические образования могли возникать только в условиях раскрытия трещин и образования локальных прогибов.

В целом реконструкция кинематики становления твердопластически деформированных пород Чаганузунского массива в какой-то мере раскрывает условия деформации структуры офиолитов на при-

нице между офиолитовой зоной и ее устойчивым крылом, в данном случае – Баратальским горстом.

Залегание ультрабазитов офиолитовой ассоциации Горного Алтая повсеместно аллохтонное – либо в составе пластин тектонических покровов, либо в форме приразломных протрузий – в том числе и вне полей распространения пород офиолитовой ассоциации. Однако залегание пород офиолитовой ассоциации целиком нельзя считать аллохтонным, так как в районе пос. Акташ (в относительно легкодоступном для исследования месте) наблюдается стратиграфический контакт между преимущественной карбонатной позднерифейской (?) баратальской толщей и осадочно-вулканогенными образованиями венд-раннекембрийской манжерокской толщи, которая отвечает верхней, вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации. Таким образом, в структуре Горного Алтая местами сохраняются неразрушенные реликты взаимоотношений между офиолитогенерирующими структурами и их древними (континентальными?) крыльями.

Литература

1. Беляев С.Ю., Кузнецов П.П. //Геология и геофизика, 1978. № II. С. 26-32.
2. Боголепов К.В., Яншин А.Л. //Геология и геофизика, 1973. № 8. С. 12-24.
3. Буслов М.М. //Геология и геофизика, 1987. № 8. С. 18-26.
4. Буслов М.М. //Комплексные геологические исследования Сангилена (юго-восточная Тува). Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 107-118.
5. Буслов М.М. //Тектонические исследования на территории Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 46-57.
6. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 404 с.
7. Коробейников В.П., Шалов А.П., Сурков В.С., Исаков В.М. //Геология и геофизика, 1980. № 9. С. 19-33.
8. Кузнецов В.А. //Докл. АН СССР, 1948. Т. 60. № 2. С. 269-271.
9. Кузнецов П.П. //Геология и геофизика, 1976. № 8. С. 26-34.
10. Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 96 с.
11. Кузнецов П.П., Симонов В.А. //Геология и геофизика, 1976. № 7. С. 102-106.
12. Николаев П.Н. //Изв. вузов. Геология и разведка, 1977. № 12. С. 103-115.
13. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

НЕКОТОРЫЕ ДОПОЛНЕНИЯ К СХЕМЕ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ НОРИЛЬСКОГО РЕГИОНА И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Норильский рудный район, приуроченный к Енисейско-Оленекскому рудному поясу, расположен в области развития разветвленных рифтоподобных структур, представляющих собой единую систему [2,4].

Норильский район как самостоятельная глубинная структура оказался расположенным в области торцевого сочленения Енисейско-Хатангской и Западно-Сибирской рифтовых систем [2], наличие же внутриконтинентальной рифтоподобной системы в совокупности с разноориентированными разломами, широко развитыми в Норильском регионе, предопределило исключительно высокую проницаемость земной коры и латеральную миграцию мантийного сульфидоносного состава.

В процессе проведения геолого-разведочных работ автором были получены некоторые новые данные по структуре данного рудного района. Выполнен совокупный анализ комплекса геолого-геофизических данных с использованием как традиционных, так и нетрадиционных методов, при интерпретации которых учитывалось следующее:

- в целях нивелировки неотектонических и других факторов, затушевующих и осложняющих выявление истинных структур, использована жесткая рисовка наиболее крупных морфоструктур района (озера: Пясино, Мелкое, Лама, Глубокое, Собачье, Кета, Хантайское; долины рек: Дудинка, Ергалах, Рыбная, Фокина и др.);

- характеристики рисунков гидросети и ландшафтов, проявляющихся на площадях развития разновозрастных геологических образований. Ярким примером разнохарактерных ландшафтов здесь могут служить левобережье и правобережье долины реки Рыбная: наличие сдвинутых долин левых притоков и сопутствующие им многочисленные каньонообразные участки и, напротив, меандрирующая гидросеть, обильное развитие озер на правобережье позволяют сделать вывод о том, что юго-западный блок (относительно р. Рыбная) поднят, северо-восточный - опущен. Очень четко выявляются сдвиговые составляющие в районе озер: Лама, Глубокое, Собачье, Кета; в среднем течении реки Дудинка и т.д. (рис. I);

- наличие, концентрация разнородных геофизических аномалий приурочены к линейно вытянутому бассейну озера Пясино, длинная ось его совпадает с простиранием долины р. Рыбная, к которой, в свою очередь, приурочены линейные аэрогнитные аномалии про-

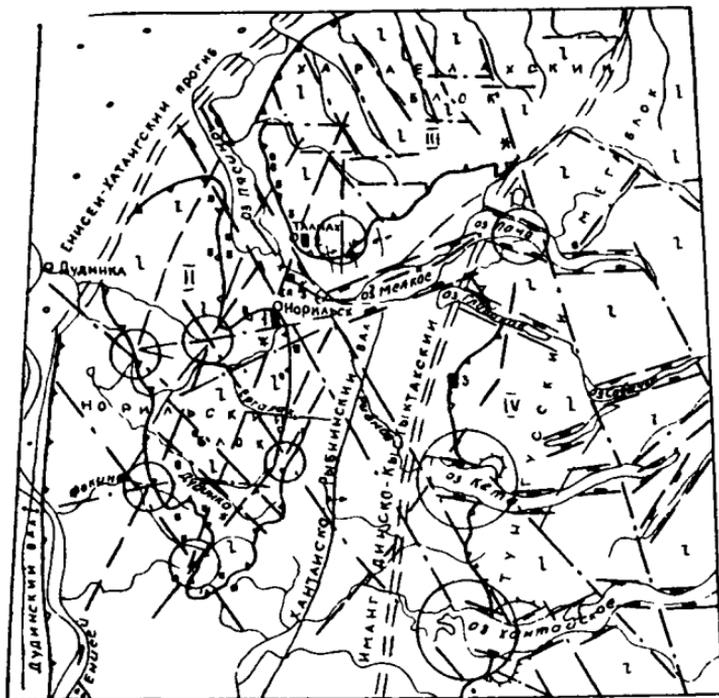


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Норильского района (вне масштаба).

Составлена по материалам НКГРЭ с дополнениями С.С.Морозова.

<u>Границы</u>		<u>Структурно-формационные комплексы</u>	
==	мегаблоков		рифейский
-x-	блоков		вендско-позднепалеозойский
	структурно-формационных комплексов		позднепалеозойский-ранне-триасовый
	рифтоподобных структур		мезозойско-кайнозойский
<u>Основные пиклятивные структуры (мульды)</u>		<u>Палеовулканогенные образования</u>	
I - Норильская; II - Вологодчанская;			палеовулканы
III - Харлаухская; IV - Сыверлинская			трубки взрыва
<u>Основные дизъюнктивные структуры</u>		<u>Эндогенные полезные ископаемые</u>	
---	выделенные ранее проведенными работами		рудные оруденения
-.-.-	предполагаемые (см. текст)		рудные узлы
		1	норильский;
		2	талыхский;
		3	Альгдинский
	участки, перспективные на выделение медно-никелевого оруденения		
	структурно-песковая скважина		

тяженностью 6-8 кН, ориентированные согласно долине реки. Все это позволяет выделить единую Рыбинско-Пясинскую зону разломов, являющихся бисекторной зоной (по Ремпелю, 1988) входящего угла северо-западной части Сибирской платформы, а область сочленения рифтоподобной структуры (оз. Пясино) с разломами северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания;

- результаты анализа космofотоснимков позволяют сделать вывод о наличии крупных региональных разломов северо-западного простирания, секущих Приенисейский и Тунгусский мегаблоки;

- результаты анализа площадного распределения всех выявленных эндогенных рудопроявлений, месторождений и приуроченности их к конкретным структурам позволяют усомниться в исключительности рудоконтролирующей роли Норильско-Хараелахского разлома, господствующей в практике ныне проводимых поисковых работ, и сделать предположения о наличии других рудоконтролирующих структур (рис.1);

- результаты анализа мощностей палеозойских отложений по данным структурно-поискового бурения скважины СП-3 (глубина 1700 м), расположенной в зоне предполагаемой рифтогенной структуры в пределах Оганерской антиклинали (см. рис.1), показывают, что мощности ордовикских отложений превышают на 700-800 м мощности этих же отложений, вскрываемых на Талнахском и Норильском рудных узлах (по данным А.Г. Ядренкиной и др., СНИИГИМС, 1989);

- виргационной характер крупных пликативных образований в области сочленения блоковых структур (более подробно о блоковых структурах изложено ниже);

- данные о пространственном распределении полярных сияний и его взаимосвязи с геологической структурой Норильского района [3]. Результаты интерпретации этой схемы довольно хорошо коррелируются с комплексом полученных данных, описанных выше.

Исходя из этого предполагается, что на конфигурацию изолиний вероятности появления полярных сияний отчетливо влияют зоны разломов. Изолинии с различными вероятностями ($p = 0,043$, а также $p = 0,046; 0,05; 0,054$ и др.) имеют наиболее четко выраженную линейную конфигурацию, ориентированную в северо-западном и северо-восточном направлениях. Субмеридиональные же структуры, описываемые [3], смотрятся на фоне более крупных и четко выраженных (с простираниями СВ-КЗ и СЗ-ЮВ) как второстепенные и осложняющие разрывные нарушения.

В пределах рассматриваемого региона в строении платформенного чехла выделяются четыре основных структурно-формационных комплекса [2]: 1) рифтовый, 2) вендско-позднепалеозойский,

*) позднепалеозойско-раннемезозойский вулканогенный, 4) мезозойско-кайнозойский.

В современном структурном плане региона выделяются западная окраина Тунгусского мегаблока и фрагмент Приенисейского блока, условно названный Норильско-Хараелахский мегаблок.

Западный фрагмент Тунгусского мегаблока на рассматриваемой территории (Сверминское плато, см. рис. I) представлен областью торцевого сочленения рифтогенных структур, обусловленных наличием субпараллельных линейно вытянутых озер (Лама, Глубокое, Собачье, Хантайское, Накомякан) с Имагдинско-Кыстыктахским разломом, являющимся границей Норильско-Хараелахского и Тунгусского мегаблоков.

В данной работе наиболее подробно надлежит рассмотреть Норильско-Хараелахский мегаблок, в пределах которого выделяются Норильский (жпный) и Хараелахский (северный) блоки. Предполагается, что межблоковой границей служит Пясинко-Ламская рифтогенная структура, на участке резкого перегиба которой (хорошо выделяющегося при жесткой рисовке морфоструктуры) выделены биссекторные зоны выходящего и входящего углов соответственно Норильского и Хараелахского блоков. К западным окраинам этих зон и приурочена перспективная на рудоносность площадь междуречья рек Листвянка-Хребтовая-Валек-Аякли (восточнее Талтахского рудного узла, см. рис. I). Выделенную межблоковую границу предположительно можно рассматривать как фрагмент кольцевой структуры. Норильско-Хараелахской мегаблок осложнен на западной и восточной окраинах параллельно расположенными Дудинским и Хантайско-Рыбинским поднятиями, соответственно имеющими длину около 400 км при ширине 60-80 км. Углы падения пород в своде составляют 3-5°, а на крыльях 7-20°.

На фоне отмеченных структур устанавливаются мелкие структуры в виде небольших складок. Из самостоятельных структур на севере Хантайско-Рыбинского вала следует отметить ряд антиклинальных и седловидных виргационных складок, расположенных в области сочленения Игарского и Норильского блоков (первый за пределами рассматриваемой территории).

Трапповые мульды, осложняющие Норильско-Хараелахской мегаблок, представляют собой асимметричные брахисинклинальные структуры, имеющие размеры 100-150 км при ширине около 60 км [1]. Углы падения пород в пределах мульд колеблется от 5-10°, реже до 20°.

Помимо уже отмеченных рифтогенных структур, выявленных в пределах обоих мегаблоков и представляющих собой единую систему,

на территории Норильского региона выделяются две субвзаимно перпендикулярные системы разрывных нарушений: северо-западной, северо-восточной и субмеридиональной, субширотной ориентировок (см. рис.1). Наиболее контрастно разрывные системы выделяются в пределах Норильского блока, что объясняется увеличением мощности вулканогенной толщи в северном направлении (Хараслахский блок). Выделяемые системы разрывных нарушений имеют важное поисковое значение: с узлами пересечения разноориентированных разломов, разломов и рифтоподобных структур увязываются места расположения перспективных на рудоносность площадей, а также большинство выявленных эндогенных рудопроявлений и месторождений (см. рис.1).

В обязательном порядке следует отметить, что в отличие от нашей точки зрения на рифтогенную природу О.А. Джииков [2] считает весь северный фрагмент Приенисейского мегаблока, Норильский регион рифтогенным прогибом субмеридионального простирания.

На основании вышеизложенного, с учетом хронологии открытий рудных узлов в Норильском районе, низкой эффективности ныне проводимых поисковых работ (более 25 лет нет новых открытий крупных месторождений медно-никелевых руд) и с каждым годом возрастающей потребности Норильского ГМК в приросте новых запасов медно-никелевых руд предложенные дополнения к схеме структурно-тектонического строения Норильского региона, несмотря на ряд спорных и дискуссионных моментов, требуют переоценки и пополнения арсенала поисковых признаков и критериев, а также некоторых факторов рудоконтроля. В частности же рекомендуется при проведении геологоразведочных работ обращать более пристальное внимание на относительно крупные линейные морфоструктуры, на их периферийные части, участки сочленения и пересечения их с другими разноориентированными структурами, учитывая при этом возможную "бронирующую" роль вулканогенной толщи, являющейся своего рода затушевывающим фактором при оценке значимости той или иной структуры.

Литература

1. Бородаевская Н.Б., Кривцов А.И., Лихачев А.П. и др. Принципы и методы прогнозирования скрытых месторождений меди, никеля, кобальта. М.: Недра, 1987. 243 с.
2. Джииков О.А., Дистлер В.В., Стругин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 272 с.
3. Краковецкий Ю.К., Попов П.Н., Дороница И.П., Чагаров Л.М. //Изв. вузов. Геология и разведка, 1984. № 8. С. 18-19.
4. Геология рудных месторождений. 1987. Т. 29. Вып. 6. С. 113-117.

А. П. Косоруков, А. Э. Динер, Э. П. Парначев

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОДАХ
СОЛГОНСКОГО КРАЯ

В Солгонском крае, разделяющем Назаровскую и Северо-Минусинскую впадины, в последние годы при проведении крупномасштабной геологической съёмки выявлены многочисленные проявления интрузивных субщелочных и щелочных пород (рис. 1), формационная принадлежность и возраст которых являются предметом дискуссии. В восточной части края субщелочные и щелочные породы описаны в составе нижне-среднедевонского вулканоплутонического комплекса [1], в западной - отнесены к пластовым интрузиям мезозойских базальтов [4] или к

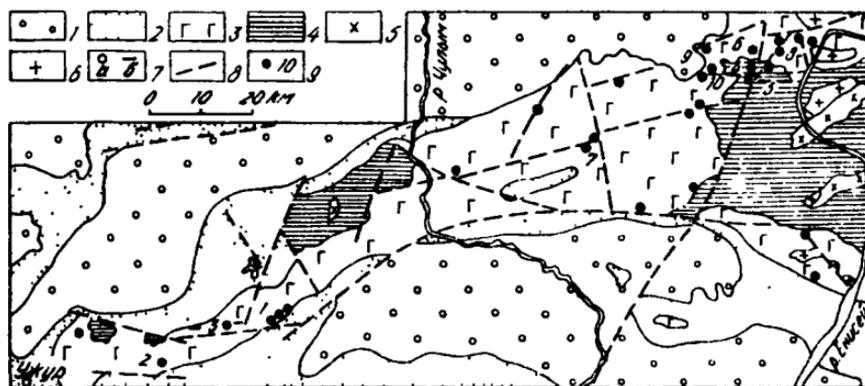


Рис. 1. Схема размещения субщелочных и щелочных интрузивных пород в Солгонском крае.

1-4-стратифицированные отложения. 1-юрские и нижнекаменноугольные, 2-средне- и верхнедевонские карбонатно-терригенные толщи, 3-нижнедевонский осадочно-вулканогенный комплекс (обьская серия), 4-складчатые толщи додевонского фундамента; 5-7-интрузивные образования: 5-додевонский габбро-диорит-гранитный комплекс, 6-нижнедевонский нордмаркит-граносyenитовый комплекс, 7-интрузивные субщелочные и щелочные породы черносонянского комплекса (крупномасштабно): в штоки, neck и массивы (габбро-диориты, анортозиты, базальты) или группы линейных тел; 8-главные диориты фундамента; 9-10-интрузивные массивы: 1-Верхнекузнецкий, 2-Таловский, 3-Бланский, 4-Таловский, 5-Ассольский, 6-Верхнекузнецкий, 7-Кемчугский, 8-Верхнешумихинский, 9-Таловский, 10-Верхнекузнецкий.

черносопкинского комплексу пермо-триасового возраста [3]. Эти образования слагают штоки, нейки и силы, линейные и неправильной формы секущие тела с площадью выхода на дневную поверхность до 3-5 кв. км, а также многочисленные дайки, интрузирующие складчатые породы додевонского фундамента, нижнедевонские осадочно-вулканогенные толщи и, в отдельных случаях, средне-верхнедевонские карбонатно-терригенные отложения [3]. Размещение всех этих тел контролируется главным образом субширотными и северо-восточными дизъюнктивными нарушениями, связанными с зоной Солгонского глубинного разлома.

Среди интрузивных образований выявлены сложные двухфазные массивы и тела простого состава, сложенные породами одной фазы внедрения.

Типичными представителями двухфазных массивов являются Верхнекзынджильский и Верхнеталиновский штоки, расположенные в западной части Солгонского края в бассейне рек Солгон и Терехта, а также Таловский и Рассошинский массивы, выявленные в долине р. Бирюса, и Лабазенский неек, установленный в бассейне её левого притока - рч. Лабазнал.

Верхнекзынджильский массив представляет собой изометричный шток площадью 0,25 кв. км (рис. 2, А). В его западной части выделяется округлое (250 x 250 м) концентрически зональное тело, сложенное в центральной части средне- и крупнозернистыми теменитами, далее трахитоидными и порфиroidными ацимцимовыми габбро и, наконец, трахидолеритами. Массив габброидов на западе прорывает толщу покровных базальтов нижнего девона, а с севера, востока и юга охвачен полукольцевым телом щелочных сиенит-порфиров. Среди последних выделяются зоны меланократовых разностей, приуроченные к приконтактовым частям. Сами габброиды в контактовой зоне альбитизированы и биотитизированы, а вмещающие базальты ороговикованы и также биотитизированы.

Верхнеталиновский массив имеет площадь выхода на современную эрозионную поверхность около 3 кв. км и по строению подобен вышеописанному. У массива вскрыта апикальная часть, содержащая провеси кровля, а в его строении принимает участие трахидолериты и субщелочные габбро-долериты. При этом в наиболее эродированных зонах появляются субщелочное лейкократовое оливиновое и ацимцимовое габбро. щелочные сиенит-порфиры второй фазы слагают в восточной части массива линейное меридионально ориентированное

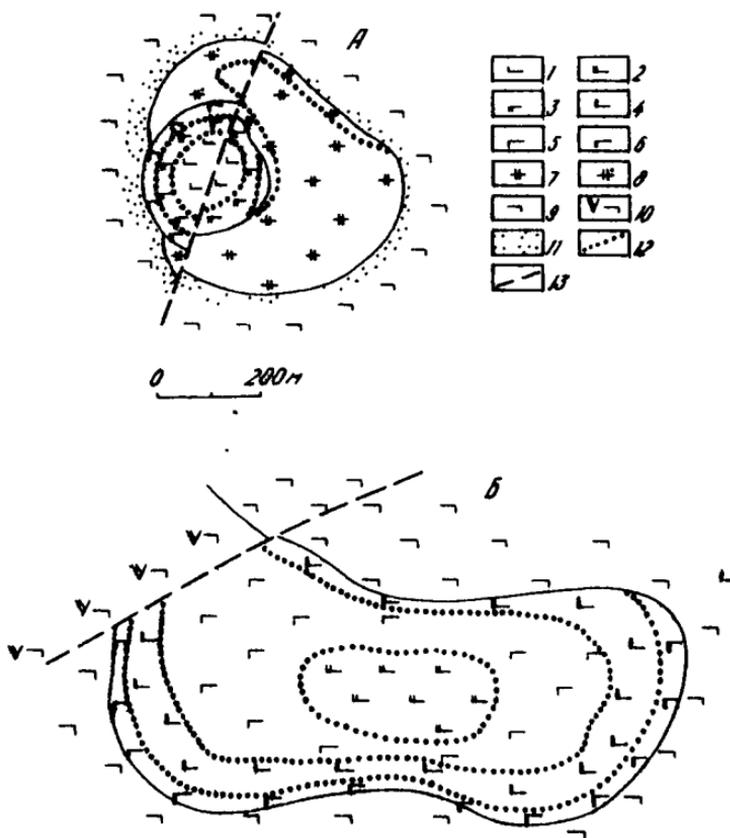


Рис. 2. Схема геологического строения Верхнекызылдузхульского (А) и Кланского (Б) массивов.

1-тешениты; 2-нефелиновые тешениты; 3-трахитоидное и анальцимовое порфиридовидное габбро; 4-тешенито-пироксениты; 5-субщелочное лейкократовое оливковое габбро; 6-трахидолериты; 7-щелочные сиенит-порфиры; 8-меланократовые щелочные сиенит-порфиры; 9-базальты; 10-андезитобазальты; 11-ороговикование и биотитизация; 12-фациальные границы; 13-дизъюнктивные нарушения

тело, на контакте с которым габброиды калишпатизированы, биотитизированы и амфиболизированы. В экзоконтакте нижнедевонские вулканы ороговикованы, скарнированы и фенитизированы.

Т а л о в с к и й массив приурочен к зоне субширотного Гирсинского сброса и на современной эрозионной поверхности имеет Г-образную форму, в его строении также намечается концентрическая зональность. Центральная часть массива сложена монцонитами, кварцевыми монцонитами, габбро-сиенитами, имеющими, как правило, полнокристаллическую средне- и крупнозернистую структуру. К периферии массива эти породы постепенно сменяются крупно- и грубозернистыми лейкократовыми субщелочными габбро и далее - количественно преобладающими зернистыми, иногда порфиридовидными трахидолеритами. Габброиды в различных частях массива прорваны небольшими линейными телами щелочных сиенит-порфиров и трахитов второй фазы.

Г а с с о ш и н с к и й массив по существу является восточным продолжением Таловского. Здесь более четко проявлена концентрическая зональность. Внешние зоны массива сложены своеобразными брекчиями, состоящими из афанитовой базальтовой массы, содержащей обломки вмещающих песчаников и сланцев додевонского фундамента. При этом ширина брекчиевой зоны меняется от 5-10 до 200-300 м, местами зона отсутствует. Ближе к центру следует зона долеритов и трахидолеритов, содержащих редкие крупные выделения плагиоклаза. В центральной части массива распространены полнокристаллические субщелочное оливиновое габбро и, реже, кварцевые монцониты. Породы второй фазы слагают здесь штокообразное тело грушевидной формы длиной до 0,3 км, состоящее из щелочных биотитовых сиенит-порфиров и трахитов.

Л а б а з и н с к и й массив представляет собой некую площадь около 1 кв. км, сходный по строению с массивом горы Черная Сопка в окрестностях г. Красноярска [5]. В первую фазу здесь сформировались шток и отходящие от него силлы долеритов. Последние имеют протяженность до 3 км при мощности до 200 м. Породы второй фазы представлены изометричным телом тингуаитов.

К простым по строению массивам, сложенным только габброидными породами первой фазы, относятся Верхнешумихинское и Еланское интрузивные тела.

В е р х н е ш у м и х и н с к и й массив расположен в левобережье р. Енисей (рис. 1) и на современной эрозионной поверхности имеет площадь рыхода около 4 кв. км. Массив размещается в складчатых толщах додевонского фундамента и сложен однородными крупнозернистыми лейкократовыми оливиновыми габбро. Предполагается, что здесь вскрыты более глубокие зоны щелочно-габброидной интрузии.

Е л а н с к и й массив находится в западной части Солгонского кряжа (см.рис. 1). Он имеет овальную, несколько удлиненную в широтном направлении форму выхода на дневную поверхность площадью 0,7 кв. км и также характеризуется концентрически зональным строением (рис. 2, Б). Его центральная часть сложена крупнозернистыми нефелиновыми тешенитами, которые к периферии последовательно сменяются субщелочным лейкократовым оливиновым габбро, тешенито-пироксенитами и, наконец, трахидолеритами. Последние на контакте с вмещающими покровными нижедевонскими базальтами слагают с западной, южной и восточной сторон непрерывную кайму мощностью 30-50 м. Покровные базальты в экзоконтактной зоне слабо ороговикованы и биотитизированы.

К простым по строению, но сложным породами только второй фазы внедрения относятся Бирсинский и Татарский массивы (см.рис.1).

Б и р с и н с к и й массив расположен в бассейне р. Бирса и приурочен к зоне субширотного Бирсинского сброса. Массив на современной эрозионной поверхности имеет эллипсовидную форму и сложен в основном щелочными трахитами, переходящими местами в нефелинсодержащие сиенит-порфиры.

Т а т а р о к и й массив находится в бассейне р. Кемчуг. Он имеет округлую в плане форму и сложен нефелинсодержащими сиенит-порфирами, приобретающими местами трахитомдное строение и переходящими в тингуаиты.

Петрографический состав субщелочных и щелочных пород, слагающих интрузивные тела Солгонского кряжа, достаточно разнообразен. Среди них преобладают субщелочные лейкократовые оливиновые габбро, анальцимовые габбро, тешениты и тешенито-пироксениты, монцитоны, трахидолериты, щелочные и нефелиновые сиенит-порфиры и тингуаиты.

Субщелочные лейкократовые оливиновые габбро представляют собой средне- и крупнозернистые породы с габбровой, габбро-офитовой, пойкилоофитовой, реже - трахитомдной структурами, с массивной или полосчатой текстурой. В минеральном составе габбро преобладают плагиоклаз-лабродор (Al_{52-53}), титан-авгит и диопсид-авгит, высокожелезистый оливин-хризотил (Fe_{25-27}), присутствуют анальцим и натролит (до 5%), а также акцессорные минералы - апатит, титаномагнетит и пирит (табл. 1).

В химическом составе лейкократовых габбро (табл. 2) отмечается повышенное содержание глинозема (Al_2O_3 , 6,7%), щелочей (Na_2O =

Таблица I

Минеральный состав (%) субмелочных и мелочных интрузивных пород
Солгоноцкого края

Порода	Плагио- клас	Титан- авгит* эгирин*	Оливин	Ортоклас и микроклин	Нефелин	Цеоциты и анальцит*	Керсутит и рибекит*	Бютит	Акирсор. минералы
Лейкокраповое габбро	65-70	13-17	10-15	-	-	3-5	-	-	3-5
Анальцитное габбро	65-67	20-25	5-7	2	0-3	5-7	0-0,5	1-2	3-4
Тешениты	50-60	15-20	5-7	-	0-15	0-15	-	2-3	2-3
Тешенито- пироксениты	40-50	20-40	5-10	-	0-7	0-7	-	-	2-3
Трахидолериты	60-75	15-20	5-15	0-5	0-3	0-5	0-1	0-1	3-5
Моноциты	40-65	10-20	1-9	10-30	-	-	0-1	0-2	4-7
Щелочные сиенит-порфиры	45-50	0-5	-	40-45	-	-	0-10	6-10	2-3
Нефелиновые сиенит-порфиры	30-35	8-10*	-	30-40	5-15	-	2-3*	1-2	2-3

Таблица 2

Средний химический состав субщелочных и щелочных пород Солгонского края (мас.%)

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,00	50,82	50,37	63,91	59,40
TiO ₂	1,22	1,40	1,40	0,38	0,41
Al ₂ O ₃	18,07	17,85	18,56	17,72	17,90
Fe ₂ O ₃	3,55	3,21	4,21	2,86	3,08
FeO	7,07	7,85	5,55	1,60	3,95
MnO	0,20	0,21	0,15	0,11	0,16
MgO	5,18	3,92	4,75	0,95	0,55
CaO	9,33	6,68	8,44	1,44	2,20
Na ₂ O	3,71	4,95	4,64	5,45	6,50
K ₂ O	1,40	2,52	1,40	5,43	5,77
P ₂ O ₅	0,47	0,59	0,53	0,15	0,08
n	10	12	10	6	5

Примечание. 1-субщелочное лейкократовое габбро, 2-тешениты, 3-трахидолериты, 4-щелочные сиенит-порфиры, 5-нефелиновые сиенит-порфиры. n - число анализов.

3,71%, K₂O = 1,40%) и пятиоксида фосфора (0,47%). Среди редких и рассеянных элементов (табл. 3) обращает на себя внимание резко пониженные концентрации никеля (16 г/т), стронция (86 г/т), ванадия (93 г/т) и хрома (26 г/т) при несколько повышенных содержаниях урана (4,9 г/т) и тория (6,8 г/т).

Анальцимовые габбро и тешениты выделяются голубовато-серой окраской, средне- и крупнозернистой, иногда порфировидной структурой с офитовой и прайклофитовой основной массой. В минеральном составе преобладают плагиоклаз-андезит (Ап₄₅₋₅₀), оливин-гидроксидерит (Ga₃₂₋₃₅), титан-авгит, присутствует ортоклаз (до 2%), нефелин (до 15%), анальцит (до 15%), биотит (до 3%), а также разнообразные акцессорные минералы - титаномагнетит, гематит, сфен, циркон, апатит; пирит. Тешенито-пироксениты отличаются повышенным содержанием титан-авгита (см. табл. 1).

В химическом составе анальцимовых габбро и тешенитов (табл. 2) обращает на себя внимание несколько пониженное содержание CaO (6,68%) при относительно высокой концентрации щелочей (Na₂O=4,95%

Таблица 3
Средние содержания некоторых микроэлементов
в субщелочных и щелочных породах Солгонского кряжа (г/т)

Порода	Mo	Sn	Cu	Co	V	Cr	Ni	Sr
Лейкократовое габбро	2,6	2,2	33	11	93	26	16	86
Анальцимовое габбро, тешениты	3	Ho	10	15	100	20	18	52
Щелочные сиенит-порфиры	6,5	3	5	5	7	7	5	35
Нефелиновые сиенит-порфиры	7	Ho	-	-	5	7	-	60

Продолжение табл. 3

Порода	Zr	Y	Li	La	Nb	U	Th	F
Лейкократовое габбро	99	11	8	13	6,2	4,9	6,8	Ho
Анальцимовое габбро, тешениты	150	25	30	30	Ho	5	7	8000
Щелочные сиенит-порфиры	185	55	11	36	15	Ho	Ho	Ho
Нефелиновые сиенит-порфиры	270	80	11	96	Ho	Ho	Ho	Ho

Примечание. Ho - не определялся, - - не обнаружен

и $K_2O=2,52\%$) и пятиокси фосфора (0,59%). Среди редких и рассеянных элементов (табл. 3) отмечается низкое количество меди (10 г/т) и аномально высокая концентрация цора (8000 г/т).

Монциты отличаются мелко- и среднезернистым строением и обладают офитовой, местами - монцитовой структурой, массивной текстурой. В минеральном составе монцитов преобладают плагиоклаз-лабордор (40-65%), титан-авгит (10-20%), оливин (до 10%), калиевый полевой шпат (10-30%), присутствуют биотит, кварц и акцессорные минералы - титаномagnetит, апатит, циркон и пирит.

Трахидолериты обладают преимущественно мелкозернистым строе-

нием с пойкилоофитовой трахитоидной структурой основной массы. В минеральном составе трахидолеритов преобладают плагиоклаз (до 75%) титан-авгит (до 20%) и оливин (до 15%), присутствуют калиевый полевой шпат (до 5%), анальцит (до 5%), нефелин (до 3%), биотит (до 1%), керсутит и рибекит (до 1%), а также акцессорные минералы — титаномagnetит, апатит, циркон, гематит, пирит и др. (см. табл. I).

По особенностям химизма трахидолериты отличаются повышенными содержаниями глинозема (18,56%), щелочей ($\text{Na}_2\text{O}=4,64\%$, $\text{K}_2\text{O}=1,40\%$) и пятиоксида фосфора (0,57%) при несколько пониженной концентрации окиси магния (4,75%).

Щелочные сиенит-порфиры и трахиты характеризуются порфировым строением с гипидиоморфной ортофировой или трахитовой структурой основной массы. В минеральном составе пород преобладают полевые шпаты (см. табл. I). Порфировые выделения представлены альбитом, калиевым полевым шпатом, титан-авгитом, биотитом, керсутитом и магнетитом и составляют не более 5–10% объема породы. Основная масса сложена микролитами альбита, ксеноморфными зернами калиевого полевого шпата, биотитом и рибекитом. Акцессорные минералы включают магнетит, ильменит, циркон, сфен, корунд, халькопирит и пирит.

Химический состав щелочных сиенит-порфиров (см. табл. 2) близок к среднему составу этого типа пород. Среди редких и рассеянных элементов в сиенит-порфирах в заметно малых количествах встречаются ванадий (7 г/т), цирконий (185 г/т) и особенно стронций (35 г/т), но отмечается некоторая обогащенность молибденом (6,5 г/т).

Нефелиновые сиенит-порфиры и тивгуаиты дополнительно содержат во вкраплениях и в основной массе нефелин (до 15%), эгирин-авгит (до 10%) и рибекит (см. табл. I). В химическом составе этих пород отмечается несколько пониженное содержание глинозема (17,90%) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O}=6,50\%$ и $\text{K}_2\text{O}=5,77\%$). Для них также характерны низкие концентрации ванадия (5 г/т), стронция (60 г/т) и циркония (270 г/т) при повышенном количестве молибдена (7 г/т).

Субщелочные и щелочные основные и средние породы, описанные выше, интрузивные массивы Солгонского края, объединяются А. П. Косоруковым и А. З. Динером [3] в щелочно-габброидный черносопкинский комплекс и сопоставляются со сходным по строению и составу массивом горы Черная Сопка, расположенным в районе г. Красноярска [5]. Металлогеническая специализация комплекса определяется пространственной связью с его телами проявлений ртути и флюорита [2, 3, 5], а также потенциальной возможностью использования нефе-

линовых пород в качестве высокоглиноземистого сырья.

Существующие представления о возрасте субщелочных и щелочных интрузивных пород Солгонского края противоречивы. Преобладают высказывания об их принадлежности к субвулканической фации нижнедевонского вулканогенного комплекса, основанные на пространственной сопряженности, генетических построениях и единичных находках С.И. Макаровым, В.П. Богадицей и др. галек тингуаитов в конгломератах среднедевонской карымовской свиты в окрестностях г. Красноярска.

Вместе с тем в последние годы появились данные о возможно более молодом пермо-карбонном возрасте черносопкинского комплекса. Они базируются на определениях абсолютного возраста (260–280 млн. лет) анализимовых габбро Верхнекызынджувского массива, проведенных изохронным уран-свинцовым методом по валовым пробам. Дополнительно А.П. Косоруков и А.Э. Динер [3] указывают на наличие в районе г. Ужура и в пределах Копьевского поднятия интрузивных контактов тел субщелочных габброидных пород со средне-верхнедевонскими отложениями.

Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости постановки специальных работ по изучению закономерностей распространения и уточнения возраста субщелочных и щелочных интрузивных пород не только в Солгонском крае, но и во всем Минусинском прогибе в связи с необходимостью уточнения общей схемы магматизма и металлогении этого региона.

Литература

1. Гавриченко В.М., Косоруков А.П. // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971. С.127–131.
2. Динер А.Э., Косоруков А.П., Парначев В.П. // Рациональное использование природных ресурсов Сибири. Томск, 1988. С.104.
3. Косоруков А.П., Динер А.Э. // Проблемы палеовулканизма Сибири и вопросы металлогении. Красноярск, 1988. С.41–43.
4. Осотских Т.П. // Матер. по геологии Западно-Сибирского края. Вып. 29. Томск, 1936. 52 с.
5. Филиппов Г.В. // Матер. по магматизму и металлогении Красноярского края. Красноярск, 1976. С.109–116.

В. П. Парначев, В. В. Врублевский

О КАРБОНАТИТАХ И КАРБОНАТИТОПОДОБНЫХ ПОРОДАХ
ЮГА КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

Каждое новое проявление карбонатитов представляет большой научный интерес и может иметь определенное народно-хозяйственное значение, поскольку эти геологические образования несут не только ценную петрогенетическую информацию, но и в ряде случаев являются потенциальными источниками железа, фосфора, ряда редких и редкоземельных элементов. При этом с практической точки зрения наиболее высокой продуктивностью в отношении РЗЭ и редких металлов (ниобия и тантала) обладают сильно дифференцированные доломит-анкеритовые и анкерит-сидеритовые разновидности карбонатитов.

Общепринятыми являются представления о возникновении классических карбонатитов в составе щелочных ультраосновных петрографических ассоциаций, хотя в последнее время выделяются ещё два рудно-формационных типа — карбонатиты комплексов калиевых щелочных пород, а также комплексов щелочных метасоматитов и сопряженных с ними нефелиновых сиенитов [1]. Вместе с тем в геологической литературе все чаще приводятся данные, свидетельствующие о полиформационной природе карбонатитообразования, а в некоторых случаях даже об отсутствии его пространственной и генетической связи с продуктами щелочного магматизма [2, 3 и др.]. Однако, как отмечают многие исследователи, при всем многообразии своего проявления главной отличительной чертой типичных карбонатитов является их минералого-геохимическая специфика, обусловленная прежде всего глубинным мантийным или смешанным мантийно-корovým источником карбонатитообразующего вещества [1, 4].

Известно несколько петрографических провинций (Кольский полуостров, Приазовье, Тиман, Урал, Сибирская платформа, Енисейский край, Восточные Саяны и др.), где развиты карбонатиты, имеющие различный возраст и рудно-формационные характеристики. В последние годы проявления карбонатитов и карбонатитоподобных пород установлены в разновозрастных структурах юга Красноярского края — в Западном Саяне, Кузнецком Ала-



Рис. 1.

Схема размещения карбонатитов и карбонатитоподобных пород на юге Красноярского края.

1-6-проявления пород: 1-Верхнепетропавловское, 2-Горячегорское, 3-Копьевское, 4-Хотурское, 5-Тувинские (Карасугское, Улаятское), 6-Верхнеабаканское

тау, Батеневском кряже и Минусинской котловине (рис. 1).

В Западных Саянах известно несколько сравнительно крупных жило- и штокообразных тел кальцит-анкеритовых и анкерит-сидеритовых карбонатитов с железо-барит-флюорит-редкоземельной минерализацией в междуречье рр. Хемчик-Шисей (Карасугское и Улаятское месторождения), где они прорывают песчано-алевролитовые отложения ордовик-силурийского возраста [5]. Вопросы генезиса данных образований пока не решены однозначно, однако отмечают отсутствие пространственной связи карбонатитов с изверженными щелочными породами, приуроченность тел к разрывным тектоническим нарушениям. При этом указывается на их геохимическое сходство с карбонатитами комплексов калиевых щелочных пород. Судя по изотопному составу, структурно-текстурным признакам, геологическим взаимоотношениям пород и термометрическим данным [6] эти карбонатиты имеют мантильный источник вещества и интруз-

зивно-магматическую высокотемпературную природу. На основании цифр абсолютного возраста предполагается, что по времени своего проявления карбонатитообразование совпало с начальными стадиями мезозойской тектоно-магматической активизации эпипалеозойской платформ.

По данным сотрудников геологической службы Минусинской экспедиции (устное сообщение Б.М. Луковского), не исключена возможность новых находок карбонатитов в других районах Западного Саяна, например в верховьях р. Малый Абакан. Обнаруженные здесь пластообразные тела карбонатитоподобных пород анкерит-сидеритового состава (Верхнеабаканское проявление) предположительно локализованы в милонитах зоны глубинного разлома и нуждаются в дополнительном изучении.

В северной части Кузнецкого Алатау (Маринская Тайга) в бассейне р. Кия описаны жильные тела апатитсодержащих кальцитовых карбонатитов мощностью от 0,1 до 6-8 м [6]. Они приурочены к массивам основных щелочных пород ниже-среднедевонского возраста (Верхнепетропавловский, Тулувльский), прорывающих карбонатные, терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения нижнего палеозоя. Карбонатиты сложены кальцитом, клинопироксеном, ферромонтчеллитом, апатитом, титаномагнетитом, флогопитом, пирротином и пиритом. Изотопные и термометрические данные свидетельствуют о смешанном мантийно-коровом источнике вещества карбонатитов ($\delta^{13}\text{C} = -3.5 \pm 2.0\text{‰}$ PDB, $\delta^{18}\text{O} = +11.8 \pm 15.5\text{‰}$ SMOW, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.705-0.706$) и их высокотемпературном (890°C) магматогенном происхождении [7]. Предполагается ликвационный механизм обособления карбонатитовой жидкости, что связывается не только с процессом глубинной карбонатизации исходной щелочно-базитовой магмы, но и главным образом с предельным насыщением производного ийодитового расплава соевыми компонентами частично ассимилированных карбонатных пород осадочного цикла [7]. На основании результатов исследований делается вывод о существовании генетической связи карбонатитообразования с продуктами щелочно-габброидного магматизма эпохи Девонской тектоно-магматической активизации региона.

Следует отметить, что маломощные жильные образования карбонатного и барит-карбонатного состава предположительно карбонатитовой природы известны и на восточном склоне Кузнецкого Алатау среди щелочных основных пород ниже-среднедевонской ин-

трузии г. Горячей, а также встречаются среди комагматичных и вулканитов быскарской серии, распространенных в районе Копьевского купола. Для более однозначной типизации и генетической интерпретации этих карбонатитоподобных пород необходимо проведение детальных минералого-геохимических исследований.

В Батеневском кряже недавно были описаны карбонатитоподобные метасоматиты среди рифей-вендских карбонатных (существенно доломитовых) пород мартахинской свиты [8]. Специфика минералогического состава и геохимические особенности позволили отнести их к формации редкометально-редкоземельных карбонатитов. По данным [9], процесс карбонатитообразования обусловлен флюидным воздействием на вмещающие породы Котурской интрузии граносиенитов, кварцевых сиенитов и монцодиоритов с изохронным $Rb-Sr$ возрастом около 460 млн. лет. Первичное отношение изотопов стронция в породах интрузии характеризуется величиной $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7042$, что позволяет предполагать мантийный источник магматических расплавов.

На основании приведенных данных можно выделить три разновозрастные группы проявлений карбонатитов и карбонатитоподобных пород, известных на сегодня в южной части Красноярского края:

1. Нижнепалеозойские карбонатиты метасоматической природы, сопряженные с сиенитами (массив Котурский);

2. Карбонатиты и карбонатитоподобные породы, связанные с нижне-среднедевонскими щелочно-основными магматическими комплексами натровой специализации (массивы Верхнепетропавловский и Горячегогорский, вулканиты Копьевского купола);

3. Верхнепалеозойско-мезозойские карбонатиты, которые предположительно могут быть связаны с калиевыми щелочными магматическими комплексами (месторождения Западной Тувы). Кроме этого, в регионе отмечаются карбонатитоподобные породы неясного возраста и формационной принадлежности (Верхнеабаканское проявление),

Большинство исследователей [10 - 13] правомерно увязывают между собой процессы континентального рифтогенеза и формирование карбонатитоносных магматических комплексов щелочных пород. Например, для девонского времени проявления активизационного щелочного магматизма в Кузнецком Алатау подобная связь не вызывает сомнения [14]. По-видимому,

самостоятельными-этапами деструкции обусловлено формирование раннепалеозойских и позднепалеозойско-мезозойских карбонатитов и карбонатитоподобных пород. Решение этого вопроса требует постановки специальных исследований. Вместе с тем проявление раннепалеозойского рифтогенеза косвенно подтверждается широким развитием в центральной части Алтае-Саянской области наряду с девонскими додевонских габбро-сиенитовых, граносиенитовых и, возможно, нефелинсиенитовых комплексов, а также контрастных вулканических ассоциаций повышенной щелочности.

Литература

1. Самойлов В.С. Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 1984. 192 с. 2. Орлова М.П. // Типизация рудоносных объектов при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Наука, 1985. С.47-63. 3. Степаненко В.И. // Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1984. № 45. С.36-47. 4. Покровский Б.Г., Виноградов В.И. // Сов.геол. 1987. № 5. С.81-91. 5. Болонин А.В., Кайкова Т.М., Комарицкий Г.М. // Изв.вузов. Геология и разведка. 1984. № 3. С.59-64. 6.Кортусов М.П. и др. // Геохимия, петрография и минералогия месторождений Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1984. С.138-147. 7.Врублевский В.В. Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 24 с. 8.Сарнаев С.И., Рихванов Л.П. // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края и Тувинской АССР. Красноярск, 1985. С.40-41. 9.Рихванов Л.П. и др. // Геол. и геофиз. 1989. № 8. С.54-59. 10.Карбонатиты. М.: Мир, 1969. 485 с. 11.Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 399 с. 12.Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1978. 288 с. 13.Континентальные рифты. М.: Мир, 1981. 485 с. 14.Кортусов М.П., Макаренко Н.А., Марков В.Н. // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Т.2. Новосибирск, 1986. С.95-96.

О.Л. Банников, Ю.В. Уткин, А.И. Гончаренко

АМФИБОЛЫ ИЗ ГАББРОИДОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Амфиболы в габброидах офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау пользуются широким распространением [6], однако их состав специально не изучался.

Предпринятое авторами микросондовое исследование показало, что амфиболы в габброидах выделяемых петрохимических типов [2,3] существенно различаются между собой по особенностям химизма.

В габброидах габбро-диабазового комплекса и дайковых диабазов первого этапа внедрения, претерпевших метаморфизм фации зеленых сланцев, широким развитием пользуются амфиболы актинолитового ряда, псевдоморфно замещающие клинопироксены. Минерал характеризуется волокнистыми, игольчатыми агрегатами и по оптическим константам соответствует актинолиту, изменяющему состав от актинолит-тремолита до актинолит-ферроактинолита с колебанием отношения $100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ в пределах 30-80 % (табл. I). Микросондовыми исследованиями установлено обогащение амфиболов кремнеземом и магнием при невысоких содержаниях в них щелочей, железа, алюминия и титана. На диаграмме Б. Лика [8] фигуративные точки, соответствующие их составам, концентрируются в полях актинолит - актинолитовая роговая обманка - магниевая роговая обманка. Отношение Ac^{IV}/Ac^{VI} в исследуемых актинолитах колеблется от 1,1 до 3,5, что больше характерно для амфиболов из метаморфических пород фаций низкого давления (рис. I).

В амфиболах из диабазов дайкового комплекса отчетливо фиксируется зональность: центральные части зерен обогащены магнием, а периферические - железом, алюминием и титаном (табл. 2, обр. 802). Подобный тип зональности выделяется также в клинопироксенах и, по-видимому, унаследован актинолитом при замещении им первичного моноклинного пироксена.

В породах диорит-диабазовой ассоциации и габбро-диабазовых даек второго этапа внедрения метаморфические амфиболы встречаются значительно реже и представлены ферроактинолитом, замещающим железистую роговую обманку. Здесь в большей степени развиты буро-зеленые и бурые амфиболы, образующие обособленные индивиды, а также венцовые оторочки вокруг зерен клинопироксенов. Наличие повышен-

Таблица 1
Оптические свойства и состав амфиболов

№ п/п	Минерал	Ng	Np	Ng-Np	CNg	2V	Величина
							$\frac{100 \cdot Mg}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}$
							(%)
1	Актинолит-тре- молит	1,650	1,634	0,016			75
2	"-	1,641	1,617	0,024	13	-62	80
3	Актинолит	1,652	1,637	0,015	19	-80	67
4	Бурая роговая обманка	1,678	1,660	0,018			56
5	Зеленая рого- вая обманка	1,694	1,674	0,020			42
6	Актинолит-ферро- актинолит	1,681	1,658	0,023	16	-68	30
7	Актинолит	1,653	1,637	0,016	19	-63	68
8	Бурая роговая обманка	1,696	1,672	0,024			40
9	"-	1,686	1,668	0,018	15	-86	53
10	"-	1,685	1,667	0,018	16	-82	54
11	"-	1,676	1,656	0,020			58
12	"-	1,673	1,653	0,020	15	-68	62
13	"-	1,677	1,656	0,021	16	-70	60

Примечание. Габброиды: 1-4 - габбро-диабазовой ассоциации: 1 - габбро-пегматит, 2 - гнейсовидно-полосчатое габбро, 3-4 - порфиревидное габбро; 5-8 - диорит-диабазовой ассоциации: 5 - рогово-обманковое габбро, 6-8 - диабазы; 9-13 - породы дайкового комплекса: 9, 11 - габбро-диабазы, 12 - микродиорит, 13 - спессартит.

ных содержаний бурой роговой обманки в габброидных дифференциатах верхних частей офиолитовых комплексов является характерным признаком [4].

Бурые амфиболы по содержанию Ac'' и отношению Ac''/Ac''' , величина которого изменяется от 5,4 до 10,4, относятся к кальциевым амфиболом неизменных изверженных пород (см. рис. 1), по классификации Б. Лика соответствует железистым парагаситам, магнияльному гастингситу, курсутиту и близки по химическому составу к первично-магматическим амфиболом верхних рогово-обманковых габбро габброидного комплекса офиолита Бей-оф-Айленд (Канада) [7].

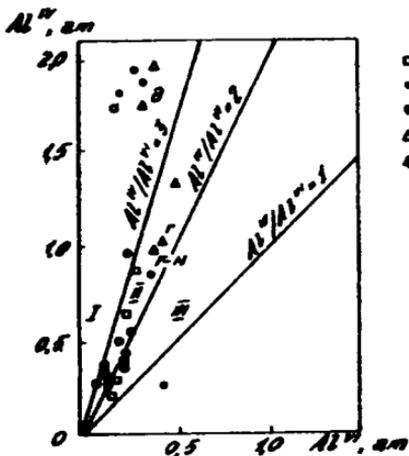


Рис. 1. Содержание Al^{IV} и Al^{VI} в амфиболах.

- 1
 - 2
 - 3
 - △ 4
 - △ 5
- Амфиболы из габброидов: I - габбро-диабазовой ассоциации; 2 - диорит-диабазовой ассоциации; 3 - дайкового комплекса; 4 - габброидов г. Зеленой (Кузнецкий Алатау) [1]; 5 - полигенных базит-гипербазитовых плутонов [5]; г-н - габбро-норитов, г - из габбро, д - из диоритов.
I - поле кальциевых амфиболов неизменных изверженных пород; II-III - поля амфиболов метаморфических пород фаций: II - низкого давления, III - высокого давления

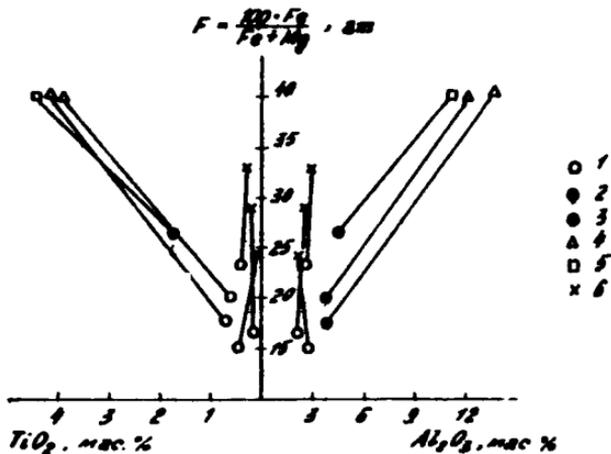


Рис. 2. Диаграмма $F - TiO_2 - Al_2O_3$ амфиболов и ассоциирущих с ними клинопироксенов.

I-3 - клинопироксены из габброидов: I - габбро-диабазовой, 2 - диорит-диабазовой и 3 - диабазовой ассоциаций; 4 - паргасит; 5 - керсутит; 6 - актинолит

Таблица 2

Состав африболов в габброидах (мас. %))

Оксиды	Габбро-диабазовая ассоциация							
	8II/I		763/II 751/3I		717/aI		750/II 923/4	
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	52,28	48,85	54,12	50,00	51,80	49,63	52,08	
TiO ₂	0,21	0,65	0,05	0,158	0,287	0,741	0,29	
Al ₂ O ₃	2,90	6,97	2,04	2,74	3,60	5,07	2,81	
Cr ₂ O ₃	0,17	0,33	Не определялось					-
Fe _{овш.}	11,87	10,15	9,74	12,02	14,56	15,06	13,07	
MnO	0,25	0,20	0,21	0,282	0,218	0,272	0,23	
MgO	16,40	15,44	16,83	15,77	13,80	13,65	14,91	
CaO	12,01	12,76	12,58	11,98	12,12	11,11	13,14	
Na ₂ O	0,67	1,18	0,36	0,515	0,38	0,882	0,88	
K ₂ O	0,12	0,14	0,02	0,068	0,061	0,153	0,08	
H ₂ O	2,00	2,00	Не опр.		-	-	-	2,00
Сумма	98,86	98,67	95,55	95,53	96,82	96,56	99,49	

Пересчет на кристаллохимическую формулу

Si	7,616	7,114	7,811	7,661	7,613	7,349	7,701	
Ti	0,025	0,076	0,008	0,017	0,034	0,086	0,035	
Al ^{IV}	0,384	0,886	0,189	0,339	0,387	0,651	0,299	
Al ^{VI}	0,108	0,314	0,168	0,126	0,228	0,233	0,186	
Cr	0,017	0,042	Не определялось					-
Fe ³⁺	0,160	-	-	0,096	0,121	0,192	-	
Fe ²⁺	1,282	1,234	1,181	1,384	1,665	1,671	1,611	
Mn	0,034	0,025	0,025	0,034	0,026	0,034	0,026	
Mg	3,562	3,246	3,618	3,458	3,016	3,013	3,283	
Ca	1,815	1,985	1,946	1,894	1,905	1,760	2,088	
Na	0,186	0,330	0,100	0,152	0,102	0,258	0,260	
K	0,008	0,025	сл.	0,08	0,008	0,026	0,008	
Сумма катионов	15,197	15,377	15,046	15,169	15,105	15,273	15,497	

Расчетные характеристики

$\frac{100 \cdot Mg}{Mg+Fe+Mn}$	70,7	72,7	75,0	69,5	62,5	61,4	66,7
$\frac{Al^{IV}}{Al^{VI}}$	3,5	2,8	1,1	2,7	1,7	2,8	1,6

Оксиды	Диорит-диабазовая ассоциация					Диабазовая (дайков- вая) ассоциация			
	Бх2I/5I	Бх22/5I	Бх20/2I	Бх2I/3I	742/1I	800/1I	802/1I		
	8	9	10	11	12	13	14	15	
<i>SiO₂</i>	49,8I	45,64	40,2I	40,90	39,77	52,82	52,07	53,86	
<i>TiO₂</i>	0,06	0,7I4	4,02	2,80	4,3I	0,37	0,23	0,24	
<i>Al₂O₃</i>	3,97	6,85	12,25	11,28	12,50	4,13	3,60	2,77	
<i>Cr₂O₃</i>	He	о п р е д е л я л о с ь				0,30	0,08	0,48	
<i>Fe_{осв}</i>	2I,54	25,5I	13,83	15,97	13,75	10,05	14,69	8,26	
<i>MnO</i>	0,32I	0,404	0,164	0,266	0,193	0,22	0,30	0,19	
<i>MgO</i>	8,85	6,83	11,57	11,63	11,17	16,5I	13,43	18,42	
<i>CaO</i>	11,97	9,58	11,57	10,69	11,15	12,79	12,31	12,31	
<i>Na₂O</i>	0,627	1,77	2,88	3,15	2,92	0,58	0,54	0,57	
<i>K₂O</i>	0,24I	0,27I	0,563	0,249	0,465	0,09	0,09	0,03	
<i>H₂O</i>	He	о п р е д е л я л о с ь				2,00	2,00	2,00	
Сумма	97,40	97,57	91,05	96,96	96,22	99,89	99,34	99,13	

Пересчет на кристаллохимическую формулу

<i>Si</i>	7,755	7,127	6,137	6,209	6,042	7,560	7,618	7,66I
<i>Ti</i>	0,09	0,082	0,462	0,318	0,492	0,042	0,025	0,025
<i>Al^{IV}</i>	0,245	0,873	1,863	1,79I	1,958	0,440	0,382	0,339
<i>Al^{VI}</i>	0,466	0,389	0,343	0,223	0,273	0,250	0,234	0,117
<i>Cr</i>	He	о п р е д е л я л о с ь				0,033	0,008	0,050
<i>Fe³⁺</i>	-	0,352	0,033	0,415	0,043	-	0,017	0,117
<i>Fe²⁺</i>	2,658	2,969	1,728	1,616	1,705	1,202	1,778	0,862
<i>Mn</i>	0,044	0,055	0,018	0,035	0,026	0,025	0,034	0,025
<i>Mg</i>	2,009	1,592	2,624	2,632	2,529	3,515	2,924	3,90I
<i>Ca</i>	1,947	1,60I	1,886	1,740	1,818	1,959	1,932	1,876
<i>Na</i>	0,187	0,238	0,845	0,924	0,843	0,168	0,154	0,166
<i>K</i>	0,044	0,055	0,107	0,044	0,088	0,017	0,017	0,008

Сумма

катионов 15,359 15,323 16,046 15,950 15,817 15,21I 15,123 15,147

Расчетные характеристики

$\frac{100 \cdot Mg}{Mg+Fe+Mn}$	42,7	32,0	59,6	56,0	58,9	74,1	61,8	79,5
<i>Al^{IV}/Al^{VI}</i>	0,5	2,2	5,4	8,0	7,2	1,8	1,6	2,9

Продолжение табл. 2

Оксиды	Диабазовая (дайкивая) ассоциация							
	802/11		802				814	
	16	17	18	19	20(II)	20(K)	21	
SiO_2	54,45	50,53	51,00	52,35	50,17	45,74	41,57	
TiO_2	0,12	0,74	1,45	0,23	0,49	1,17	4,46	
Al_2O_3	2,14	4,81	2,98	2,76	4,11	6,83	10,70	
Cr_2O_3	0,11	0,01	0,02	0,07	-	сл.	0,02	
$Fe_{общ}$	10,36	17,08	14,35	17,41	17,83	10,93	12,67	
MnO	0,24	0,43	0,24	0,29	0,32	0,49	0,22	
MgO	17,53	11,89	14,00	12,01	11,78	9,14	10,98	
CaO	13,10	11,22	13,85	11,98	11,92	10,62	13,18	
Na_2O	0,27	1,27	0,60	0,60	0,88	1,72	2,63	
K_2O	0,05	0,09	0,09	0,11	0,13	0,15	0,38	
H_2O	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Сумма	100,37	100,04	100,58	99,81	99,63	98,79	98,81	
	Пересчет на кристаллохимическую формулу							
Si	7,717	7,436	7,434	7,713	7,494	7,021	6,265	
Ti	0,008	0,087	0,164	0,026	0,052	0,134	0,508	
Al^{IV}	0,283	0,564	0,500	0,287	0,506	0,979	1,735	
Al^{VI}	0,065	0,268	-	0,180	0,212	0,252	0,166	
Cr	0,008	сл.	сл.	0,009	-	-	-	
Fe^{3+}	0,075	0,089	-	-	0,106	0,175	-	
Fe^{2+}	1,155	2,008	1,742	2,147	2,065	2,501	1,595	
Mn	0,025	0,052	0,026	0,035	0,035	0,062	0,026	
Mg	3,691	2,600	3,036	2,640	2,618	2,088	2,462	
Ca	1,984	1,768	2,156	1,887	1,856	1,749	2,129	
Na	0,075	0,364	0,172	0,173	0,263	0,517	0,701	
K	0,008	0,017	0,017	0,017	0,026	0,027	0,070	
Сумма катионов	15,114	15,253	15,247	15,114	15,453	15,505	15,657	
	Расчетные характеристики							
$\frac{100 \cdot Mg}{Mg+Fe+Mn}$	74,6	54,7	63,2	54,7	54,3	43,3	60,3	
Al^{IV}/Al^{VI}	3,3	2,1	-	1,6	2,4	3,8	10,4	

Примечание. I-5 - порфириовидные габбро; 6 - гнейсовидно-полосчатое габбро; 7 - мелкозернистое габбро; 8 - роговообманковое габбро; 9-12, 21 - габбро-диабазы; 13-20 - диабазы. Анализы зональных амфиболов: Ц - центр, К - край зерна. Массивы: I-7, 13-21 - Среднетерсинский, 8-II - Бархатный.

В исследуемых амфиболах из габброидов диорит-диабазовой и диабазовой (дайковой) ассоциаций устанавливается прямая зависимость между содержанием в них титана, алюминия и содержанием этих компонентов в ассоциирующих клинопироксенах. Накопление титана, алюминия, а также железа в темноцветных минералах габброидов диорит-диабазовой и диабазовой (дайковой) ассоциации свидетельствует о высокой степени дифференцированности пород, так как железо и титан накапливаются обычно в остаточных расплавах в ходе магматической дифференциации.

В процессе актинолитизации первичных клинопироксенов из габброидов габбро-диабазовой ассоциации происходит накопление в амфиболах только железистого компонента при практически неизменяющемся уровне содержания алюминия и титана (см. рис. 2).

Сходные по составу с описанными амфиболы установлены в габброидах, ассоциирующих с гипербазитами г. Зеленой (Кузнецкий Алатау) [1], а также в габбро полигенных базит-гипербазитовых плутонов [5]. В частности, Ф.П. Лесновым отмечено постепенное изменение состава амфиболов разных парагенетических типов в породном ряду габбро-норит --- габбро --- диорит (см. рис. 1).

Ранее проведенными исследованиями [6] установлено наличие газово-жидких включений в актинолитах из гнейсовидно-полосчатых габбро и уралитовой роговой обманке из габбро-пегматитов Среднетерсинского массива, температура гомогенизации которых равна соответственно 250-270 и 420 °С. По мнению авторов монографии, с учетом поправок на возможное давление до 1 кбар температура минералообразования роговой обманки в габбро-пегматитах близка к 500 °С, а в гнейсовидно-полосчатых габбро - к 350 °С.

Выявленные различия в составе амфиболов из габброидов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау свидетельствуют о широком развитии в породах роговых обманок как метаморфического, так и магматического генезиса. Изменение химического состава первично-магматических амфиболов отражает общую эволюцию базитового магматизма офиолитовых ассоциаций, выразившуюся в увеличении стелести

дифференцированности габброидов диорит-диабазовой и диабазовой (дайкивой) ассоциаций.

Литература

1. Банников О.Л. Велинский В.В., Гора М.П., Лебедев Ю.Н. // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1987. С. 5-18. 2. Гончаренко А.И. // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 49-57. 3. Гончаренко А.И., Уткин Ю.В. // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Вып. I. Томск, 1990. С. 186-191. 4. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 269 с. 5. Деснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей: Дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1988. 300 с. 6. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И. Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 104 с. 7. Girardeau J, Mevel C // *Earth and Planet Sci. Lett.* 1982, Vol. 61, №1. 8. Leake B E *Nomenclature of amphiboles* // *Mineralogical Magazine*, 1978, Vol. 42, P. 533 - 563

С.И.Коноваленко, Л.Н.Россовский

ВОЗМОЖНОСТЬ РАЗДЕЛЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАПОВ ПО ТИПОХИМИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ БЛОКОВОГО КАЛИШЛАТА

Накопленные к настоящему времени сведения о распределении элементов-примесей в калиевых полевых шпатах (КШ) убедительно свидетельствуют, что однотипные генерации минерала из пегматитов разных формаций земного шара характеризуются различными уровнем концентрации Ba , Sr , Li , Rb и Cs в кристаллической решетке [1 - 4]. И наоборот, для сходных по металогеохимической специализации пегматитов, независимо от места и времени их формирования, устанавливается приблизительно одинаковые содержания элементов-примесей в КШ. Еще более постоянными оказываются индикаторные отношения некоторых пар элементов - K/Rb , Ba/Rb и др. [5,6]. Таким образом, типохимические особенности КШ с успехом могут использоваться для поисков и оценки пегматитов самых разных формаций. Однако для практики геолого-разведочных работ весьма важен и такой аспект, как оценка конкретных жил в пределах вновь выявляемых пегматитовых полей. Возникает вопрос, можно ли на основе изучения элементов-примесей в КШ проводить более тонкое разделение пегматитов, т.е. внутри формационно однородных групп жил выявлять разные по составу, а следовательно, и промышленной значимости тела. Указанный комплекс вопросов решался нами на примере одной из пегматитовых провинций западного звена Южно-Азиатского пегматитового мегаэояса [7].

Пегматиты провинции представлены тремя формациями различной глубины становления - большой, средней и малой. Первые являются продуктом процессов метаморфизма и из полезной минерализации в ряде случаев содержат благородные разновидности корунда: сапфир и рубин. Среднеглубинные пегматиты относятся к типичным представителям редкометальной формации (Li, Ta, Ba, Sn).

И наконец, малоглубинные мигматоловые жилы содержат полости первичной кристаллизации с ювелирными по качеству кристаллами турмалина, топаза, аквамарина и др. В размещении пегматитов проявлена четко выраженная этажность, в основе которой лежит изофациальность жил разной формационной принадлежности определенным $P-T$ -параметрам синхронного им метаморфизма [8]. Нами изучены ЮШ глубинных и среднеглубинных жил, характеризующихся максимальным разнообразием матричного минерального состава.

Пегматиты глубинной формации, тесно связанные с процессами гранитизации и ультраметаморфизма, распространены только среди глубокометаморфизованных мраморно-гнейсовых толщ нижнего структурного этажа. Для этих пегматитов характерна сильная зависимость минерального состава жил от химизма вмещающих пород. Первичные парагенезисы их нередко в значительной степени переработаны наложенными процессами, которые по сути дела определяют практическую ценность жил. Так, в процессе десиликации происходит разрушение кварца и ЮШ, повышается основность плагиоклаза, возникает флогопит, апинель и корунд. Основные минеральные типы пегматитов глубинной формации — плагиоклазовый, микроклин-плагиоклазовый, плагиоклаз-микроклиновый. Плагиоклаз-микроклиновые пегматиты не десилицированы и залегают в разнообразных гнейсах. Микроклин-плагиоклазовые развиты в мраморах и обычно десилицированы очень слабо. Плагиоклазовые пегматиты залегают только в магнезиальных скарнах, всегда в той или иной степени десилицированы и содержат первичный ЮШ лишь в участках, не затронутых процессами замещения.

В отличие от глубинных жил среднеглубинные пегматиты редкометальной формации локализованы среди умеренно метаморфизованных пород верхнего структурного этажа в экзоконтактовых ареалах мел-палеогеновых двускладных гранитов эпохи тектоно-магматической активизации. В зональных пегматитовых полях данной формации выделяются следующие основные типы жил: плагиоклаз-микроклиновый, микроклиновый и альбитизированный микроклиновый, микроклин-альбитовый и сподумен-альбитовый.

Распределение элементов-примесей изучено в медкоблочковом и блоковом ЮШ пертитового строения из осевых участков жил разных типов. Анализы выполнены в лабораториях Иркутского

ГИРЕДМЕТА. Барий и стронций в пробах определены количественным спектральным методом (аналитики Н.Л.Яхонтова, А.Д.Корецкая), литий, рубидий и цезий - методом фотометрии пламени (аналитик А.Е.Метелица). Для получения более достоверных данных, характеризующих распределение элементов-примесей в КЩ, из каждого типа пегматитов провинции отобрано 10-16 проб. Статистическая обработка геохимических материалов проведена в ИВЦ ПГО Красноярскгеология по программам системы СКИД (система комплексной интерпретации данных), разработанной в ВостСНИИГТИМСе [9]. Расчеты показали, что распределение Ba , Sr , Li , Rb и Cs в калишпатах лучше всего согласуется с логнормальным законом. В соответствии с этим в таблице приведены значения логарифмов соответствующих статистических параметров распределения. Сопоставление выборок по критериям Стьюдента, Фишера и обобщенным многомерным критериям Хотеллинга - Кульбака, а также расчет корреляционных матриц тоже проведены в логарифмах.

Как видно из данных таблицы, блоковые КЩ различных типов пегматитов характеризуются заметно отличными содержаниями всех элементов-примесей. При этом, как и следовало ожидать, наиболее существенная разница свойственна КЩ из пегматитов разных структурных этажей, обычно представляющих и различные по глубине становления формации. Разница в содержаниях элементов-примесей здесь настолько велика, что позволяет по единичным пробам уверенно разбраковывать жилы, однозначно относя их к глубинной или среднеглубинной формациям. Это обстоятельство имеет весьма важное значение для рассматриваемой провинции, поскольку некоторая часть редкометальных жил, как установлено в последнее время, локализуется и в гнейсах нижнего структурного этажа, имея, конечно, огромный разрыв по времени формирования от последних.

Концентрация элементов-примесей в КЩ различных по составу жил одной формации, судя по данным таблицы, также меняется, хотя и не в столь существенных размерах. Следует отметить, что природа подобной изменчивости содержания элементов-примесей в калишпатах жил разных формаций совершенно различная. В пегматитах метаморфогенного происхождения концентрация элементов-примесей определяется местом генерации мате-

Параметры распределения Ba, Sr, Li, Rb и Cs
в калиевых полевых шпатах из пегматитов разных
структурных этвжей (закон распределения логнормальный)

Элемент	Параметр	Нижний структурный этаж		
		Микроклин-плагиоклазовые жилы в магнизиальных скарнах (n = 7)	Микроклин-плагиоклазовые жилы в доломитовых и магнетитовых мраморах (n = 14)	Плагиоклаз-микроклиновые жилы в гнейсах (n = 15)
Ba	\bar{x}	0,2088 ± 0,1426	0,2555 ± 0,1120	0,4673 ± 0,1270
	$\lg \bar{x}$	- 1,3498	- 0,9232	- 0,4629
	$\lg \sigma$	1,2326	0,7002	0,4865
	$V, \%$	92,0	84,1	53,7
Sr	\bar{x}	0,0140 ± 0,0064	0,0290 ± 0,0128	0,0367 ± 0,0106
	$\lg \bar{x}$	- 2,0952	- 1,6585	- 1,5158
	$\lg \sigma$	0,7352	0,3331	0,2890
	$V, \%$	61,5	84,9	57,2
Li	\bar{x}	0,0010 ± 0,0004	0,0007 ± 0,0003	0,0006 ± 0,0001
	$\lg \bar{x}$	- 3,1129	- 3,3770	- 3,2836
	$\lg \sigma$	0,3492	0,4563	0,3165
	$V, \%$	73,5	89,7	53,3
Rb	\bar{x}	0,0452 ± 0,0154	0,0343 ± 0,0112	0,0435 ± 0,0052
	$\lg \bar{x}$	- 1,3733	- 1,6126	- 1,3745
	$\lg \sigma$	0,1548	0,4971	0,1116
	$V, \%$	46,1	62,8	24,0
Cs	\bar{x}	0,0019 ± 0,0012	0,0009 ± 0,0004	0,0027 ± 0,0013
	$\lg \bar{x}$	- 2,8624	- 3,2172	- 2,8105
	$\lg \sigma$	0,4101	0,4348	0,5484
	$V, \%$	88,8	91,8	92,2

Продолжение таблицы

элемент	Параметр	Верхний структурный этаж		
		Плагиоклаз-микрклиновые жилы в сланцах и гранитах (n = 53)	Альбитизированные микрклиновые жилы в сланцах (n = 26)	Сподумен-альбитовые жилы в сланцах (n = 36)
Ba	\bar{x}	0,0301 ± 0,01114	0,0123 ± 0,0043	0,0030 ± 0,0008
	$\lg \bar{x}$	- 1,9432	- 2,1259	- 2,6120
	$\lg \sigma$	0,6497	0,4787	0,2600
	V, %	141,3	92,1	78,1
Sr	\bar{x}	0,0069 ± 0,0023	0,0050 ± 0,0016	0,0022 ± 0,0004
	$\lg \bar{x}$	- 2,3855	- 2,4637	- 2,7085
	$\lg \sigma$	0,4192	0,3817	0,2163
	V, %	123,7	97,4	56,2
Li	\bar{x}	0,0034 ± 0,0012	0,0099 ± 0,0051	0,0313 ± 0,0091
	$\lg \bar{x}$	- 2,8334	- 2,4742	- 1,6622
	$\lg \sigma$	0,5916	0,6766	0,4317
	V, %	137,0	134,8	89,2
Rb	\bar{x}	0,1010 ± 0,0141	0,2002 ± 0,0605	0,2772 ± 0,0362
	$\lg \bar{x}$	- 1,0579	- 0,8100	- 0,5968
	$\lg \sigma$	0,2439	0,3243	0,1968
	V, %	51,9	78,7	40,0
Cs	\bar{x}	0,0066 ± 0,0014	0,0170 ± 0,0063	0,0112 ± 0,0023
	$\lg \bar{x}$	- 2,4190	- 1,9664	- 2,0269
	$\lg \sigma$	0,5617	0,4591	0,2534
	V, %	82,4	96,5	62,5

* \bar{x} - среднее арифметическое содержаний с ошибкой среднего при 95 % уровня значимости;

$\lg \bar{x}$ - среднее арифметическое логарифмов содержаний;

$\lg \sigma$ - среднее квадратическое отклонение логарифмов содержаний;

V, % - коэффициент вариации содержаний, %;

n - количество проб.

ринских расплавов, возникающих при гранитизации толщ, и степени их перемещения в пространстве. Немаловажное значение в распределении примесей имеют также последующие аллометасоматические процессы замещения, захватывающие глубинные пегматиты на регрессивных этапах процесса регионального метаморфизма. При этом, естественно, наибольшему воздействию подвергаются жилы, попавшие в резко отличные от пегматитов по химизму породы (амфиболиты, мраморы, магнезиальные скарны). Дюбопытно, что концентрация литофильных элементов (Li , Cs и в меньшей степени Rb) в КППШ различных по составу глубинных жил практически не меняется, в то время как содержания Ba и Sr заметно варьируют. Они уменьшаются для незамещенных тел по мере увеличения масштаба перемещения материнских им расплавов и резко возрастают в жилах, испытавших аллометасоматическое воздействие. Последнее обстоятельство указывает либо на принос Ba и Sr метасоматизирующими растворами, либо на перераспределение их в процессе замещения пегматитов.

Для среднеглубинных редкометалльных жил изменение уровня концентрации элементов-примесей в блоковом КППШ связывается главным образом с процессом кристаллизационной дифференциации материнских расплавов, временем их отделения от очага, масштабом перемещения в пространстве и последующей автometасоматической переработкой. При этом степень "вызревания" пегматитовых расплавов, а точнее их фугитивность и уровень концентрации летучих, определяет обогащенность жил литофильными элементами (Li , Rb , Cs и др.) и соответствующую обедненность Mg , Fe , Ca , Ba , Sr . Поскольку летучими компонентами обогащены в первую очередь головные или апикальные участки пегматитовых полей, то в указанном направлении и наблюдается рост содержаний в минералах литофильных редких элементов на фоне снижения концентрации Ba , Sr , Ca , Ti , Fe , Mn и др. Это полностью подтвердилось при изучении типохимизма КППШ из различных по минеральному составу редкометалльных пегматитов провинции, причем контрастность в распределении элементов-примесей в данном случае оказалась более высокой, чем для разнотипных жил глубинной формации. Неудивительно поэтому, что по статистическим параметрам распределения элементов-примесей в калипатах (см. табл.) разнотипные среднеглубинные пегматиты легче отличаются друг от друга, чем глубинные.

Попарное сравнение средних содержаний элементов-примесей в КШШ из разных типов среднеглубинных жил показывает, что калишпаты плагиоклаз-микроклиновых пегматитов отличаются от таких в альбитизированных микроклиновых пегматитах средними содержаниями редких щелочей, а от КШШ сподумен-альбитовых жил кроме этого, средними содержаниями Ba и Sr .

В свою очередь калишпаты альбитизированных микроклиновых пегматитов отличаются от калишпатов сподумен-альбитовых жил средними содержаниями всех элементов-примесей, исключая Ca . Несколько хуже выделяются различные группы пегматитов по величинам дисперсии содержания элементов-примесей. Резко пониженными значениями указанного параметра отличаются среди остальных жил редкометальной формации только сподумен-альбитовые пегматиты.

Анализ данных по выборкам показывает, что глубинные пегматиты разного минерального состава также отличаются друг от друга средними содержаниями элементов-примесей в КШШ. Правда, это различие становится значимым только в случае совместного рассмотрения уровней концентрации всех элементов-примесей (Li , Rb , Cs , Ba и Sr). Причем если КШШ сильно десилицированных жил из магнезиальных скарнов значимо отличаются средними содержаниями элементов-примесей от калишпатов из жил в гнейсах при допущении независимости изменения сравниваемых признаков (в данном случае средних содержаний отдельных элементов), то КШШ слабо десилицированных жил в мраморах отличаются от калишпатов остальных глубинных пегматитов, только если принять взаимозависимый характер изменения средних содержаний отдельных элементов-примесей. Этим хорошо подчеркивается промежуточное положение слабо десилицированных жил в мраморах в общем ряду пегматитов глубинной формации. Это и неудивительно, поскольку характер распределения элементов-примесей в крайних типах пегматитов ряда определяют совершенно разные процессы. В одном случае это кристаллизация практически непеременных расплавов (жилы в гнейсах), в другом - аллометасоматическое замещение, захватывающее как пегматиты, так и вмещающие их породы (жилы в магнезиальных скарнах). Показательно в этом смысле заметное возрастание величин дисперсии содержания Ba и Sr в калишпатах сильно десилицированных пегматитов.

При попарном сравнении средних содержаний отдельных элементов-примесей в КШШ оказывается, что микроклин-плаггиоклазовые жилы в мраморах и магнезиальных скарнах значимо не различны, а перемещенные жилы в гнейсах отличаются от пегматитов в мраморах средними содержаниями в КШШ Ba и Cs и от десилицированных пегматитов в магнезиальных скарнах средними содержаниями Sr.

Таким образом, выполненные исследования показали, что типохимические особенности КШШ могут служить в качестве одного из надежных поисково-оценочных критериев разделения пегматитов не только при отнесении жил к той или иной формации, но и при выделении внутри каждой формационно однородной группы жил тел разного минерального состава. Для получения более достоверных оценок во втором случае необходимо комплексное рассмотрение статистических параметров распределения элементов-примесей с использованием достаточно представительных выборок (7 - 10 проб).

Литература

1. Гордиенко В.В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 1970, 235 с.
2. Медваб Ж. Пегматиты Центральной Африки. М.: ИЛ, 1958. С. III-258.
3. Шмакин Б.М. // Геохимия. 1981. № 9. С. 1352-1360.
4. Шмакин Б.М., Топунова Г.А. Гранитные пегматиты США. М.: Наука, 1981. II 6 с.
5. Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалло-мусковитовые пегматиты. Новосибирск: Наука, 1976. 367 с.
6. Россровский Л.Н., Коноваленко С.И. // Геохимия. 1980. № 9. С. 1412-1417.
7. Россровский Л.Н., Коноваленко С.И. // ДАН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 695-698.
8. Россровский Л.Н., Коноваленко С.И., Чмырев В.М. // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1976. № 10, С. 39-54.
9. Ветров С.В. и др. Проблемы развития АСУ-Геология. М.: ВИЭМС, 1977, ч. 2. С. 4-18.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР, КОНТРОЛИРУЮЩИХ
МОЛИБДЕНОВОЕ И МОЛИБДЕН-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
В ОБЛАСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Выявление закономерностей размещения повышенных концентраций микроэлементов вокруг рудных объектов является одной из актуальных задач локального прогноза. Наиболее детально этот вопрос разработан для масштабов отдельных залежей и тел редко- и полиметалльных руд [1]. Есть данные о существовании зональности кларков концентраций микроэлементов и в масштабе рудного поля [2]. Однако для промежуточного масштаба рудоконтролирующих структур гидротермальных объектов вопросы зональности разработаны слабо. Для выявления подобной закономерности было изучено положение 10 молибденовых и молибден-редкометалльных объектов юга Сибири в геохимических полях различных элементов. Установленные закономерности явились основой для создания поисковой модели объектов крупномасштабного прогнозирования. При этом имеется в виду рабочая типовая модель в рамках предлагаемого С.П.Балашовой методического подхода [3].

Исследуемый район представляет собой горно-таежную местность. В геологическом строении принимают участие девонские вулканиты среднего, кислого и основного составов, а также их субвулканические и дайковые аналоги.

Геохимические работы проводились согласно существующим рекомендациям [4]. Наряду с количественными (рентгено-спектральным, спектральным, нейтронно-активационным) использовались и более доступные и массово применяемые виды анализов, результаты которых позволяют проводить определенные геохимические построения, несмотря на то, что погрешность спектрального полуколичественного анализа достаточно велика [5]. Геохимические построения на изучаемых площадях выполнены по результатам поверхностного лито-геохимического картирования М 1:25000, а также М 1:10000. Области геохимических аномалий выделялись в соответствии с требованиями "Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений" [4].

Следует отметить, что для указанных построений даже в местах выхода оруденения на поверхность использовались результаты опро-

бования пород с субфоновыми содержаниями, а не рудных проб.

В результате интерпретации полученных данных из всей совокупности анализируемой информации выделялись три элемента (стронций, молибден и свинец), в расположении ореолов которых как в разрезе, так и в плане устанавливается определенная закономерность относительно имевшихся рудоносных структур, содержащих не вскрытые врозь рудные тела (рис. 1, 2).

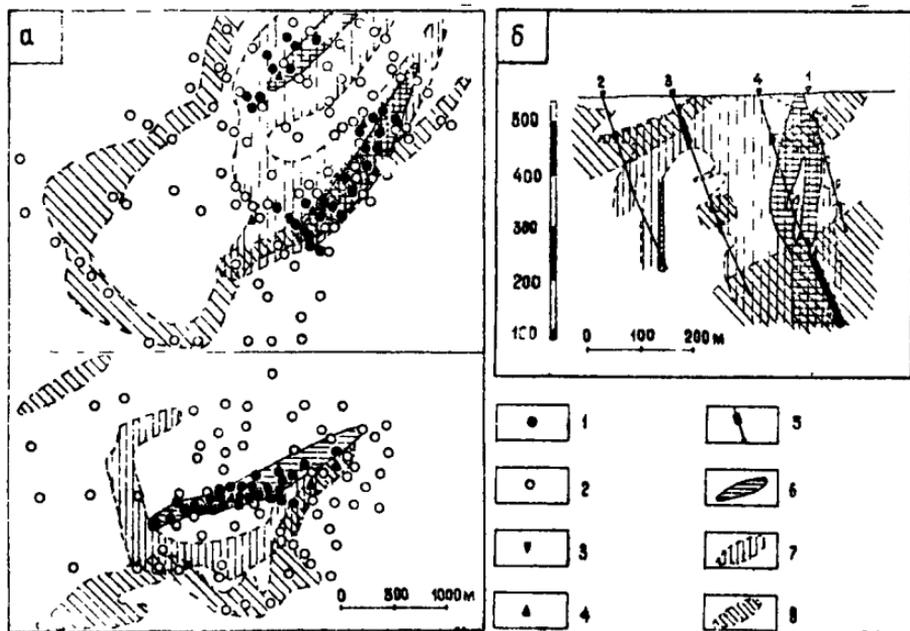


Рис. 1. Положение ореолов Sr , Mo и Pb в пределах рудо-контролирующих структур молибден-редкометалльных и молибденовых месторождений: а - в плане, б - в разрезе.

1-3 - буровые скважины: 1 - вскрывшие оруденение, 2 - не вскрывшие, 3 - на разрезе; 4-5 - рудные пересечения: 4 - на поверхности, 5 - по скважинам; 6-8 - ореолы аномальных концентраций: 6 - Sr , 7 - Mo , 8 - Pb

Внутренняя часть этих структур отличается повышенными содержаниями Sr , которые к периферии сменяются ореолами Mo и затем Pb . По-видимому, влияние гидротермальных флюидов охватывает довольно значительный объем пород, вмещающих оруденение. Это отражается в существовании зональности и в масштабах рудоконтролирующих структур протяженностью в несколько километров (рис. 1, а).

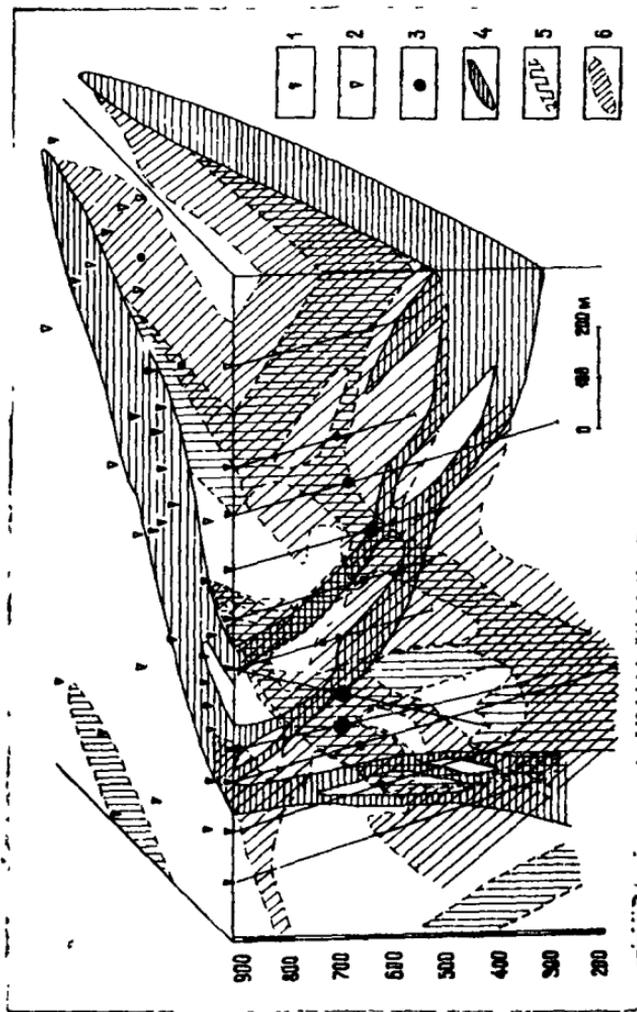


Рис. 2. Блок-диаграмма геохимических полей стронция, молибдена и свинца на одном из молибден-редкометалльных месторождений. 1-2 - буровые скважины; 1 - вскрывшие руденение, 2 - не вскрывшие руденение; 3 - рудные пересечения; 4-6 - ореолы аномальных концентраций: 4 - стронция, 5 - молибдена, 6 - свинца

Вхождение Mo и Pb в состав руд усложняет анализ тех их ореолов, которые являются более широкими и не зависят от первичных ореолов непосредственно вокруг рудных тел. Sr же является ореольным индикатором [6] и, как правило, не входит в повышенных концентрациях в состав руд.

Содержания рассматриваемых элементов, образующих ореолы вокруг рудоконтролирующих структур, не обнаруживают корреляции ни со степенью изменения пород, ни о формационным типом метасоматов, исключая непосредственно околорудные, где концентрации, например, олова и молибдена, явно превышают $X + 5\sigma$. В исследуемых ореолах содержания элементов находятся большей частью в интервале $X + I, 5\sigma + X + 5\sigma$ ($I,3 - 3$ к.к.).

Анализ полученного фактического материала позволил наметить основные элементы обобщенной, идеализированной геохимической модели не вскрытых эрозией низкотемпературных гидротермальных молибденовых и молибден-редкометалльных объектов (рис.3).

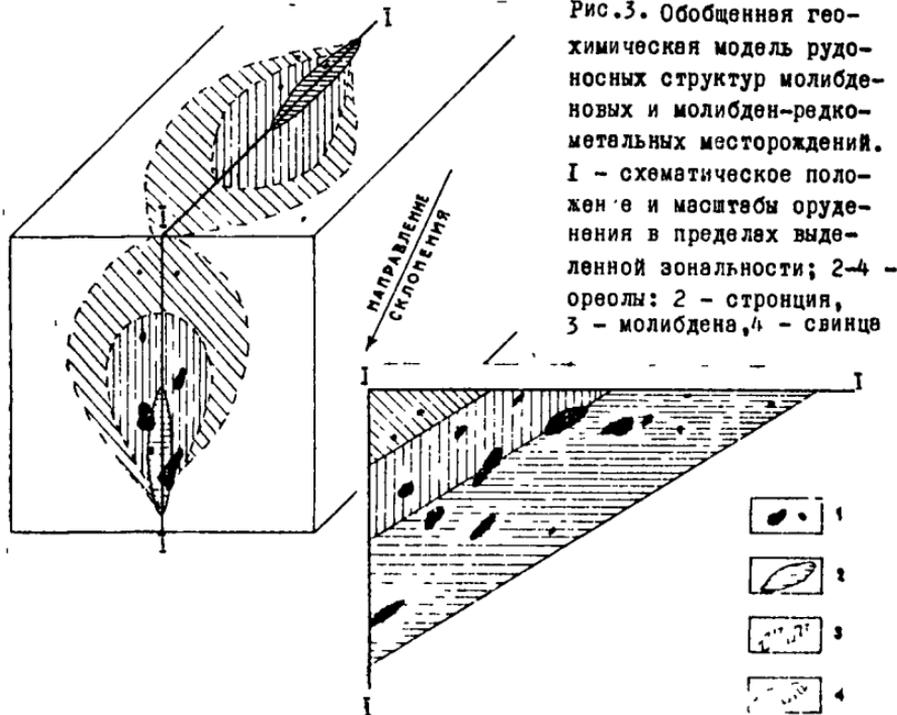


Рис.3. Обобщенная геохимическая модель рудоносных структур молибденовых и молибден-редкометалльных месторождений. I - схематическое положение и масштабы оруденения в пределах выделенной зональности; 2-4 - ореолы: 2 - стронция, 3 - молибдена, 4 - свинца

В тех или иных конкретных случаях наблюдается частичная фрагментарность, оторванность и перекрытие одного ореола другим. Это может затруднять расшифровку той или иной геохимической обстановки с позиций предлагаемой модели, но не противоречит ей, так как зональность понимается не как резкая последовательная смена зон накопления одного элемента другим, а как преимущественное их отложение в той или иной области [6, 7].

Наличие продольной асимметрии геохимических полей в плане (рис. 1, а) интерпретируется как склонение рудоносной структуры (см. рис. 3) [4], что согласуется с данными бурения. Асимметрия поперечной зональности объясняется наличием определенного угла падения структуры. По данным ряда авторов, смещение ореолов происходит в сторону висячего блока [8], где они должны быть более широкими и контрастными [9]. Однако это не всегда так (см. рис. 2), что может быть обусловлено разнородным по составу и физико-химическим свойствам разрезом.

Полученные результаты позволяют установить также наиболее вероятное положение рудных тел в ряду рассматриваемой зональности рудоносных структур. Они локализуются в основном в пределах развития ореолов Sr и Mo ближе к их границе (см. рис. 1-3).

Отмеченное выше взаимоположение ореолов Mo и Pb приводится во многих работах, описывающих ряды зональности элементов [1, 4, 9]. Местоположению Sr в таких рядах дается противоречивая оценка. Большею частью его поведение в процессах рудообразования рассматривают в связи с таким химическим элементом, как Ba, и в силу этого стронций относят к более передовым индикаторам, чем Mo и Pb, по аналогии с барием [7, 10]. Однако изучение конкретных геохимических разрезов через исследуемые объекты вскрыло неоднозначность связи бария со стронцием. Так, отмечается резкий градиент коэффициентов ранговой корреляции Ba-Sr: связь меняется от значимой положительной до значимой отрицательной. Причем в верхних частях не выходящих на поверхность рудных тел, а также во вмещающих породах этой части пространства фиксируется устойчивая значимая отрицательная связь Ba-Sr. Это позволяет использовать данный показатель для разбраковки проявлений по вероятности продолжения оруденения на глубину.

Необходимо учесть, что значительная зависимость кларков от состава породы, влияния определенных факторов на тот или иной метод анализа и т.п. существенно усложняет интерпретацию аналити-

ческих данных по Sr и требует строгого соблюдения методических геохимических исследований. В отличие от Ba повышенные содержания Sr не образуют широких изометрических ореолов, а локализуются в пределах центральных рудоносных структур (см. рис. I, 2). Эту особенность ореолов Sr можно эффективно применять для оптимизации буровых работ. Используя в качестве примера рис. I, б, предположим, что эрозионная поверхность достигла абсолютной отметки 480 м и вскрыла верхнюю молибденовую залежь. Для того чтобы одной глубокой скважиной определить наличие руды на более низком гипсометрическом уровне, исходя из бытующих представлений будет пробурена скважина 3 и, как видно, безрезультатно.

Согласно же установленным закономерностям очевидно, что должна сооружаться скв. 4, вскрывшая основную рудную залежь на глубине (см. рис. I, б).

Использование в модели такого нетрадиционного элемента, как Sr, потребовало более углубленных исследований его геохимии.

Детальное изучение монофракций, сопровождающих оруденение, карбонатов (кальцит, анкерит, доломит), образовавшихся как метасоматическим путем, так и в результате отложения в открытых полосах, показало значительную неоднородность распределения стронция в них — от фоновых содержаний до образования стронцианита. Наиболее высокие концентрации Sr в карбонатах отмечаются в тех же интервалах, где были зафиксированы аномалии его по данным кернового опробования (см. рис. 2). Предполагается, что стронций привносился гидротермальными флюидами и фиксировался в карбонатах, отражая таким образом пути движения гидротерм. Благодаря близости ионных радиусов кальция и стронция [II] изоморфно замещение стронцием кальция, обусловленное гидротермальными процессами, не исключено и в кальцийсодержащих породообразующих минералах (плагиоклазы, апатит и др.). Кроме того, возможна сорбция на глинистых минералах (гидрослюда, монтмориллонит и др.) [I2]. Этим, на наш взгляд, можно объяснить аномальные содержания Sr в ряде случаев вне связи с карбонатной минерализацией. Распределение аномальных концентраций стронция в пространстве зависит, по-видимому, не от количества кальция в окружающих породах, а от величины кислотности — щелочности, температуры и давления [I0]. Предполагается, что именно вследствие этого во внутренних зонах структур значительно возрастает изоморфная смекаемость Ca и Sr.

В карбонатах из разных частей ореола был определен, в среднем,

состав стронция. Измерения проводились в лаборатории геохимии изотопов Института геохимии СО РАН согласно опубликованной методике [13] под руководством Г.С.Плюснина.

Измеренные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют в узких пределах — 0,7048–0,7052, несмотря на то, что пробы отобраны из интервала 400 м как из околорудного, так и безрудного пространства и вмещающими являлись породы различного состава — от базальтов до риолитовых порфиров. Это может свидетельствовать о наличии единого ореола, возможно, фиксирующего рудоподводящий канал. Низкие изотопные отношения, оказавшиеся лишь чуть выше первичных [14], позволяют предполагать участие в процессах рудообразования флюидов, связанных с глубинным подкорковым источником [15].

Полученные результаты можно эффективно использовать для оптимизации и сокращения буровых работ на стадиях глубинных поисков, оценки перспектив аномалий и проявлений на глубинах.

Литература

1. Буус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
2. Таусон Л.В., Петровская С.Г., Санин В.А. //Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 29–36.
3. Балашова С.П. //Сов. геология. 1987. № 3. С. 36–44.
4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.
5. Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений: Методические рекомендации /Под ред. А.А. Смыслова, С.А. Рудника и др. Л.:Недра, 1979. 247 с.
6. Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1973. № 10. С.76–88.
7. Алексеенко В.А., Войткевич Г.В. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1979. 311 с.
8. Сауков А.А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ. 1963. 248 с.
9. Аристов В.В. Методика геохимических поисков твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 200 с.
10. Торссян Р.А., Санин Б.П., Сегалевич С.Ф. //Стронций и барий в эндогенных образованиях. М.: Наука, 1973. С.201–209.
11. Шербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972. 296 с.
12. Солодов Н.А., Бурков В.В., Овчинников Л.Н. Геологический справочник по легким литофильным рудным металлам. М.: Недра, 1986. 287 с.
13. Таусон Л.В., Собаченко В.Н. и др. //ДАН. 1963. Т. 273. № 5. С.1223–1236.
14. Ершов В.В., Пахольченко Д.А. и др. //ДАН. 1988. Т. 299. С.454–457.
15. Балашов Д.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1980. 222 с.

В.К. Иушин, В.А. Рябикин

**ЭКСПРЕССИВНАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ
МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ТАЛНАХСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Медно-никелевые руды Талнахских месторождений представляют собой широкое разнообразие минералогических разновидностей. Основными из них являются: халькопиритовые, пирротиновые, кубанитовые, талнахитовые, моихукитовые и промежуточные между ними.

Все три основных типа руд: сплошные-богатые, "медистые" и вкрапленные, имеют свою, весьма широкую классификацию, основанную как на содержании тех или иных минералов и концентрации в них основных рудогенных элементов меди и никеля, так и на структурно-текстурных особенностях. Достаточно сказать, что только сплошные богатые руды имеют 8-10 минералогических разновидностей, каждая из которых представляет собой определенный технологический сорт, помимо вкрапленных и "медистых" типов руд, а в соответствии с этим и необходимость их тщательного определения при геологическом картировании и опробовании [2].

Традиционным критерием определения той или иной минеральной разновидности при геологическом опробовании непосредственно в образцах является в настоящее время визуальная оценка геолога. Имея практически один и тот же состав, минералогические разновидности отличаются рядом сложных признаков, например оптическими и структурными, по которым в условиях подземных горных выработок их достаточно трудно определять. По основным же признакам, содержанию рудогенных элементов и сумме сульфидов визуальное изучение дает весьма приблизительные оценки, в особенности по вкрапленным и "медистым" рудам с высокой степенью разубоживания.

Погрешности визуального определения минералогических разновидностей можно свести к минимуму, используя данные экспрессных рентгенорадиометрических методов (РРМ) при каротаже скважин меди, никеля и железа. На основании данных трех элементов, можно с применением персональных ЭВМ одновременно с обработкой результатов РРМ определить ту или иную минералогическую разновидность, а также оперативную типизацию руд без предварительного изучения [1].

Для решения этих задач важно на этапах исследования дать правильную оценку пространственной согласованности рудогенных элементов в рудном теле, т.е. выявить корреляционные связи между содержаниями компонентов и затем, через рентгенорадиометрическое определение содержаний меди и железа, а также и никела, выйти на оценку содержаний других элементов.

Выявленные в результате статистической обработки данных опробования корреляционные зависимости между содержанием различных компонентов в руде показывают, что прямой аналитический расчет концентраций по уравнениям регрессии может давать существенные погрешности из-за значительного варьирования характера взаимосвязи между одними и теми же элементами в различных минеральных типах. Так, для пары главных рудообразующих элементов — железе и меди — значение коэффициента корреляции меняется от 0 до $-0,34$ в кубанитовых и $-0,88$ в халькопиритовых, хотя в целом по рудному телу для распределения железа и меди характерна сильная отрицательная связь с коэффициентом корреляции $-0,98$.

Характер взаимосвязи между другими компонентами также допускает существование вариаций значений коэффициентов корреляции от одного минерального типа руды к другому. Поэтому химический состав каждой минеральной разновидности, являясь ее типогенным признаком, определяющим принадлежность минеральной ассоциации к тому или иному парагенезису, не всегда однозначно отражает изменение минерального состава. Более чувствительно на изменения минерального состава реагируют не сами содержания элементов, а их отношения.

Так, например, для того чтобы избежать влияния неоднородности руд по соотношению сульфидных и силикатных компонентов на выявляемые закономерности, часто пользуются относительными величинами концентраций, представляющих собой отношения концентраций металл/сера, в том числе и отношением Si/S . Последнее отношение дает также достаточно надежное качественное представление о концентрации медьсодержащих минералов и преобладающее присутствие в руде одного из них. Оно хорошо коррелирует с минеральным составом сульфидных руд, поэтому может служить геохимическим аналогом, качественно отражающим принадлежность рассматриваемой совокупности к той или иной минеральной разновидности.

Соответствие химического состава руды минеральному может быть выражено и через отношение другой пары элементов — Ni/Si , с высокой достоверностью отражающего наличие в руде пирротина,

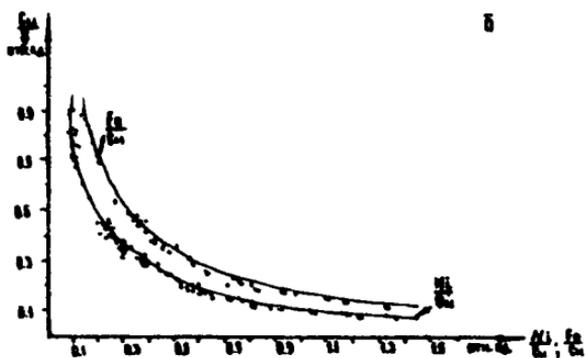
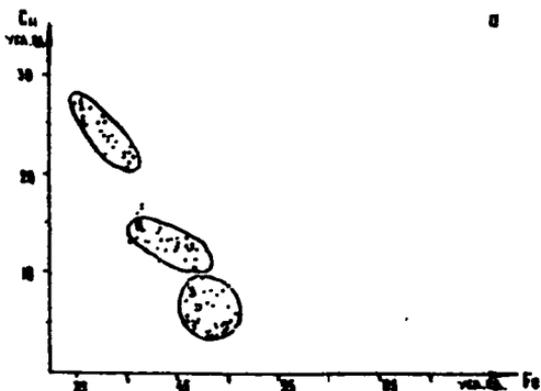


Рис. I. Поля корреляций основных рудогенных элементов и их отношений: а - медь - железо; б - отношений $Cu/Zn - Ni/Cu$ и $Cu/Zn - Fe/Cu$.
 Минеральные разновидности: 1-халькопирит; 2-кубанит; 3-пирротин

в том числе в состоянии его полиморфных модификаций.

Между во. чч. ладе отнесений Si/S и Ni/Si существует ясно выраженной функциональная зависимость, которая на диаграмме проектируется в виде гиперболы кривой (рис.1). Каждому значению отношений Si/S и Ni/Si на этой кривой соответствует руда определенного минерального состава (таблица).

Зависимости минеральных разновидностей от относительных величин отношений основных рудогенных элементов

Минеральные разновидности	О т н о ш е н и я		
	Si/S	Ni/Si	Fe/Si
Пирротиновая	0,1	1	13
Халькопирит-пирротиновая	0,1-0,25	1-0,45	13-8
Халькопирит-кубанит-пирротиновая	0,25-0,35	0,45-0,34	8-6
Халькопирит-троилит-кубанитовая	0,35-0,45	0,34-0,24	6-4
Троилит-моихукит-кубанитовая	0,45-0,55	0,24-0,18	4-2,5
Моихукит-кубанитовая	0,55-0,65	0,18-0,12	2,5-1,8
Кубанит-моихукитовая	0,65-0,75	0,12-0,10	1,8-1,6
Моихукитовая	0,75	0,10	1,6

В целом же разбивка кривой на интервалы, выделенные по результатам микроскопического и химического изучения руды, позволяет получить полную аналогию минеральной насыщенности и уверенно выделять минеральные разновидности руд.

Наличие тесной корреляционной связи между величинами отношений концентраций главных рудогенных элементов позволяет, при необходимости, трансформировать график зависимости Si/S - Ni/Si в график Si/S - Fe/Si или в график Ni/Si - Fe/Si . Коэффициенты корреляции между значениями пар отношений соответственно равны:

$$\text{Ni/Si} - \text{Si/S} = -0,879$$

$$\text{Ni/Si} - \text{Fe/Si} = +0,989$$

$$\text{Si/S} - \text{Fe/Si} = -0,875$$

Взаимосвязь отношений $\text{Ni/Si} - \text{Si/S}$ наиболее достоверно отражает уравнение регрессии нелинейного типа $y = a + \frac{b}{x}$, в отношении $\text{Ni/Si} - \text{Fe/Si}$ - уравнение типа $y = a + b \lg x$. Последнее выражение

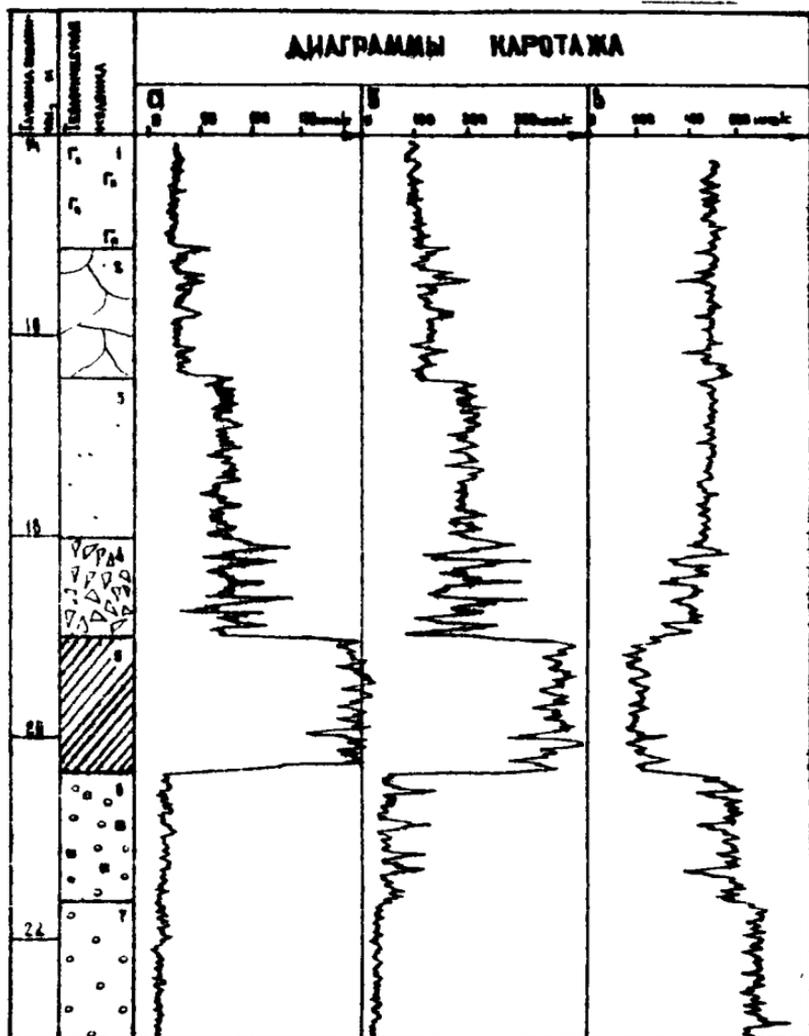


Рис.2. Рентгенорадиометрический каротаж подземной скважины.

а-измеряемая величина ΔN_{Mg} ;

б-измеряемая величина ΔN_{Fe} ;

в-измеряемая величина N_{b} (расолевное излучение от источника Cd-149).

1-габбро-долерит пикритовый; 2-бедно-прохлещковые вкрапленные руды; 3- густовкрапленные руды; 4-богатовкрапленные руды(брижлезидная структура); 5-сплошные руды; 6-роговик с пиритом; 7- роговик

может служить для расчета содержания M_i в богатых рудах при производстве РРМ и РРО на медь и железо с коэффициентами: $a = 12,73$ и $b = 5,667$.

Тесные корреляционные связи пар отношений основных рудогенных элементов позволяют определять минеральные разновидности с достаточной точностью по имеющимся классификациям, с учетом характера распределения оруденения по диаграммам РРМ на медь, никель и железо (рис.2). Точность определения меди, никеля и железа по РРМ практически на порядок выше, чем любая визуальная оценка, что несомненно повышает достоверность определения вещественного состава при геологическом опробовании с использованием данных РРМ.

Для определения геохимической типизации руд Талнахских месторождений по промышленным типам оторвались поля корреляции между двумя наиболее распространенными элементами - железом и серой. Концентрация этих элементов, весьма чутко реагируя на изменения количественного и качественного составов сульфидов, на двумерной диаграмме распадается на три гетерогенных поля (рис.3) Эти поля концентраций отражают существующие на месторождениях три промышленных типа медно-никелевых руд:
 вкрапленные и прожилково-вкрапленные; брекчевидные ("медистые"); сплошные (богатые).

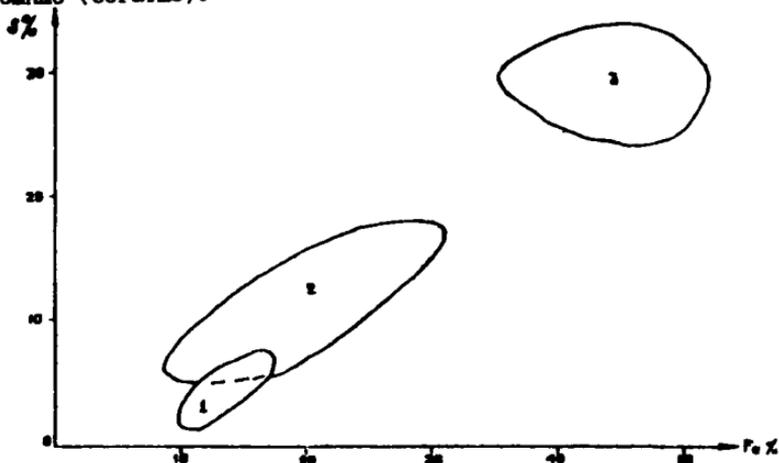


Рис.3. Поля корреляции серо-железо промышленных типов медно-никелевых руд. 1 - вкрапленные; 2 - "медистые"; 3 - сплошные

Помимо концентраций железа и серы, по двумерной диаграмме можно также проводить типизацию руд, используя коэффициент содержания меди и железа.

Особое место в распознавании минеральных разновидностей имеет определение сортности халькопирит-пирротиновых руд, где при содержаниях меди свыше 5-6 % наблюдаются как структурные, так и вещественные изменения (уменьшается содержание моноклинного пирротина и силикатного никеля). Все вместе характеризует отдельный технологический сорт при обогащении, что можно эффективно использовать при разделении данных руд в потоке на основе РРМ.

Применяя различные способы идентификации минерального состава медно-никелевых руд и комплексную обработку данных РРМ на ЭВМ, можно получать объемную информацию при геологическом опробовании, повысить достоверность последнего и более эффективно проводить геолого-технологическое картирование в целом.

Литература

1. Иушкин В.К., Дузянин А.Г., Пономарев А.В. Возможности применения рентгенорадиометрического картирования на медно-никелевых месторождениях Талнахского рудного узла // Сб. науч. тр. НВИИ. Норильск, 1988. С. 80-83. 2. Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского региона. Л.: Наука, 1988. 150 с.

Ю.В. Индукаев

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Алтае-Саянская складчатая область принадлежит к числу интереснейших металлогенических провинций, специфической особенностью которых является широкое распространение контактово-метасоматических месторождений Fe, Co, Cu, W, Au и др. Анализ состава, морфологии и внутреннего строения скарново-рудных зон, своеобразии проявления и текстурно-структурные особенности магматических тел, дорудных метасоматитов и руд, а также их взаимоотношения в пространстве и во времени показывает, что магматизм, контактово-метасоматические процессы и рудогенез представляет собой закономерные этапы развития единой сложной магматогенной системы. Подобные системы возникали в результате проявления тектоно-магматической активности конкретных участков земной коры в определенные этапы их развития. Геотектонические, петрографические, структурные, геохимические и геофизические особенности разных блоков земной коры, вовлекаемых в геологические процессы, обуславливают разнообразие магматогенных систем, эволюция которых приводит к формированию месторождений разных скарновых формаций [1]. Для отражения закономерностей развития этих систем была создана общая геолого-генетическая модель формирования контактово-метасоматических месторождений складчатых областей. Главными ее элементами являются: магматизм, состав вмещающих пород, геолого-структурные особенности, характер минералообразующих флюидов, кислотность-щелочность и окислительно-восстановительность среды, формы переноса вещества и метасоматический механизм отложения парагенетических минеральных ассоциаций. Главным элементом модели является магматизм. Он служит источником энергии, вещества глубинных флюидов; определяет температурное поле во вмещающих породах, пути движения и состав постмагматических растворов и режим минералообразования, обуславливает особенности строения (структур) рудных полей, метасоматических колонок и зон рудоотложения; влияет на локализацию рудных тел, размещение типов

руд и формирование зональности. Наряду с этим магматизм является фактором, мобилизирующим либо раннее рассеянное рудное вещество, либо материал рудных скоплений вмещающих осадочных или вулканогенных формаций. Взаимосвязь магматизма с другими элементами во времени и пространстве обуславливает наличие различных подтипов этой модели, отражающих закономерности формирования конкретных рудных формаций. В опубликованных работах показаны все разновидности (подтипы) модели не только относительно выделенных рудных формаций, но и субформаций.

Контактово-метасоматическая модель способна отразить особенности формирования описываемых месторождений, для которых характерно постоянство физико-химических условий и общая последовательность процессов минералообразования. Так, во всех случаях решающую роль играют контактово-реакционные взаимодействия аллюмогликатных (интрузивных) и вмещающих осадочно-вулканогенных пород под воздействием ^{при} инвазивном участии флюидов. Большинство скарново-рудных тел характеризуется признаками сочетания диффузионного и инфильтрационного метасоматоза, часто с преимущественным проявлением последнего. Закономерности образования разнообразных метасоматитов и руд объясняются законами физической химии. Основным механизмом реакций минералообразования является метасоматоз. Все процессы минералообразования носят геохимический характер, так как связаны с перемещением огромных масс земного вещества, миграцией атомов химических элементов. Наряду с этим модель предусматривает наличие и соответствующее развитие в два этапа (магматический и постмагматический) следующих обязательных частей системы: корневой, магмо- и флюидообразования, в которой генерируются геохимические процессы, определяющие энергетический и флюидный режим минералообразования; транспортной (тепло- и массопереноса), рудообразования и формирования ореолов рассеяния. Взаимосвязь и разнообразные соотношения между этими частями магматогенной системы в пространстве и времени создают общую структуру конкретных рудообразующих систем, характерных для той или иной рудной формации (подтипы модели). Выделение разновидностей (подтипов) модели вызвано необходимостью показать особенности развития отдельных магматогенных систем и своеобразие конкретных рудных формаций. Последнее обуславливается разнообразием: структурно-формационных зон, тектонических структур, геолого-структурных элементов,

магматизма; своеобразием строения структурной зоны материнского интрузива, особенностями химического состава флюидов, временем рудообразования, компонентным составом руд, характером изменения термодинамических параметров растворов и среды отложения веществ, а также различием вмещающих пород, разными источниками элементов. В зависимости от этого месторождения разных формаций часто различаются по ряду признаков (геологической позиции, вещественному составу, строению и локализации руд, набору различных типов метасоматитов, пространственному расположению их в пространстве, зональности рудных зон, разнообразием стадий рудообразования, временем образования месторождений). Это обуславливает выделение подтипов модели для месторождений железорудной, мышьяково-кобальтовой, медь-вольфрам-молибденовой, молибден-вольфрам-редкометалльной, молибден-вольфрам-полиметаллической формаций. Реализация выделенных моделей в пространстве и времени приводит к образованию конкретных формационных типов месторождений. Выбранные модели базируются на фактическом материале, полученном при изучении месторождений. При этом использовались реально наблюдаемые, различающиеся между собой минеральные парагенетические ассоциации, которые четко отображают различно проявленные ведущие физико-химические и геологические факторы минералообразования. Здесь особое значение приобретают типоморфные минералы переменного состава, чутко реагирующие на изменение физико-химических условий минералообразования. Они являются как источником информации о условиях минералообразования, так и указателем характера оруденения. К числу таких минералов относятся: гранат, скаполит, пироксен, магнетит, различные сульфиды.

В процессе формирования месторождения большую роль играли структурно-тектонические факторы. Они в совокупности обуславливают благоприятную обстановку для развития магматизма, поступления растворов, интенсивности и масштабов проявления минералообразования. Характер тектонической обстановки во вмещающей среде определяет особенности становления и строения рудоносных интрузий, особенно их апикальных частей. Контакты магматических тел с вмещающими толщами в сочетании с дизъюнктивами и зонами повышенной трещиноватости в совокупности с благоприятным литологическим составом замещаемых пород оказываются наиболее скарпированными и орудонелыми. Большую роль в образовании

месторождений играли вмещающие породы. Последние выступали в качестве активной среды расположения скарново-рудных зон, являлись источником петрогенных рудных компонентов, влияли на химизм, состав, pH, Eh растворов, перенос и отложение минерального вещества. В карбонатных породах, содержащих Mg, в магматический этап в экзоконтактной зоне формируются магнезиальные скарны. В постмагматический этап в карбонатных средах образуются известковые скарны. Рудовмещающие породы формировались в геосинклинальных условиях, и их фациальный состав по латерали и в вертикальном разрезе изменяется от существенно вулканогенных фаций на вулканогенно-карбонатные и терригенно-карбонатные. Это позволяет конкретизировать перспективные участки и учитывать при палеогеографических реконструкциях высокодинамическую обстановку бассейна в случае сингенетического рудообразования. В зависимости от наиболее благоприятного для метасоматического замещения вещественного состава вмещающих пород руды располагаются на разных стратиграфических уровнях. В рассматриваемых рудных полях отмечается связь между веществом исходных пород, молекулярным составом минералов скарнов и характером оруденения. Используя типоморфные минералы скарноворудных зон (гранат, пироксен, амфиболы, скаполит, магнетит, сульфиды), в работах прослежено влияние вещества замещаемых пород на минеральный состав скарнов и установлена связь последних с характером оруденения. Так, в пределах участка Новый Шерегеш гранат скарнов, образованных за счет метасоматоза неоднородной вулканогенно-осадочной толщи, обнаруживает снизу вверх по разрезу закономерное обогащение андрадитовой молекулой в соответствии с увеличением количества Fe в исходных породах в этом же направлении. При этом среднее содержание андрадитового минерала в гранате скарнов, сформированных по порфирирам и туфам нижней толщи, равно 35 %, по вышележащим вулканогенно-осадочным породам — 40 %, по перекрывающим их порфирирам и туфам верхней толщи — 50 %. В скарново-рудной зоне Синюхинского месторождения Au за счет маложелезистых исходных пород (карбонатных и оцветших туфов) образуются волластонитовые, а по богатым Fe петрографическим разностям (темным туфам, лабрадоровым порфирирам) — гранатовые скарны. При этом гранат скарнов, образованных по туфам, имеет 20 %, по лабрадоровым порфирирам эффузивной толщи — 60-100 %, а по породам жерловой и околожерловой

фации, с обильными коенолитами мраморов — 30–40 % андрадитового минала. Подобная зависимость от состава замещаемых пород характерна для пироксена и более позднего эпидота в окарнах. Здесь же с конкретными типами окарнов связаны определенные ассоциации рудных минералов. При этом чередование рудных парагенетических ассоциаций осуществляется по вертикали таким образом, что на смену пирротин-халькопиритовым рудам, размещенным в темных апотуфовых скарнах, приходят вначале существенно борнитовые руды, протуроченные к апокарбонатным и менее верхним апотуфовым светлым скарнам, которые вновь сменяются халькопиритовой минерализацией в скарнах, образованных по лабрадоровым порфирирам. Кинетика геохимических реакций в ходе смены парагенетических ассоциаций разных этапов и стадий пневматолито-гидротермального процесса прослеживалась при изучении внутреннего строения минералов и их взаимоотношений друг с другом. При этом установлено, что реакции протекают последовательно-параллельно, энергия активации их велика, что указывает на развитие процесса в истинно кинетической области. Скорости этих реакций можно описать уравнениями формальной кинетики. Морфологическая зональность индивидов рудных минералов (Fe_3O_4 , $CuFeS_2$, FeS_2 , Au и др.) меняется на протяжении всей истории их существования. В связи с изменением физико-химических условий среды минералообразования происходят рост, растворение и различные преобразования кристаллов. Поэтому все индивиды минералов окарнов и апоскарнов имеют сложное строение, а на границе их зерен отмечаются промежуточные фазы.

Отмечая роль вмещающих пород как возможных источников элементов, идущих на формирование метасоматитов и отдельных типов руд контактовых зон, считаем, что пневматолито-магматические источники рудного вещества являются главными для всей массы изученных месторождений. В работах приведены данные, подтверждающие это, а также рассмотрены примеры рудных зон, где вмещающие породы (и сингенетические осадочно-вулканогенные и другие типы руд) в ходе проявления мелочного и других видов метасоматоза могут служить источником рудных тел отдельных металлов.

Литература

1. Индукаев Д.В. Рудные формации контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. Ч. I и II. Томск, 1980. 330 и 295 с.

Ю. В. Индукаев

СВЯЗЬ РУДОГЕНЕЗА, МАГМАТИЗМА, ЛИТОГЕНЕЗА И ТЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ)

Рудообразование представляет собой одну из ступеней сложного процесса геологического развития тектонических структур земной коры [2]. Месторождения формируются в таких структурно-формационных зонах, которые характеризуются полнотой проявления этапов и стадий одного или нескольких тектоно-магматических циклов и имеют сложный разрез земной коры с широким распространением разнообразных осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических формаций. Контактново-метасоматическое оруденение формируется либо в осадочном этапе развития определенных геосинклинальных структур (медь-вольфрам-молибденовая, полиметаллическая, золотоносная, молибден-вольфрам-полиметаллическая, большая часть месторождений железорудной формации), либо в посторогенный период в участках тектоно-магматической активизации консолидированных складчатых сооружений, когда земная кора достигает значительной жесткости и мощности. Так, унаследованные синклиналии складчатых сооружений оолигид Кузнецкого Алатау (Центрально-Кузнецко-Алатауский и др.), Восточного Саяна (Сисимо-Казыковский, северной части Западного Саяна (Арбатский) имеют среднюю мощность земной коры около 40 км. Мощность "гранито-метаморфического" слоя в пределах 16-18 км. Эта величина (в среднем) отражает мощность складчатых комплексов R_1, E_1 и E_2 . Комплексы такой мощности могут сформироваться за один тектоно-магматический цикл. Это еще раз подтверждает то, что к началу саянского геосинклинального развития "гранито-метаморфический" слой под прогибами был или небольшим или вообще отсутствовал [4]. Увеличенную мощность гранито-метаморфического слоя (до 20 км) также имели унаследованные антиклиналии саянид. Для подобных зон характерны явления неоднократного концентрирования одного или нескольких металлов в виде оруденения различного генетического типа (осадочного, осадочно-вулканогенного, магматического, гидротермального и др.). Часто здесь же, в сравнительно узком интервале времени, формируются контактово-метасоматические рудные поля. Так, максимум контактово-метасоматического железоруднения приходится на ранне-

орогенный этап эволюции каледонид, когда с изменением тектонического развития региона (начало инверсии) меняется и магматизм, эвгеосинклинальный-базитовый на сининверсионный-гранитоидный. В это время формируются рудоносные габбро-диорит-гранодиоритовые и габбро-гранитные ассоциации, с которыми генетически связаны месторождения железорудной формации. В этом отражается общая направленность и металлогеническая специализация процессов развития регионов и их повторимость и последовательность в пространстве и времени.

Возникновение структурно-формационных зон с различной металлогенической специализацией обусловлено особенностями заложения геосинклинальных трогов в пределах качественно различных участков земной коры. Очень показательны в этом отношении салаиро-каледонские складчатые сооружения, представленные крупными синклинориями и антиклинориями, в пределах которых и концентрируются контактово-метасоматические месторождения. Так, синклинорные структуры, возникшие на месте прогибов, сложены формациями начальных этапов геосинклинального развития (спилито-диабазовые, аспидные, карбонатные, сланцевые и др., а также базитовый магматизм), указывающими на симитический состав земной коры. Эти зоны на протяжении геосинклинальной истории развития тесным образом взаимодействовали с базальтовым слоем земной коры. Они представляли крутые трюги (желоба) с существенно фемическим составом земной коры. Этот фемический профиль унаследован осадкообразованием, магматизмом и рудогенезом (месторождения железорудной формации). Подобные эвгеосинклинальные области характеризовались интенсивным вулканизмом на всех этапах их развития. Оруденение здесь приурочено к участкам максимального накопления основных и средних по возрасту вулканитов. К этим же участкам приурочены комагматичные рудоносные интрузии и железорудные поля. Железоруденение формируется в ходе становления магматических комплексов, проявляясь либо внутри их после внедрения тел определенных фаз, либо замыкает интрузивный процесс, ограничиваясь периодом образования послерудных двек. Рудные тела локализируются в тех же структурах, что и плутонические образования. Однако в зависимости от своеобразия строения и состава разреза земной коры, типа тектонических

структур и особенностей их развития, а также металлогенической специализации формируются различные группы батолитовых гранитоидных формаций (гранитные, гранодиорит-тоналитовые и "пестрого" состава). Даже магматические комплексы одной и той же формации (например, гранитоидных батолитов "пестрого" состава) в разных структурно-формационных зонах характеризуются несколько отличающимся составом породных ассоциаций, имеют разнообразную форму проявления интрузивных тел и различную ассоциацию рудных элементов. Так, одна группа рудных полей скарновой железорудной формации ассоциирует с орогенными батолитами "пестрого" состава, где преобладают габбро-диорит-гранодиоритовые разности пород. Магматизм, метасоматизм, рудогенез в данном случае развивались в линейных приразломных прогибах (трогах) фемического типа в орогенный этап их эволюции (Тайдоно-Золотокиятская зона). Другая группа скарновых месторождений связана с иной разновидностью продуктивных гранитоидов, представленных крупными гипабиссальными тоналит-гранодиоритовыми плутонами (Тельбесский). Последние формируются во внутренних частях начальных и вторичных унаследованных прогибов, в местах распространения рифовых массивов.

В пределах антиклинорных салаиро-каледонских структур, возникших на внутригеосинклинальных поднятиях, широко развиты мощные толщи пород карбонатных формаций, а также продукты кислого магматизма. Особенно значительные площади заняты магматическими комплексами формации гранитоидных батолитов "пестрого" состава. С последними здесь ассоциируют скарновые месторождения ряда рудных формаций (Cu-W-Mo, Pb-Zn, Fe, Au). Любопытное разнообразие месторождений обусловлено особенностями становления гранитоидных плутонов, характером взаимодействия магматического расплава с карбонатно-терригенными толщами в верхних частях антиклинорий, спецификой более мелких наложенных тектонических структур в участках расположения плутонов и особенностями отроения земной коры в этих регионах (Латневско-Беллыкский). Проявление гранитоидных массивов в данных антиклинориях является следствием совмещения очагов палингенового магнезиального магмообразования с ареалами предшествующего базальтоидного магматизма. Этим объясняется своеобразие оруденения, в котором совмещены Au, халькофильные и сидерофильные (небольшие скарновые месторождения Fe) металлы, изначально присутствующие и состоя-

венные глубинным базальтовым магмам, с редкими элементами нормальных гранитоидных магм. Все это позволяет отметить, что определяющую роль при формировании контактово-метасоматических месторождений той или иной рудной формации сыграла особенность разреза и тип структур земной коры, геотектонический режим, своеобразие состава вмещающей среды, специфика рудоносного магматизма, глубина залегания базальтового слоя, мантии и др.

Наличие устойчивых пространственных, временных, генетических, геохимических и других связей между определенными магматическими и рудными формациями позволяет связывать их формирование с единым глубинным процессом, отдельными звеньями которого они являются. Процессы рудо- и магмообразования протекают в тесном взаимодействии и вызываются периодической активизацией глубинных очагов, которые являются источником вещества, энергии и минерализаторов. Появление в земной коре глубинных флюидов ведет не только к зарождению и эволюции рудных эманаций, но и к образованию магматических палигенных очагов, магма которых поступает затем через промежуточные камеры к месту своего становления. Интенсивность, масштабы и специализация эндогенного рудообразования зависят от эффективности и своеобразия механизма концентрации рудного вещества в ходе развития магматизма. Источником энергии вещества и различных минерализаторов являются глубинные флюиды, которые закладываются в нижней мантии и претерпевают длительную и сложную эволюцию. Так, согласно Е. А. Агтешкову [1], в пределах нижней мантии (на границе с внешним ядром Земли) происходит деление ее материала на тяжелое и легкое вещество. Первое перемещается к внешнему ядру, а второе, нагреваясь за счет потенциальной энергии, по каналам в нижней мантии всплывает в верхнюю мантию. В последней происходит дополнительная дифференциация легкого вещества и его наиболее легкие компоненты всплывают к коре или подошве литосферы в виде сильно нагретого аномального мантийного материала. Это позволяет представить себе проникновение концентрирующих флюидных масс из нижней мантии и их мобилизующую роль в металлогенетически специализированной верхней мантии.

Общую схему процессов специализации и концентрации обусловленную в их связи с развитием магматизма можно представить так: осуществляются медленная дегазация нижней и средней мантий, составляющих в вышеуказанные зоны флюиды, содержащие ряд некогерентных и легколетучих элементов, в числе которых углеродороды, Н и др. Эти глубинные флюиды, способствующие тепломассопереносу, приводят в пределах верхней мантии к возникновению магматических расплавов и мобилизуют рудные элементы из специализированных блоков последней. При этом наиболее интенсивная дегазация контролируется каналами (зонами разломов), **продолжающимися** на глубину за пределами верхней мантии. Последние контролируют расположение наиболее крупных узлов и определенных магматических формаций. Среди процессов развития магматических расплавов ведущее значение имеют контаминация и сопутствующие ей процессы эманационной дифференциации и ликвации. В процессе ликвации возникают флюидно-магматические расплавы, значительно обогащенные рудными и летучими компонентами. В связи с этим можно утверждать, что контаминация и элементы внутренней неоднородности магм, приводящие к обособлению богатых щелочами, летучими и рудными компонентами расплавов, являются начальным этапом их дифференциации, которая затем завершается ликвационным расслоением.

При этом возможны два типа магматического расслоения [3]: меланократово-леинократовое (кислотно-основное) и кварцево-полевошпатовое (кислотно-щелочное). Первый из них характеризуется тем, что состав фаз обусловлен различным содержанием в них Si в основании (Fe, Mg и др.). Второй тип отличается тем, что фазы имеют разное содержание Si и щелочных металлов. При этом последними обогащены наименее кремнекислые фазы. В результате возникают контрастные ассоциации вулканических и плутонических пород. Магматизм, метасоматизм и связанное с ними образование месторождений являются звеньями единого процесса эндогенной минерализации под воздействием восходящих флюидных потоков в связи с геоструктурной эволюцией земной коры и активными глубинными частями Земли (мантии и др.).

Литература

1. Артемов Е.А. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 210с. 2. Индукаев Д.В. //Актуальные вопросы геологии Сибири. Т.2. Томск, 1988. С.30-32. 3. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 264с. 4. Суржов В.С. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской склад. области. М.:Недра, 1973. 140 с.

УГОВНИ И ПУТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ЖЕЛЕЗА НА ВОЛКОВСКОМ
МАГНЕТИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В ЗАПАДНОМ САЯНЕ

Волковское магнетитовое месторождение расположено в зоне одноимённого разлома (рис. 1), отделяющего рудовмещающие силурийские отложения от докембрийских биотитовых гнейсов и мигматитов [4, 5, 7]. Разведанная часть рудного поля имеет протяжённость с юга на север более 5 км при ширине рудной зоны 350 - 400 м. Рудовмещающие силурийские отложения представлены эпидот-биотит-плаггиоклаз-кварцевыми метапесчаниками и метаалевролитами со сфеном, пирконом, магнетитом и пиритом. Метапесчаники и метаалевролиты содержат горизонты известняков, доломитов, гравелитов, конгломератов и метаморфизованных слоистых терригенно-карбонатных пород. Силурийские отложения прорваны мало мощными дайкообразными телами габбро и габбро-порфиритов, локально превращёнными в альбит-биотит-эпидот-актинолитовые метабазиты, сохраняющие фрагменты первичных порфировых и субофитовых структур. Рудные тела имеют преимущественно форму линз, ориентированных с юга на север субпараллельно плоскости разлома. Главные минералы руд: магнетит, мушкетовит, актинолит с железистостью 0 - 30 %, биотит (мероксен), хлорит, эпидот, тальк, альбит, кварц, кальцит, доломит, пирит, халькопирит. Вмещающие породы и руды испытали мощные тектонические преобразования. Горизонты терригенно-карбонатных пород превращены в своеобразные силикатно-карбонатные брекчии и псевдоконгломераты. Руды локально превращены в тектонические сланцы и милониты. Широко развиты явления макро- и микробудинирования с расчленением на блоки рудных тел. Рудная зона, благодаря тектоническим преобразованиям, по существу приобрела линзовидно-полосчатое строение, повторяющееся в линзовидно-полосчатом строении отдельных рудных тел. Непосредственно вблизи плоскости разлома развиты послерудные гидротермально-тектонические брекчии и псевдоконгломераты с обломками не только вмещающих пород, но и руд. Цемент брекчий микроклинковый, кварц-карбонат-хлоритовый с гематитом, полиоточный. В составе амфиболов из руд отмечен глаукофан, свидетельствующий о формировании месторождения в условиях повышенных давлений.

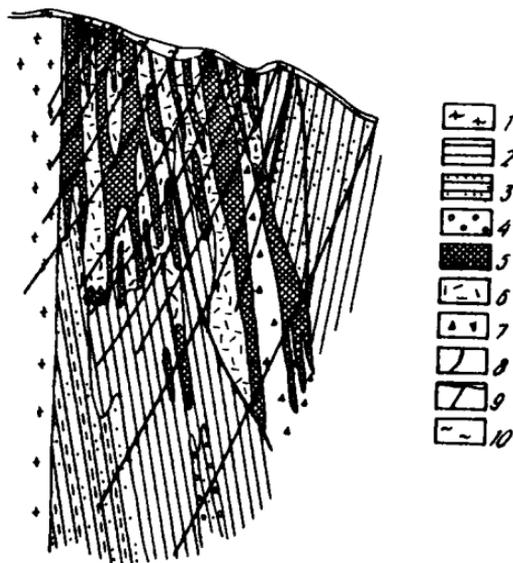


Рис. I. Разрез по разведочной линии IX .

I - биотитовые гнейсы и мигматиты; 2 - метаалевролиты; 3 - метапесчаники; 4 - переслаивающиеся метапесчаники и конгломераты; 5 - руды; 6 - околорудные измененные породы; 7 - алмосиликатно-карбонатные брекчии; 8 - разломы; 9 - разведочные скважины; 10 - рыхлые современные отложения

Основой проведенного исследования рудной зоны Волковского месторождения послужили результаты ее опробования и изучения минералогических и текстурно-структурных разновидностей руд. Всего было использовано около 800 групповых проб со средней величиной интервала опробования 15,6 м и стандартным отклонением 6,8 м. По результатам опробования распределение железа в рудной зоне оказалось отчетливо полинодальным (рис.2).

Гистограмма выявила три статистических коллектива, соответствующих трём природным типам руд - трём уровням концентрации железа, достигающимся в ходе длительной стадийной истории формирования месторождения.

Низший уровень концентрации характеризуется средним содержанием около 15 % и модальным содержанием 12,5 % железа. Средний уровень концентрации представлен статистическим коллективом "рядовых" руд со средним содержанием железа около 30 %. Этот статистический коллектив характеризуется размахом содержаний железа 15 - 45 %, существенно пересекаясь в области малых содержаний со статистическим коллективом бедных руд низшего уровня концентрации. Третий уровень концентрации железа соответствует богатым рудам и очень чётко обособляется на кривой распределения железа. По отдельным пробам содержание Fe общего меняется от 45 до 65 % при среднем содержании около 57 %.

Рудные концентрации низшего уровня представлены эпидот-биотит-плаггиоклаз-магнетит-кварцевыми метапесчаниками, характеризующимися тонковкрапленной и полосчатой текстурой, гранолепидо-бластовой и бластопсаммитовой структурой. Внешне рудные метапесчаники мало отличимы от обычных метапесчаников, даже при содержании магнетита 15 - 20 %. При больших содержаниях магнетита рудные метапесчаники уже хорошо диагностируются. Кроме тонковкрапленного магнетита, в рудных метапесчаниках часто появляется более поздний жильный магнетит-мушкетовит, иногда со следами переконцентрации первичного железа, выражающегося в развитии около жил оторочек осветления с исчезновением магнетита.

Рудные концентрации среднего уровня представлены "рядовыми" эпидот-биотит-амфибол-магнетитовыми рудами, сопровождающимися ореолом околорудных эпидот-биотит-амфиболовых пород. Руды характеризуются пятнистыми, прожилково-пятнистыми, полосчатыми, линзоиднополосчатыми текстурами. Магнетит в них тесно ассоциирован с биотитом, амфиболами и хлоритом. Статистическая совокупность содержаний железа среднего уровня в области низких значений сильно перекрывается со статистической совокупностью содержаний железа рудных метапесчаников.

В связи с тем, что статистические совокупности содержаний железа в бедных и "рядовых" рудах на кривой распределения железа обособляются недостаточно надёжно, было изучено дополнительно совместное распределение некоторых других компонентов: TiO_2 , SrO , Mn_2O_3 ,

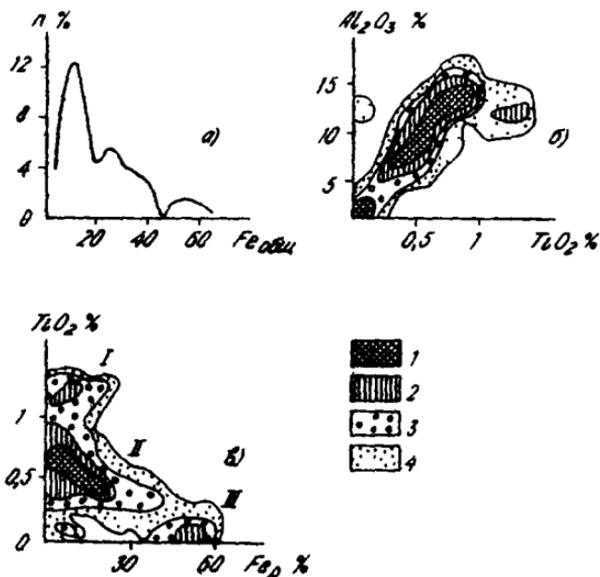


Рис. 2. Распределение железа (а) и совместные распределения титана с железом (б) и с Al_2O_3 (в). Кривая распределения железа построена на основе гистограммы с интервалом 2,5 %. Поля совместного распределения построены на основе двумерных гистограмм с числом классов группирования 10.

Плотности вероятностей распределения: I - более 5 %; 2 - 2 - 5 %; 3 - I - 2 %; 4 - менее I %. Римскими цифрами обозначены: I - статистическая совокупность бедных высокотитанистых руд и оруденелых пород; II - бедных и рядовых руд; III - богатых руд

и др. На диаграммах совместного распределения этих компонентов (рис.2) обособилось по три группы рудных концентраций: I) бедные руды и оруденелые породы с высоким содержанием TiO_2 ; Al_2O_3 и SrO_2 ;

2) бедные и рядовые руды с широкими колебаниями содержания указанных компонентов и линейной положительной корреляционной связью между ними; 3) богатые руды с низкими содержаниями TiO_2 , SiO_2 и Al_2O_3 . Полученные данные указывают на неоднородность выявленного по содержанию железа статистического коллектива бедных руд - наличие среди них относительно высоко- и низкотитанистых разновидностей.

Дополнительное исследование выборки бедных руд ($n = 103$) из центральной части месторождения по разведочным линиям I5 - I7 где отсутствуют существенные количества руд других типов, выявило нелинейную зависимость между составом нерудной (безжелезистой) части руд и содержанием железа (рис. 3). В рудах и оруденелых породах с содержанием железа 15 - 20 % в их безжелезистом остатке, приведённом к 100 %, по сравнению с также пересчитанной безжелезистой частью более бедных железом пород и собственно руд, накапливаются SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , щёлочи. Таким образом, 15 - 20 % концентрации железа оказывается в значительной мере связанным преимущественно с лейкократовыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, обеднёнными магнием, кальцием и железом. Полученный результат на фоне достаточно отчётливо выраженной общей связи метасоматического магнетита с тёмноокрашенными минералами [1 - 3, 6] следует рассматривать как доказательство разнородности бедных руд Волковского месторождения. Одна часть бедных руд представлена метаморфизованными магнетитовыми полевошпат-кварцевыми песчаниками, обогащёнными сфеном; другая же часть бедных руд и оруденелых пород имеет метасоматическую природу и генетически связана с совокупностью "рядовых" гидротермально-метасоматических руд. Эти руды, в отличие от собственно метаморфизованных, сопровождаются ореолом метасоматического обогащения вмещающих пород биотитом, актинолитом и эпидотом.

Рудные концентрации третьего (высшего) уровня парагенетически разнородны. Здесь обособляются по составу два основных типа руд: 1) жильные кварц-кальцит-альбит-биотит-мушкетовит-магнетитовые руды, иногда образующие богатые рудные штоки; 2) прослоистосиликатные актинолит-магнетитовые и апокарбонатные чальк-тремолит-магнетитовые руды, часто обогащённые кальцитом, хлоритом, альбитом, пиритом, халькопиритом и с явно выраженной

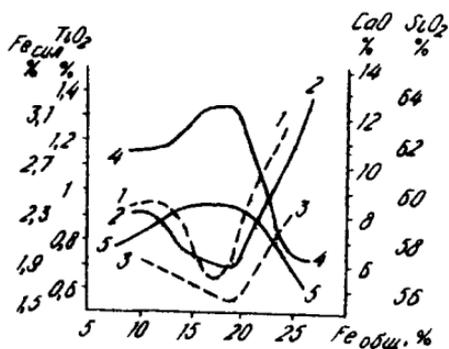


Рис. 3. Изменение содержания Fe сил (1), MgO (2), CaO (3), SiO₂ (4) и TiO₂ (5) в безжелезистой части бедных руд и магнетитовых метапесчаниках в зависимости от содержания железа

глаукофанизацией амфибола. Руды обоих типов преимущественно крупнозернистые.

Кварц-альбит-кальцит-биотит-мушкетовит-магнетитовые руды встречаются не только в виде крупных жил и штоков, но и в виде сложной системы мелких прожилков и просечек в метапесчаниках и метаалевролитах. Минералогически они наследуют особенности магнетитовых метапесчаников и, вероятно, частично имеют метаморфогенно-гидротермальную природу, соответствуя кварцевым жилам, характерным для метапелитов зелёносланцевой фации. Амфибол — магнетитовые богатые руды, как и на большинстве других железорудных месторождениях Алтае-Саянской области [3, 6], имеют постагматическую гидротермально-метасоматическую природу с более удалённым источником питания, чем жильные руды первого типа. Они явно связаны с "рядовыми" биотит-амфибол-магнетитовыми гидротермально-метасоматическими рудами.

Анализ распределения железа, титана и шлакообразующих оксидов руд Волковского месторождения указывает на полигенный механизм рудообразования. В концентрировании железа достаточно отчётливо намечаются два пути. Первый путь связан с локальным совместным перераспределением железа кремния и других компонентов магнетитовых песчаников в поле высокоградиентного приразломного метаморфизма зелёносланцевой фации. Этот путь реализуется и на других месторождениях Верхнеабаканского района

Западного Саяна (Кызырсугском, Сабирзяновском, Ярышкельском), сохраняя биотитовую специфику рудных минеральных ассоциаций. Второй, гидротермально-метасоматический путь, реализуясь только на Волковском месторождении, обеспечивает уникальность этого объекта в Верхнеабаканском железорудном районе. Магнезиальный метасоматоз раннего этапа рудообразования, приводящий к формированию биотитовых пород, в ходе развития метасоматического процесса сменяется кальциевым метасоматозом с замещением биотитовых пород актинолитовыми и отложением основных масс магнетита.

Литература

1. Калугин И.А. *Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд*. Новосибирск: Наука, 1985. 146 с.
2. Князев Г.Б. //Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования: Тез. докл. Новосибирск, 1977. С. 83-85.
3. Князев Г.Б. //Геология и разведка, 1987. № 3. С. 62-66.
4. Князев Г.В., Хохлов В.Е. //Вопросы генезиса эндогенных месторождений. Л.: ЛГУ, 1988. Вып. 7. С. 62-75.
5. Князев Г.Б., Хохлов В.Е., Парубин А.А. //Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск, 1980. С. 183-189.
6. Мазуров М.П. *Генетические модели скарновых железорудных формаций*. Новосибирск: Наука, 1985. 183 с.
7. Парубин А.А., Власов Г.Н. //Разведка и охрана недр. 1982. № 7. С. 22-26.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД
ВЕРХНЕАБАКАНСКОГО РАЙОНА ЗАПАДНОГО САЯНА

Верхнеабаканский железорудный район расположен в западной части кембро-ордовик-силурийской миегосинклинали Западного Саяна, представляющей собой область торпového сочленения Западно-Саянских и Горно-Алтайских структур [1, 6]. Наиболее важными региональными структурными элементами этой области являются Шапшальский, Северо-Саянский и Кузнецко-Алатауский глубинные разломы. В позднеордовикское время эта территория, вероятно, развивалась как зона тектонического скупивания, что привело к формированию на месте осевой части палеозойского палеоокеана субширотной Коньиско-Бедуйской зоны регионального метаморфизма [6]. В силурийское время в регионе получают развитие деструктивные процессы, проявившиеся в основном по северо-западным структурным направлениям. С деструктивными процессами связано развитие железоносных разломов и приразломных структур (рис. 1).

Месторождения приурочены к блокам карбонатно-терригенных отложений ярышкольской свиты нижнего силура. Отложения свиты располагаются среди горноалтайских пород ($E_3 - O$) и трассируют региональные разломы. Южная (Большеабаканская) группа месторождений (Волковское, Ярышкольское) приурочена к одной из ветвей Шапшальского глубинного разлома. Северная (Малоабаканская) группа, включающая Кызырсугское, Сабирзяновское, Едыганское и другие месторождения, приурочена к Кызырсугско-Сабирзяновскому разлому, прослеживающемуся более чем на 300 км. Разломы имеют позднепротерозойско - раннекембрийское время заложения [2] и принадлежат к активным звеньям "геотектонической решётки" [16]. Позиция рудных полей определяется локальными искривлениями рудоносных разломов и внутриразломными структурами. В частности, при северо-западной ориентировке рудоносных разломов рудные поля оказываются приуроченными к субширотным и субмеридиональным внутриразломным структурам. Сложное строение разломов и появление рудовмещающих внутриразломных структур обусловлены взаимодействием разломов с выступами фундамента, метаморфизованного в условиях силлиманит-биотитовой фации, и с жесткими блоками гранитоидов.

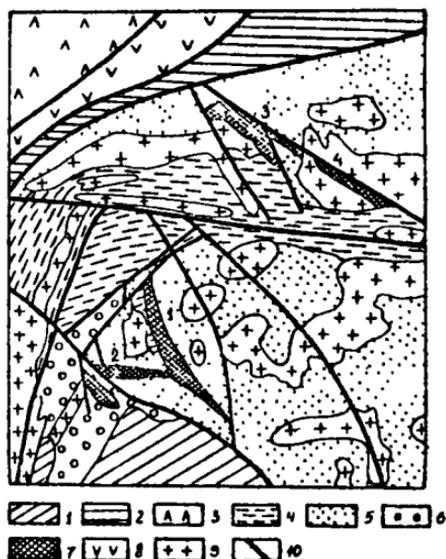


Рис. 1. Структурная схема Верхнеабаканского железорудного района.

1, 2 - кембрийские отложения Чулышманского антиклинория (1) и Арбатской зоны (2); 3 - нижнекембрийские отложения Мрасско-Кондонской зоны; 4 - Коньско-Бедуйская зона регионального метаморфизма; 5 - флишеидные отложения Западно-Саянского синклинория; 6 - ордовикские отложения еринатской мульды; 7 - силурийские отложения приразломных блоковых прогибов; 8 - девонские отложения Абаканского межгорного прогиба; 9 - тела гранитоидов; 10 - разломы. Цифры на карте: 1 - Волковское, 2 - Яршкельское, 3 - Кызырсугское, 4 - Сабирзяновское железорудные месторождения. Схема составлена на основе материалов В.С.Антонова, А.Б.Дергунова, А.М.Егоровикова, Е.С.Единцева и др.

Месторождения представлены эпидот-биотит-альбит-кварц-магнетитовыми (Кызырсугское, Сабирзяновское месторождения), эпидот-биотит-кварц-амфибол-мушкетовит-магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми (Волковское месторождение), хлорит-серицит-кварц-кальцит-мушкетовитовыми жильными (Ярышкольское месторождение) рудами [II, I3], залегающими среди песчаников и алевролитов и, реже, среди карбонатных пород. Рудные тела имеют жильную и линзовидно-пластообразную форму. Они подвергаются пластическим и хрупким деформациям-разлинзовываются, макробудинируются, проявляется оторочка рассланцованных вмещающих пород. Строение руд отражает положение месторождений в зонах разломов. Для них характерны текстуры течения, будинирования, брекчирования, проявляются рудные милониты, неминерализованная рудная "сыпучка". Процесс образования месторождений был многостадийным. Отчётливо устанавливается двухэтапность оруденения. Ранние руды представлены полосчатыми и тонковкрапленными магнетитовыми метаспесчаниками, более поздние руды - жильными зонами и метасоматическими залежами. На месторождении последовательно проявились процессы биотитизации, амфиболитизации, хлоритизации, серицитизации, скаполитизации, микроклинизации, гематитизации, цеолитизации и т.п. После образования железных руд имело место медно-сульфидное оруденение. Из интрузивных пород в пределах рудных полей развиты согласные тела малых габброидных интрузий, на Ярышкольском и Кызырсугском месторождениях зафиксирован также кислый пострудный (?) магматизм в виде даек и небольших штоков альбититов, лейкократовых гранитов. Вмещающие и околорудные породы интенсивно дислоцированы и часто представляют собой, согласно данным микроструктурного анализа, тектониты. Тектонитовый тип ориентировки минералов проявляется и в магматических породах. Степень метаморфизма вмещающих пород выражена неодинаково и возрастает от Ярышкольского к Волковскому, далее Кызырсугскому и Сабирзяновскому месторождениям. Самым крупным является Волковское месторождение, содержащее более 500 млн т железной руды, причём наиболее продуктивным оказалось амфибол-магнетитовое оруденение позднего метасоматического этапа, характерное именно для Волковского месторождения [12].

Строение рудовмещающих отложений рудных полей Гурьевско-Абаканского района обычно рассматривается как мезокристаллическое. Прямые наблюдения, а также геометрический анализ руды -

гатов изучения структурных форм [8] позволили установить сложноскладчатое строение рудовмещающих толщ силурийских отложений и выделить две фазы складчатости (рис. 2). Для субширотных рудных полей первая фаза фиксируется сжатиями, изоклинальными складками. Складки наклонные, чаще опрокинутые на север, в пределах Кызырсугского месторождения, и на юг, в пределах Ярышкольского. Простираание шарниров складок субширотное, с пологими углами падения. Складки относятся к цилиндрическому типу с концентрацией нормалей слоистости вдоль дуги большого круга. Согласно осевым плоскостям и косо к ним получают развитие надвиги и взбросы. Вторая фаза складчатости связана с переориентировкой сжимающих напряжений и нашла выражение в образовании конических структур с крутой осью: для Ярышкольского месторождения азимут падения 40° , угол падения 80° , для Кызырсугского – азимут падения 175° , угол падения 75° (рис. 2, а, б). Размерь основных складок из-за монотонности толщи и интенсивной разломной тектоники устанавливаются с трудом. В пределах обнажений картируются складки шириной от сантиметров до нескольких метров. Размах крыльев основных цилиндрических складок составляет приблизительно 300 – 350 м. Ориентировочный размах наиболее крупных конических структур 400 – 500 м. Траектории рассеивания нормалей слоистости части реально наблюдаемых складок Ярышкольского месторождения показаны на рис. 2, г. В меридиональном Волковском рудном поле также фиксируются две фазы складчатости. Ранняя фаза выражена сжатиями, часто запрокинутыми на запад складками, с крутыми шарнирами – азимут падения 25° , угол падения 56° . С шарнирным погружением совпадает положение рудного столба месторождения. Вторая фаза складчатости выражена в образовании конических структур с осью, погружающейся по азимуту 2° и углом падения 80° (рис. 2, в).

Массовые замеры трещиноватости (более 140), динамический анализ малых структурных форм и микроструктурных ориентировок карбонатов, слюд, кварца [9] позволили реконструировать [3, б, 17] и сгруппировать разновозрастные поля тектонических напряжений. По результатам системного анализа [15] выделено региональное ортогональное сдвиговое поле напряжений с меридиональной ориентировкой оси сжатия (δ_3). Действие ортогонального поля нашло отражение в основных структурных парагенезисах

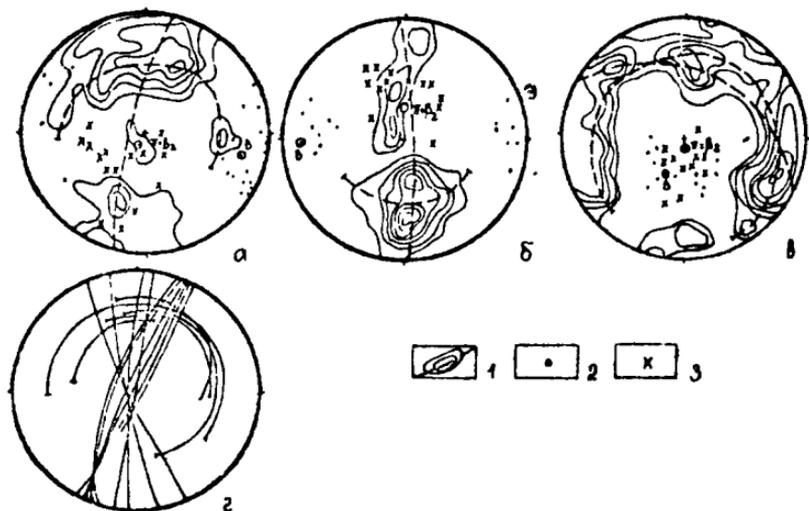


Рис. 2. Диаграммы структурных элементов Ярышкольского (а), Кызырсугского (б), Волковского (в) железорудных месторождений; г - траектории рассеивания нормалей слоистости складок Ярышкольского месторождения.

I - контур и траектории рассеивания нормалей слоистости; 2 - шарниры ранних складок; 3 - шарниры наложенных конических складок. В - шарнир ранней складчатости, $\pi = \beta_2$ - центр мало-круговых траекторий и ось наложенной складчатости. Сетка Вульфа, верхняя полусфера; а - 240 замеров слоистости, изолинии I - 2 - 3 - 4 - (6 - 8) %; б - 83, I - 2 - 3 - 5 - 7 - (8 - 9) %; в - 280, I - 1.5 - 2.5 - 3 - 3.5 - 4 - (5 - 6) %

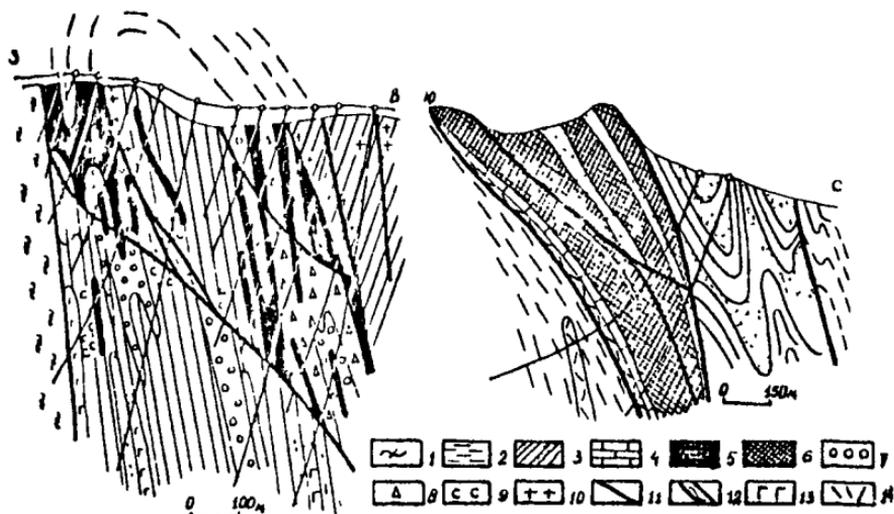


Рис. 3. Геологические разрезы Волковского и Ярышкольского железорудных месторождений.

1 - биотитовые гнейсы и мигматиты; 2 - горноалтайские отложения ($E_3 - O_1$); 3 - метаспесчаники и метаалевролиты ярышкольской свиты (I); 4 - карбонатные породы; 5 - рудные тела Волковского месторождения; 6 - магнетитовые метаспесчаники с жильным магнетит-мушкетовитовым оруденением; 7 - окрлорудные изменённые породы; 8 - алюмосиликатно-карбонатные брекчии; 9 - зоны серпигитизации; 10 - интенсивные проявления инъекционной альбитизации и микроклинизации; 11 - разломы; 12 - зоны внутриразломной гидротермальной минерализации; 13 - габбро; 14 - кварцевые альбититы, альбитпорфиры

различных порядков. Это поле напряжений в геологической истории района проявлялось неоднократно, начиная, вероятно, с позднего протерозоя и до настоящего времени [14], находя отражение в неотектонических структурах [7]. В локальных зонах ортогональное поле напряжений приобретает взбросовый характер [4, 10]. Основными структурными парагенезис первого порядка составляют региональные правосдвиговые северо-западные разломы, субширотная Конныйско-Бедуйская зона сжатия и метаморфизма (см. рис. 1) и крутые диагональные системы трещин, переходящие часто в субгоризонтальные пояса трещиноватости. В пределах рудных полей (структурные парагенезисы второго порядка) действие ортогонального поля определяет основные особенности структуры месторождений. В условиях меридионального сжатия на субширотных участках (Ярышкольское, Кызырсугское месторождения) северо-западных разломов на фоне правосдвиговой активизации последних формируются изоклинные, опрокинутые складки, сопровождающиеся системами надвигов и взбросов. В меридиональных участках разломов проявляются изоклинные складки с крутыми, часто до субвертикальных, шарнирами (первая фаза складчатости) (рис. 2, 3). В складчатость вовлекаются первичные руды. В период затухания активности ортогонального поля получает развитие более локальное диагональное сдвиговое поле напряжений, характеризующееся северо-западным сжатием для Большеабаканской группы месторождений и северо-восточным для Малоабаканской. В период действия диагонального поля происходит дополнительная проработка и активизация меридиональных и широтных структурных направлений. С диагональным полем напряжений, вероятно, связано внедрение малых тел габбро, метаморфизм рудовмещающих силурийских отложений и образование магнетитовых металесчаников и руд раннего этапа формирования железорудных месторождений района. Богатые амфибол-магнетитовые руды второго этапа оруденения, проявившиеся только на Волковском месторождении, связаны с повзгорным проявлением меридионального сжатия. В условиях действия этого поля меридиональные зоны, уже достаточно изостропные и тектонически проработанные, имели большую открытость (режим раздвига) и были максимально благоприятны для процессов оруденения в отличие от широтных зон, находящихся в условиях сжатия. В период действия ортогонального поля напряжений место скопления меридиональных складчатых участков в рудных полях фиксируется изгибами разломов и трещиноватости.

структурных форм, развитием наложенной конической складчатости, надвигов и взбросов (см. рис. 2,3). В рудах Волковского месторождения проявился интенсивный метаморфизм, произошло наложение сульфидной минерализации, зоны концентрации которой располагаются согласно с плоскостями надвигов. В субширотной Ярышкольской структуре с этим полем напряжений, вероятно, связано образование широтных жильных зон кварц-кальцит-мушкетовитового состава. Особое место в структурной эволюции Верхне-абаканского железорудного района занимает поле напряжений с вертикальной ориентировкой оси сжатия (сбросовый тип). Наиболее ярко оно проявлено в древних досилурийских отложениях, локально - в гранитоидных массивах и рудовмещающих толщах. Это поле напряжений связано со становлением гранитоидных массивов, малых интрузий. Оно фиксируется конусом трещиноватости, выполненным в пределах месторождений поздними минеральными ассоциациями. Широкая встречаемость, парагенезис структурных форм этого поля позволяют отнести его к региональным.

Таким образом, железорудные поля района приурочены к зонам региональных разломов с преобладающим взбросо-сдвиговым кинематическим типом.

Строение месторождений определяется сложноскладчатыми чешуйчато - взбросовыми структурами, развивающимися в участках изгиба разломов и их взаимодействия с жёсткими метаморфическими и гранитными блоками.

Образование и вещественная эволюция месторождений происходили в условиях неоднократной смены полей тектонических напряжений, с особой структурообразующей и рудоконтролирующей ролью тангенциального меридионального сжатия, создавшего структурно-благоприятный раздвиговый режим при формировании наиболее продуктивной амфибол-магнетитовой рудной ассоциации.

Литература

1. Боровиков А.М. Типы поперечных сочленений линейных тектонических элементов. М.: Наука, 1971. 160 с.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Кн. 1.: Алтай, Саяны, Енисейский край. Л.: Недра, 1988. 300 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

536 с. 4. Гуков С.В., Князев Г.Б. Кинематический метод анализа деформированности в связи с картированием рудных полей (на примере Ярышккольского железорудного поля). Томск, 1989. 17 с. - Деп. в ВИНТИ, № 899-В89. 5. Гуценко О.И. //ДАН СССР. 1975. Т. 225. № 3. С. 557-560. 6. Дергунов А.Б. Структуры сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 213 с. 7. Дергунов А.Б. //Геотектоника. 1972. № 3. С. 99-110. 8. Казаков А.Н. //Геологическая съемка сложнослоистых комплексов. Л.: Недра, 1980. С. 28-48. 9. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с. 10. Князев Г.Б., Гуков С.В. //Минералогия и геохимия месторождений железа и золота. Томск, 1988. С. 50-55. 11. Князев Г.Б., Хохлов В.Е. //Вопросы генезиса эндогенных месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1988. Вып. 7. С. 62-75. 12. Князев Г.Б., Хохлов В.Е., Парубин А.А. //Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск, 1980. С. 183-189. 13. Кызырсугское железорудное месторождение (Западный Саян) /Г.Б. Князев, С.В. Гуков, А.А. Зубков и др. Томск, 1987. 19 с. - Деп. в ВИНТИ, № 3253-В87. 14. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 365 с. 15. Николаев П.Н. //Природа и методология определения тектонических напряжений в верхних частях Земной коры. Апатиты, 1982. С. 18-35. 16. Поспелов Г.Л. //Изв. Вост. фил. АН СССР. 1957. № 1. С. 14-26. 17. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ТУВА) И ЕЕ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Агардагский массив является наиболее крупным в составе Южно-Тувинского пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны [7]. Гипербазиты массива неоднократно изучались многими исследователями [9,10]. Однако структурные исследования гипербазитов до настоящего времени не проводились. Целью настоящей работы является выявление эволюции внутренней деформационной структуры массива и ее роли в локализации хромитового оруденения.

Агардагский гипербазитовый массив представляет собой линзообразное тело длиной около 20 км при ширине до 3,5 км, вытянутое в северо-восточном направлении согласно со складчатой структурой региона (рис. 1). С вмещающими породами гипербазиты имеют тектонические контакты, которые осложнены тектоническими клиньями кристаллических сланцев и отторженцами гипербазитов в породах обрамления. В зонах контакта гипербазиты и вмещающие их сланцы интенсивно рассланцованы.

Массив сложен главным образом породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. В эндоконтактовых частях они замещаются серпентинитами, среди которых отмечаются тела клинопироксенов. Гипербазиты массива прорываются многочисленными дайками габбро-диабазов и диабазов, которые нередко превращены в родингиты [8].

Породы массива претерпели интенсивные пластические деформации и постоянно обнаруживают признаки метаморфических пород. Детальный структурный анализ плоскостных и линейных элементов в гипербазитах подтвердил наличие трех последовательных этапов пластических деформаций [3].

Первый этап отражает минеральная уплощенность S_0 , фиксируемая крупными индивидами ортопироксена и имеющая северо-западное простирание (рис. 1б) согласно с мегаполосчатостью массива. С плоскостными элементами совмещены многочисленные, субпараллельно ориентированные жилы дунитов в гарцбургитах, которые дисконформны к структуре пород обрамления. Деформационные структуры S_0 северо-западного простирания установлены и в других массивах Южно-

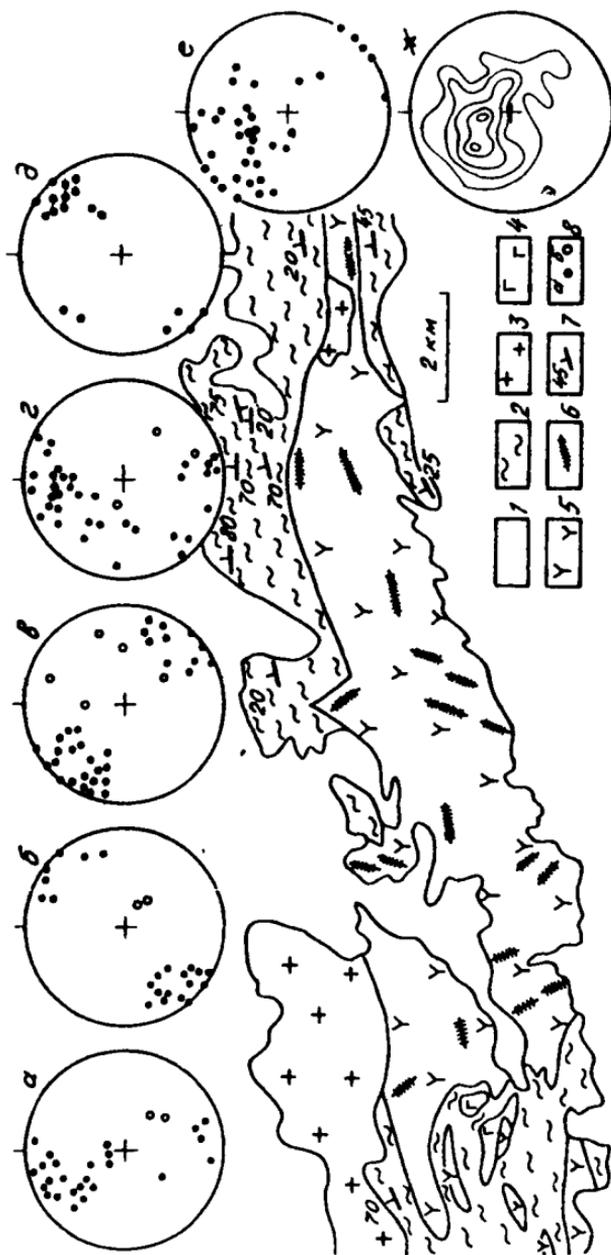


Рис. 1. Схема структурного строения Агардагского гипербазитового массива и диаграммы структурных элементов. 1 — разрывные отложения; 2 — сланцы и кварциты; 3 — граниты; 4 — габбро; 5 — диориты; 6 — дайковый комплекс; 7 — дайковые комплексы; 8 — элементы залегания; 9 — (а) — полюсы отрубок структурных элементов; минеральная уплодненность; плоскостей залегания хромитовых жил, рудингитовых жил; минеральная уплодненность; 0 — минеральная линейность. На диаграммах: проекции полюсов сланцевых жил; минеральных пород (а), минеральной уплодненности и линейности S_1 и L_1 (б), S_2 и L_2 (в), S_3 , L_3 (г), залегания хромитовых тел (д), рудингитовых тел (е), кварц-карбонатных жил (ж).

Тувинского пояса [6] и отражают их ранний этап пластических деформаций.

Деформационные структуры раннего этапа являются рудовмещающими, в них локализованы тела хромитовых руд (рис. 1д). Тела хромитов жилообразной формы либо в виде линз, полос и шпиров. Руды имеют массивную, густо вкрапленную и нодулярную текстуру [9].

Второй этап пластических деформаций проявился в переориентации минеральной уплощенности в северо-восточном направлении (S_1) (рис. 1в). Минеральная уплощенность S_1 фиксируется главным образом кливажом и мелкими индивидами ортопироксена, которые вытягиваются вдоль этого направления. Система S_1 пространственно близка к структуре вмещающей рамы и является синметаморфической. Переориентация структурных элементов способствовала деструкции и частичной переориентации хромитовых тел согласно с S_1 (см. рис. 1д).

На заключительном, третьем, этапе деформации гипербазиты пришли в полное структурное соответствие с породами обрамления (рис. 1а, г). Минеральная уплощенность S_2 представлена главным образом оланцеватостью в серпентинитах, которая проявляется обычно в эндоконтактных частях массива, где с ней связана наложенная деформация хромитовых тел.

Структуры позднего этапа являются контролируемыми в размещении дайкообразных родингитовых тел, асбестовых и кварц-карбонатных прожилков (рис. 1е, ж).

Проведенный структурный анализ свидетельствует о неоднократном вовлечении гипербазитов в пластические деформации.

Петроструктурные особенности гипербазитов Агардагского массива изучались в полосчатых гарцбургитах и секущих по отношению к ним жилообразных телах дунитов (рис. 2). Для гарцбургитов характерно полосчатое строение, обусловленное струйчатым распределением ортопироксена и являющееся наиболее ранним структурным элементом (S_0). Дуниты образуют сеть субпараллельных жил мощностью 10–30 м, которые смыкаются между собой либо расщепляются на более мелкие жилы. Внутри крупных жил отмечаются реликтовые полосы гарцбургитов. Подобные жилообразные тела дунитов широко представлены в Войкаро-Сыньинском массиве [4], которые являются про-дуктами предельного рестирования перидотитов, осуществляемого в условиях пластических деформаций под структурным контролем, обусловленным планом распределения напряжений [13].

Отмечаемые цепочки хромитов в дунитах являются секущими по отношению к залеганию дунитов, однако ориентируются согласно

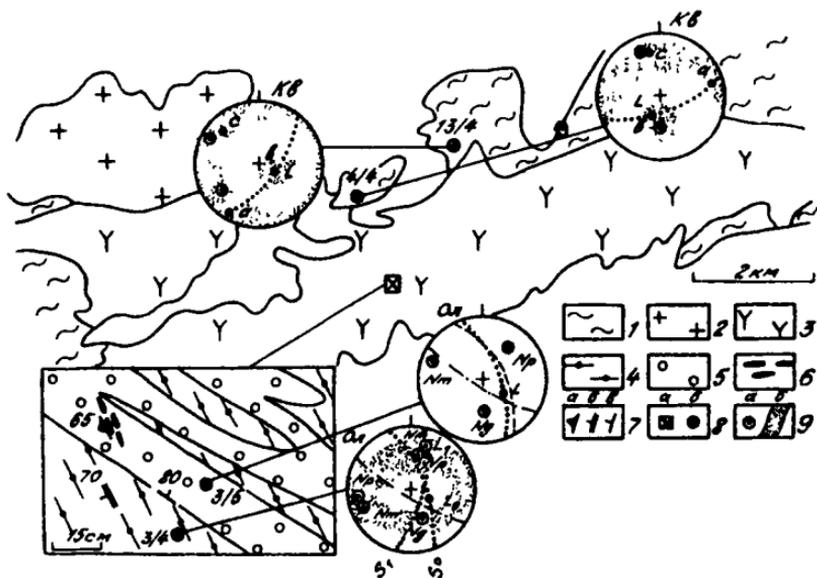


Рис. 2. Схема геологического строения Агардагского гипербазитового массива с данными петроструктурного анализа. 1 - сланцы и кварциты; 2 - граниты; 3 - дунит-гарибургитовый комплекс; 4 - гарибургиты; 5 - дуниты; 6 - цепочки акцессорных хромшпинелидов; 7 - элементы залегания (а - цепочек акцессорного хромшпинелида, б - полосчатости в гарибургитах, в - дунитовых жил); 8 - (а - деталь зарисовки взаимоотношения дунитов с гарибургитами, б - места отбора ориентированных образцов и их номер). На диаграммах: 9а - максимумы (а) и пояса (б) концентрации кристаллооптических осей оливина (Ол) и оптических осей кварца (Кв). Линии: точечная - плоскость минеральной уплотненности с линсино-стью; пунктирная - плоскость залегания цепочек акцессорного хромшпинелида; штрих-пунктирная - плоскость залегания дунитовых жил. "а", "в", "с" - кинематические оси

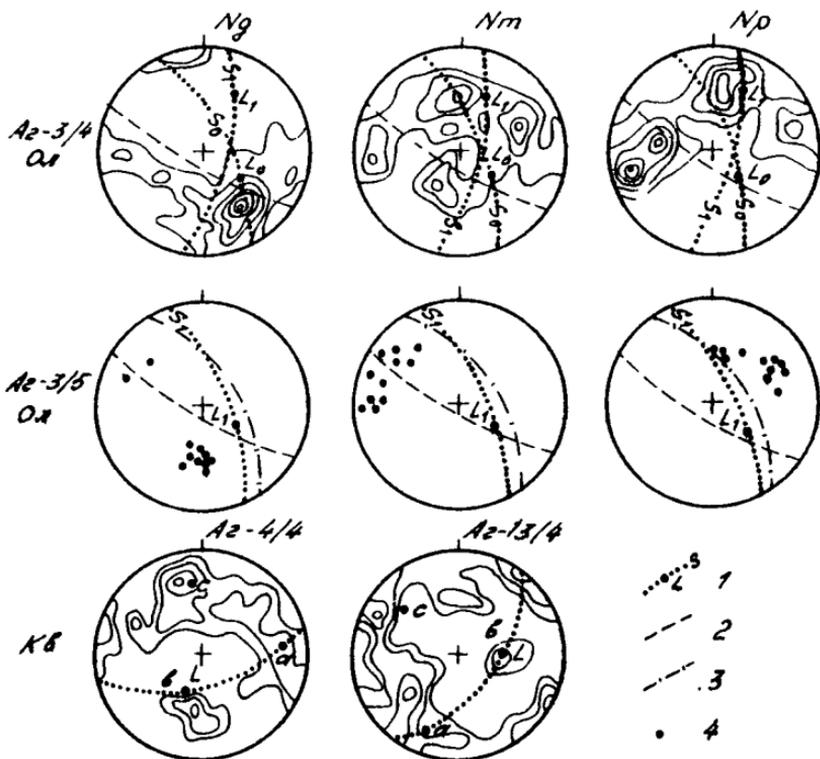


Рис. 3. Диаграммы оптической ориентировки оливина (Ол) и кварца (Кв). Плоскости залегания: 1 - минеральной уплотненности (S) с линейностью (L); 2 - цепочек акцессорного хромшпинелида; 3 - дунитовых жил; 4 - проекции кристаллооптических осей оливина. В образцах Ag-3/4, Ag-4/4, Ag-13/4 исследовано по 100 зерен минералов, в образце Ag-3/5 исследовано 11 зерен оливина. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12% на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полу-сферу

струйчатости крупных индивидов ортопироксена во вмещающих гарцбургитах (S_0).

Под микроскопом гарцбургиты обнаруживают мезогранулярную структуру, обусловленную субизометричными зернами оливина размером 2-3 мм. Микроструктурным анализом установлено, что оливин имеет сложную ориентировку по внутреннему строению (рис. 3, обр. Аг-3/4). Анализ этого узора позволяет выявить два этапа в его образовании. На первом этапе оливины претерпели высокотемпературные деформации, в результате которых сформировалась дисконформная минеральная уплотненность S_0 . На первом этапе по типам узора ориентировки оливина выделяются две стадии пластических деформаций.

На первой стадии формировался узор с максимумом осей N_g , N_m и N_p (рис. 2,3). Минеральная уплотненность (S_0) при этом располагается в плоскости максимумов N_g и N_m и нормальна максимуму N_p . Формирование такой ориентировки обусловлено трансляционным скольжением по высокотемпературной системе (010) [100] и, видимо, на этой стадии сформировалась полосчатость в гарцбургитах, с которой пространственно совмещены цепочки акцессорного хромшпинелида и тела хромитовых руд.

Во второй стадии пластической деформации первого этапа в результате снижения температуры плоскость трансляционного скольжения трансформируется в систему [0K1][100], что сопровождается образованием пояса концентрации оптических осей N_m и N_p , а максимум N_g сохраняет свое положение (см. рис. 2). В результате такого скольжения сформировались ослабленные зоны, вдоль которых и осуществилось частичное плавление гарцбургитов с образованием жил дунитов, так как плоскости их залегания (S) проходят через N_g максимум, а с локальными максимумами N_m и N_p образуют угловые соотношения.

Во второй этап трансляционное скольжение осуществлялось по низкотемпературной системе (100)[001]. В результате произошло усложнение узора ориентировки. Максимум осей N_g растягивается в пояс, минеральная уплотненность S_0 сдвигается секущей по отношению к ней минеральной уплотненностью S_1 , которая лежит в плоскости максимумов N_g и N_m субнормально к максимуму N_p . Минеральная линейность при этом совпадает с локальным максимумом N_m (см. рис. 2).

Для дунитов характерна протогранулярная структура с размером зерен оливина до 10 мм. Форма зерен оливина субизометричная с заливообразными границами. Микроструктурным анализом выявлена ориентировка крупных единичных зерен оливина (рис. 3, обр. аг-3/5),

которая по характеру распределения осей N_d , N_m и N_s близка к ориентировке оливина во вмещающих гарцбургитах. Таким образом, килообразные тела дунитов в гарцбургитах являются сингенетичными с вмещающими полосчатыми гарцбургитами, а их образование обусловлено частичным плавлением под структурным контролем [4, 13].

Петроструктурный анализ рекристаллизованного кварца из метаморфических пород обрамления показал (см. рис. 2,3, обр. Аг-4/4, Аг-13/4), что большая часть оптических осей концентрируется в поле в плоскости оптических осей "ас", а наиболее оильный локальный максимум совмещен с кинематической осью "с". И лишь незначительная часть оптических осей совмещается с кинематической осью "в". Подобные узоры оптических ориентировок отражают низкотемпературные условия пластической деформации [1], которые фиксируются на завершающем этапе в истории динамического преобразования гипербазитов.

Таким образом, формирование внутренней деформационной структуры гипербазитов Агардагского массива обусловлено многократно проявившейся пластической деформацией пород, что установлено для гипербазитовых массивов других регионов [2,11,12]. На ранних стадиях протометаморфического этапа сформировались структуры, дисконформные к структуре вмещающих пород, что свидетельствует о глубинном проявлении деформационного процесса, предположительно на уровнях земная кора-верхняя мантия. Деформация гипербазитов создавалась в условиях высокотемпературного пластического течения. Формирование деформационной структуры связано с интенсивным деплетированием мантийного субстрата, что сопровождалось сегрегированием хромитовых тел под структурным контролем [13].

На заключительных этапах преобразования гипербазитов пластические деформации носили синметаморфический характер в условиях более низких температур и высоких скоростей деформации и приводили к формированию конформных структур. Эти деформации отражали перемещение и консолидацию гипербазитов в земной коре, что сопровождалось деструкцией хромитовых тел и созданием новых деформационных систем, благоприятных для размещения в массиве родинитов и других метасоматитов [5].

Литература

1. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1970. 226с.
2. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпийно-типных гипербазитов. Томск, 1989. 400 с.
3. Гончаренко А.И., Фомин Д.А. Роль динамометаморфизма альпийно-типных гипербазитов в распреде-

лении урана // Вопросы структурной геологии. Томск, 1987. С. 86-100. 4. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформации и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // Геол. и геофиз. 1970. №10. С. 61-71. 5. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск, 1990. 200 с. 6. Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Чернышов А.И. Петроструктурная характеристика деформаций горных пород офиолитов Агардагской зоны // Геолого-петрологические исследования юго-восточной Тувы. Новосибирск, 1988. С. 75-90. 7. Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны (юго-восточная Тува) // Геолого-петрологические исследования юго-восточной Тувы. Новосибирск, 1988. С. 19-75. 8. Кужугет К.С., Ойдул Ч.К. О новом типе родингитов в Агардагском гипербазитовом массиве (Восточная Тува) // Актуальные вопросы геологии Сибири: Тез. докл. Томск, 1988. Т.1. С. 125-127. 9. Никитчин П.А. К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Матер. по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. Вып. I. С. 43-47. 10. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с. 11. Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. 12. Щербakov С.А. Пластические деформации ультрабазитов ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с. 13. Boudier F., Nicolas A. Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites // Magma genesis. H. Dick, Oregon Dept. Geology, 1977. Bull. 96. P.63-78.

А.И. Чернышов
СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГАРЦБУРГИТОВ ОСПИНСКОГО МАССИВА
(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Оспинский нефритоносный гипербазитовый массив расположен в юго-восточной части Восточного Саяна, Внутреннее строение его характеризуется наличием складчатых и линейных деформационных структур, как конформных, так и дисконформных к структуре вмещающих пород обрамления [2].

Ультраосновные породы, слагающие массив, входят в состав дунит-гарцбургитовой ассоциации гипербазитов как составных частей офиолитовых комплексов [1,3]. Среди них выделяются два генетических типа пород – метаморфический и метасоматический, при значительном преобладании первого [4].

Метаморфическими гипербазитами являются дуниты и гарцбургиты, которые претерпели длительную эволюцию структурно-вещественных преобразований, что находит отражение в закономерной смене деформационных структур породообразующих минералов и их химического состава. К этому типу относятся также серпентин-оливиновые ультраметаморфиты и серпентиниты с признаками метаморфических пород.

Породы метасоматического типа представлены вердит-клинопироксенитовой, нефритовой и листовитовой ассоциациями.

Наиболее представительными породами в массиве являются гарцбургиты, которые по структурным особенностям и минеральному составу подразделяются на две большие группы – пластически деформированные и метаморфогенные [4]. Среди пластически деформированных гарцбургитов по степени деформации выделяются протометаморфические и синметаморфические. К протометаморфическим относятся гарцбургиты с протогранулярным и мезогранулярным типами деформационных структур оливина, а наиболее интенсивно деформированные синметаморфические гарцбургиты имеют порфирокластовый, порфиролейстовый и мозаичнолейстовый типы структур оливина. Внутреннее строение массива обнаруживает динамометаморфическую зональность, при этом степень деформации пород возрастает от центра к периферии и фиксируется сменой деформационных структур оливина: протогранулярный → мезогранулярный → порфирокластовый → порфиролейстовый → мозаичнолейстовый.

Метаморфогенные гарцбургиты слагают главным образом краевые

Таблица 1

Основные статистические характеристики гарбурцитов

Оксиды	Пластически деформированные				Метаморфогенные			
	Протометаморфические		Синметаморфические		Серпентин-оливиновые ультраметаморфиты		Серпентинизированные	
	1(16)		2(18)		3(14)		4(14)	
	\bar{x}	σ^2	\bar{x}	σ^2	\bar{x}	σ^2	\bar{x}	σ^2
SiO ₂	43,79	0,80	43,41	0,67	44,23	1,36	45,28	1,44
TiO ₂	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	0,71	0,34	0,69	0,56	1,13	0,66	0,01	0,59
Cr ₂ O ₃	0,44	0,19	0,43	0,25	0,35	0,11	0,41	0,18
Fe ₂ O ₃	3,64	1,30	3,02	1,15	5,02	1,47	5,06	1,82
FeO	4,75	1,37	4,82	1,32	2,50	0,90	2,77	1,33
MnO	0,12	0,01	0,35	1,07	0,07	0,03	0,08	0,04
NiO	0,25	0,12	0,27	0,06	0,26	0,04	0,27	0,06
MgO	46,08	1,00	47,10	1,04	46,23	1,36	44,84	1,38
CaO	0,17	0,17	0,10	0,12	0,04	0,16	0,20	0,26
Na ₂ O	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02

Таблица 2

Характеристики собственных чисел

ГК	Собственные числа	Станд. откл. собств. чисел	Доля следа	Накопленная доля следа
1-я	5,93E + 00	1,01E + 00	0,58	0,58
2-я	2,49E + 00	4,23E - 01	0,24	0,83
3-я	1,07E + 00	1,82E - 01	0,11	0,93
4-я	3,12E - 01	5,31E - 02	0,03	0,96

Таблица 3

Доли объясненной дисперсии исходных окислов

Окислы	Г л а в н ы е к о м п о н е н т ы				Σ
	1-я	2-я	3-я	4-я	
SiO ₂	0,27	<u>0,48</u>	<u>0,24</u>	0,00	<u>0,99</u>
TiO ₂	0,01	0,02	0,00	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	0,10	<u>0,14</u>	0,04	0,10	<u>0,38</u>
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe ₂ O ₃	<u>0,83</u>	0,09	0,07	0,00	<u>0,99</u>
FeO	<u>0,82</u>	0,08	0,09	0,00	<u>0,99</u>
MnO	0,01	0,00	0,00	<u>0,85</u>	<u>0,85</u>
NiO	0,02	0,02	0,00	0,08	0,12
MgO	0,33	<u>0,55</u>	<u>0,11</u>	0,00	<u>0,99</u>
CaO	0,07	<u>0,15</u>	0,01	0,01	0,24
Na ₂ O	0,00	<u>0,15</u>	0,03	0,08	0,26
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02

Таблица 4

Корреляция окислов с главными компонентами

Окислы	Г л а в н ы е к о м п о н е н т ы			
	1-я	2-я	3-я	4-я
SiO ₂	<u>0,52</u>	<u>-0,69</u>	<u>0,48</u>	0,05
TiO ₂	-0,09	0,15	-0,06	-0,07
Al ₂ O ₃	<u>0,32</u>	<u>-0,38</u>	-0,19	<u>-0,32</u>
Cr ₂ O ₃	-0,03	-0,01	-0,12	-0,02
Fe ₂ O ₃	<u>0,91</u>	<u>0,30</u>	<u>-0,26</u>	0,05
FeO	<u>-0,91</u>	<u>-0,28</u>	<u>-0,29</u>	0,04
MnO	-0,11	0,01	0,02	<u>0,92</u>
NiO	-0,15	0,14	0,03	<u>-0,28</u>
MgO	<u>-0,58</u>	<u>0,74</u>	<u>0,34</u>	0,00
CaO	<u>-0,26</u>	<u>-0,39</u>	0,07	0,12
Na ₂ O	0,03	<u>-0,39</u>	-0,17	<u>-0,28</u>
K ₂ O	-0,05	-0,10	-0,03	-0,11

части массива. К ним относятся гарцбургиты, претерпевшие вторичную оливинизацию, и интенсивно серпентинизированные гарцбургиты.

Выделенные петроструктурным методом разновидности гарцбургитов подтверждаются математическим анализом их химического состава с помощью диалоговой системы JEC [5]. В результате получены основные статистические характеристики каждой разновидности (выборки) гарцбургитов и установлено, насколько достоверно они отличаются друг от друга по химическому составу.

Основные статистические характеристики гарцбургитов показаны в табл. 1, из которой следует, что их разновидности имеют близкий состав и минимальные вариации содержаний породообразующих окислов.

Методом главных компонент установлены следующие закономерности. Выделены четыре главные компоненты (ГК) (табл. 2), общая доля составляет 0,96. 1-я ГК объясняется главным образом Fe_2O_3 и FeO (табл. 3) и имеет положительную корреляцию с SiO_2 и Fe_2O_3 , отрицательную с FeO и MgO (табл. 4) и, очевидно, связана с серпентинизацией гарцбургитов.

2-я ГК определяется SiO_2 , MgO , меньше Al_2O_3 и CaO (см. табл. 3). Для нее характерна положительная корреляция с MgO и Fe_2O_3 и отрицательная с SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , FeO , Na_2O (см. табл. 4). Эта компонента, видимо, обусловлена пластической деформацией пород.

3-я ГК, согласно табл. 3 и 4, отражает процесс вторичной оливинизации гарцбургитов. 4-я ГК является уникальной и объясняется главным образом MnO .

Таблица 5

Частоты ошибочной классификации

Гарцбургиты \ ГК	1-я	2-я	3-я	4-я
1	<u>0,44</u>	0,38	0,03	0,12
2	0,22	<u>0,67</u>	0,11	0,00
3	0,13	0,00	<u>0,81</u>	0,03
4	0,21	0,00	0,33	<u>0,42</u>

Примечание. Средняя доля правильной классификации 0,50. Количество правильно отнесенных объектов 37.

Гарцбургиты: 1 - протометаморфические; 2 - синметаморфические; 3 - с вторичным оливином; 4 - интенсивно серпентинизированные.

Таким образом, наибольшую информацию, объясняющую ГК, несут SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , Al_2O_3 , MnO (см. табл. 3).

Метод дискриминантного анализа позволил установить достоверность различий для четырех выделенных групп гарцбургитов. По химическому составу первая группа определяется с достоверностью 44%, вторая - 67%, третья - 81%, четвертая - 42% (табл. 5). Средняя доля правильной классификации составляет 60%. Таким образом, правомерность предпринятого расчленения гарцбургитов на генетические группы подтверждается результатами статистического анализа, методами главных компонент и дискриминантного анализа.

Литература

1. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, 1989. 400 с.
2. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск, 1990. 200 с.
3. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 269 с.
4. Чернышов А.И. Деформация и петрология альпинотипных гипербазитов Восточного Саяна: Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1987. 267 с.
5. Шахтмейстер Л.И. Диалоговая система JEC (методические указания). Томск, 1986. 28 с.

А.Ф.Коробейников

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ПРИ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СКЛАДЧАТЫХ РЕГИОНОВ

Для складчатых областей свойственно проявление разноглубинного базальтоидного и гранитоидного магматизма с сопровождающими разнотипными рудно-метасоматическими формациями в соответствии с трехэтапным развитием геосинклиналей. Успешная разработка проблемы оценки золотоносности складчатых систем неразрывно связана с выяснением закономерностей размещения различных формационных типов месторождений в структурах разных этапов развития геосинклиналей.

Обсуждению эволюции генетически разных эндогенных концентраций золота в земной коре во времени посвящена работа С.Д.Шера [1]. В ней показаны увеличение роли вещества земной коры при формировании золотого оруденения более молодых геохронов,

цикличность его развития по мере возрастания роли разломов и уменьшения значения складчатых дислокаций и консолидационных структур для локализации золотого оруденения от древнего геохрона к более молодому, а в пределах неохрона — по мере развития геосинклинальных систем.

К настоящему времени накопились новые материалы, позволяющие раскрыть закономерности проявления различных типов золотого оруденения в период формирования складчатых регионов. Поэтому автором на примере складчатых систем Сибири изучены особенности проявления различных типов месторождений в раннегеосинклинальный, орогенный и посторогенный этапы развития геосинклинально-складчатых систем.

Специфика золотоносности палеозойских орогенов выразилась в совмещении в единых структурных зонах приповерхностных и среднеглубинных рудно-метасоматических формаций в связи с проявлением разноглубинного базальтоидного и гранитоидного магматизма в разные этапы развития геосинклиналей. Золотоносные структуры палеозойск входят в состав Урало-Монгольского складчатого пояса, который в виде гигантской дуги с запада и юга охватывает Сибирский кратон. В этот пояс входят Уральский, Казахстанский, Тянь-Шаньский, Алтай-Саянский сегменты. Здесь оформились структурные зоны байкальской, салаирской, каледонской и герцинской консоли-

даций. В отдельных регионах проявились процессы тектоно-магматической активизации ранее консолидированных орогенов. В складчатых областях выделяются геосинклинальный рифейско-кембрийско-карбонный орогенный средне-верхнепалеозойский и платформенный мезозойско-кайнозойский ярусы. Внутренняя структура салаирид, каледонид и герцинид представляет мозаику складчато-блоковых эвгеосинклинальных зон, линейно-складчатых миевгеосинклинальных зон, блоков жестких срединных массивов с парагеосинклинальным типом развития и блоков-выступов мелких срединных массивов складчатого основания салаирид-каледонид [2]. Среди эвгеосинклинальных зон различаются офиолитовые, спилито-кератофировые, андезит-диабазовые, андезит-дацитовые типы. Мезозойско-кайнозойский платформенный структурный комплекс выполняет межгорные впадины или обрамляет горные сооружения вдоль длительно развивавшихся глубинных разломов.

Разноглубинные рудно-метасоматические формации формировались в различные этапы развития складчатых областей. Они связаны со становлением магматических тел раннегеосинклинального, инверсионно-орогенного, посторогенного этапов развития подвижных зон земной коры. По возрастающей глубинности выделены следующие формации: 1) пропилито-кварцевая близповерхностная с золото-сульфидной минерализацией, 2) аргиллизитовая малоглубинная с золото-халцедон-кварцевой и кварцево-золото-антимонитовой минерализациями, 3) скарновая гипабиссальная с золото-медно-висмутосульфидной продуктивной ассоциацией, 4) калишпат-альбитит-грейзеновая среднеглубинная с золото-кварцевой, золото-редкометалльной минерализациями, 5) актинолитовая среднеглубинная с золото-кварцевой ассоциацией, 6) березито-лиственитовая среднеглубинная с золото-кварцевой-полисульфидной минерализацией, 7) гумбетовая среднеглубинная с золото-кварцевой, золото-швелит-кварцевой минерализациями. Нередкая совмещенность в единых структурах приповерхностных пропилитов-кварцитов и среднеглубинных альбититов, скарнов, березитов-лиственитов, малоглубинных аргиллизитов с сопровождающими разнотипными золотыми рудами, вероятно, свидетельствует о последовательно-наложенном развитии разноглубинных магматических и рудно-метасоматических процессов в орогенных структурах, прошедших эволюцию от геосинклинального до постскладчатого этапов.

Раннегеосинклинальному этапу становления эвгеосинклинальных

зон соответствуют проявления сопряженных процессов эффузивно-интрузивного базальтоидного магматизма, метасоматизма пропилитового типа и золотоносных метасоматических кварцитов. Именно к эпигеосинклиналям или к поднятиям блоковой формы с субвулканическими андезитами, плагиопорфирами, гранофирами, дацитами, альбитофирами и приурочены золотоносные колчеданно-полиметаллические руды в зонах пропилитизации вулканитов и приповерхностная прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация в метасоматических кварцитах ряда синклинариев Салаира, Рудного Алтая, Казахстана, Урала. Максимум оруденения обычно приходится на монокварцевую и каолинитовую зоны метасоматитов. Пробы золота отвечают 180-860, отношение $Au : Ag - 2:1 - 3:1$. Кроме этой ранней минерализации, в данных структурах проявляются секущие жильно-штокверковые золото-кварцевые руды, в которых золото имеет пробы 820-920 [3].

В инверсионно-орогенный этап салаирско-каледонский и герцинский гранитоидный магматизм и сопровождающий среднеглубинный метасоматизм проявились в зонах сочленения складчато-блоковых сегментов земной коры разной степени консолидации и мобильности. Магматические формации периода общей инверсии и замыкания геосинклиналей развивались в связи с разрастанием геантиклинальных поднятий [4]. При этом базальтоидный магматизм сменялся гранитоидным, приведшим к становлению крупных батолитов пестрого состава и консолидации соответствующих участков подвижных зон. В других зонах возникли пояса малых интрузий и даек габбро-диорит-гранодиоритовой формации [5,6]. Золотое оруденение среднеглубинного типа связано со становлением I и II фаз орогенных гранитоидных интрузий повышенной основности и их дайковых серий диорит-лампрофирового ряда, а с III фазой лейкогранитов и порфиров - молибден-вольфрамовое или оловянное оруденения. Гранитоидные интрузии относятся к габбро-плагиогранитовой, диорит-гранодиоритовой формациям и формациям батолитов пестрого состава [7]. Для них свойственны набор контрастных по составу пород от габброидов до гранитов, натриевая специализация магматитов (Na преобладает над K на 1-2 мас.%), наличие протокристаллов основных плагиоклазов, алмандина, пироксена, кварца, свидетельствующих о докамерной кристаллизации исходного глубоководного расплава, присутствие муассонита, самородных $Pb, Fe, Zn, Bi, Au, Ag, Sn$ и других минералов восстановительной обстановки, указыва-

важних на широкое участие подкорových флюидов, преобладание Ca над F ($Ca:F$ 2-50) во флюидной фазе кристаллизующихся интрузий, повышенные параметры распределения $Au, Ag, Cu, Bi, Pb, Zn, Ua$ в минералах гранитоидов ($U_{Au} \geq 80\%$, $K_N^{Au} \geq 1,7$) и ореолов повышенной золотонности контактовых метаморфитов ($K_N^{Au} \geq 1,2-1,4$) и метасоматитов (1,8-157) [8].

Первоначально формировались магнезиальные, известковые скарны, калишпатовые, альбитовые автometасоматиты, затем грейзены, березиты-листвениты, гумбеиты, аргиллизиты, завершившиеся возникновением золотых руд. Золотое оруденение представлено золото-скарновым, золото-редкометалльно-альбититовым, золото-кварцево-березитовым формационными типами. Золото-скарновая гипабиссальная формация включает золотоносные скарны и золото-пирротин-медносурьфидные метасоматические залежи на контактах гранитоидов с доломитами [8]. Среди продуктивных ассоциаций в скарнах выделяются: 1) высокотемпературные (420-260°C) золото-кварцево-актинолитовые штокверковые (пробы золота 920-960), 2) среднетемпературные (320-240°C) золото-медно-висмутосурьфидные прожилково-вкрапленные в перекристаллизованных или лиственитизированных скарнах (пробы золота 820-980) и 3) золото-молибден-медно-висмутосурьфидные, 4) среднетемпературные (300-200°C) золото-пирротин-теллуридомедносурьфидные контактовые залежи в кальцификациях (пробы золота 582-958). Выделяются руды как продукты скарнового процесса и руды как продукты стадии кислотного выщелачивания скарновых минералов [9].

Золото-кварцево-березитовая среднеглубинная формация (390-180°C) включает кварцевые жилы и штокверки с разным сочетанием сульфидов среди гумбеитов, березитов-лиственитов, а также прожилково-вкрапленную золото-углеродисто-сульфидную минерализацию в лиственитизированных углеродистых сланцах. Проявляется вертикальная и горизонтальная зональность различных типов метасоматитов, руд. Нижняя и внешняя зоны представлены породами формации щелочных метасоматитов или пропилитов, а внутренняя - березитов-лиственитов [10,11].

Выделяется новый гидротермально-метасоматический тип оруденения - золото-редкометалльно-альбититовый, связанный со щелочным метасоматизмом гранитоидных и габбро-сиенитовых интрузий. Специфичность золотой минерализации (наличие берилла, шеелита, вольф-

рамита, колумбита, касситерита, молибденита, висмутина, галени-
та, золота (пробы 920-950) в кварцево-альбитовых и кварцево-ка-
лишпатовых метасоматитах многих складчатых структур разного
возраста и послужила основанием для выделения этого формационно-
го типа оруденения [12]. Он включает кварцево-альбитовые и ка-
лишпатовые метасоматиты с прожилково-вкрашенной и жильно-шток-
верковой золото-редкометальной минерализацией в гранитоидах
салаирского, каледонского, киммерийского циклов консолидации
складчатых структур.

С субвулканическими гранитами, сиенитами периода активиза-
ции каледонских и герцидских орогенов связана малоглубинная ар-
гиллизация с сопряженными золото-антимонитовыми и золото-халце-
донкварцевыми рудами. Явления малоглубинного метасоматоза аргил-
лизитового формационного типа и сопряженного золотого оруденения
проявились по окраинам прогибов и межгорных впадин. Рудные зоны
контролируются кольцевыми вулканическими структурами и дайками
андезитовых порфиритов. Золото-антимонит-аргиллизитовая форма-
ция чаще представлена кварцево-золото-антимонитовыми жилами,
прожилками. Отношение $Au : Ag$ в этих рудах от 1:5 до 1:20.

Каждая золотоносная структурно-формационная зона сложена
присущими ей геологическими формациями, которые отвечают гео-
синклинальному, орогенному и посторогенному этапам развития зем-
ной коры. Они характеризуются определенным составом вулканоген-
но-осадочных пород и формой проявления магматизма и метасоматиз-
ма. Пространственное размещение интрузивных тел и эндогенных
месторождений контролировалось сквозными поперечными разломами,
зонами трещиноватости, нередко образующими ортогональные системы.
Золоторудные поля имеют мелкоблоковое внутреннее строение и при-
урочены к узлам наиболее усложненных продольных и поперечных
окладчатых и разрывных структур в зонах активного диапиризма.
Эти зоны подчеркиваются кольцевыми и дуговыми региональными стру-
ктурами. Самые крупные из них локализованы в блоках рифейско-кем-
брийских и средне-верхнепалеозойских вулканогенных толщ нижнего
структурного яруса с неоднократным проявлением магматизма и ме-
тасоматизма. Ряд полей и месторождений располагается в бортах,
на выклиниваниях офиолитовых подошв среди чернославцевых толщ и
связан со становлением гипербазит-базит-плагмогранитных непре-
рывных интрузивных серий.

В распределении месторождений разных типов в пределах скла-

чатых структур проявляется региональная зональность, обусловленная глубиной становления интрузий (1-7 км), метасоматитов и руд (0,8-5 км) и величиной эрозионного среза блоков этих зон.

В отдельных рудных полях можно выделить горизонтальную зональность относительно интрузивных тел, блоков площадных метасоматитов, офиолитовых поясов, блоков разуплотненных пород фундамента (диапиров).

В одних структурно-формационных зонах проявляется ирусность в размещении оруденения, обусловленная блоковым строением зон, приуроченностью метасоматических золото-сульфидных руд к средним и верхним горизонтам карбонатных толщ, прорванных нижнепалеозойскими гранитоидами, а жильно-прожилковых и вкрапленных золото-кварцево-сульфидных - к перекрывающим сланцевым толщам [13]. В других структурах отмечается вертикальный ряд месторождений снизу вверх: 1) золото-кварцево-березитовые; 2) золото-углеродисто-сульфидные, 3) убогосульфидные - золото-кварцевые типы. Они образуют ряд месторождений от среднеглубинных (4-5 км) до малоглубинных (1,8-1,0 км). В рудном поясе каледонид установлено трехэтажное размещение эшелонированных золоторудных месторождений: близповерхностных золотоносных полиметаллических, среднеглубинных золото-кварцевых, малоглубинных кварцево-золото-серебряных. При повторной активизации внедрялись малые интрузии повышенной основности-щелочности с проявлением золотой, медно-золотой, золото-сурьмяной, золото-редкометалльной формаций. Наложение разнотипной минерализации происходило при подновлении глубинных разломов [14].

Следовательно, каждому этапу развития палеозойских геосинклиналией отвечает законченный цикл магматической и гидротермальной деятельности, начиная с интрузивного магматизма, метасоматизма и завершаясь сопряженным золотым оруденением. Но наибольшая продуктивность на промышленное оруденение проявилась в эрозионный этап. В эвгеосинклиналиях с полным циклом развития выявлена смена близповерхностных золотоносных колчеданно-полиметаллических в раннегеосинклиальный этап на среднеглубинные золото-скарновые, золото-редкометалльно-альбититовые, золото-кварцево-березитовые и на малоглубинные золото-антимонит-аргиллитовые, золото-халькоген-кери-аргиллитовые типы руд этапа активизации эрогенов. Особенности проявлений, типы рудно-метасоматических формаций, их эволюция определялись развитием тектоно-магматичес-

процессов в конкретных регионах. Они свойственны геосинклиналям с интенсивным магматизмом и металлогенией ранней стадии развития, слабым магматизмом и рудообразованием поздней стадии. Как показано В.И.Смирновым [15], в этих условиях геосинклинального развития земной коры господствуют халькофильные и сидерофильные месторождения, в том числе золотосодержащие и собственно золоторудные.

Литература

1. Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.
2. Кузнецов В.А. // Вопросы геологии Азии. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С.202-227.
3. Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г., Агеенко Н.Ф. и др. // Условия образования, принципы прогноза и поисков золоторудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1983. С.31-66.
4. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. и др. // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1971. С.5-9.
5. Левитин Г.М., Ершова Н.А., Грабежев А.И. // Сов. геология. 1979. № 12. С.42-56.
6. Хамрабаев И.Х., Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1971. С.94-98.
7. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
8. Коробейников А.Ф. // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982. С.89-93.
9. Коробейников А.Ф. // Скарны и руды. Новосибирск: Наука, 1980. С.50-55.
10. Коробейников А.Ф., Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г. и др. // Геол. рудн. месторожд. 1986. Т.28. № 4. С.61-71.
11. Коробейников А.Ф., Масленников В.В. // Метасоматиты эндогенных месторождений Урала. Свердловск: УО АН СССР, 1989. С.100-110.
12. Коробейников А.Ф. // ДАН. 1981. Т.260. № 1. С.179-182.
13. Коробейников А.Ф., Номоконова Г.Г., Ерофеев Л.Я. // Геол. рудн. месторожд. 1987. Т.29. № 29. С.58-70.
14. Глоба В.А., Нарсеев В.А., Садовский Ю.А. // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М.: Наука, 1975. С. 248-251.
15. Смирнов В.И. // Геол. рудн. месторожд. 1974. № 1. С. 3-17.

А.В.Мананков, Ю.Г.Григорьев, В.Г.Биржов

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ОПАЛА В ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Благородный опал с радужной игрой цвета (опалесценцией) и красиво окрашенные разновидности обыкновенного опала известны с времен Римской империи. По условиям образования месторождения опала делятся на два типа: 1) гидротермальные (в средних и кислых вулканитах) и 2) экзогенные (в корях выветривания алюмосиликатных осадочных пород). Преобладающий объем добычи приходится на австралийские месторождения кор выветривания. В СНГ месторождения благородного опала не известны, хотя в ряде работ упоминается о находках в Карпатах, на Украине, Чукотке и Камчатке [1]. Обыкновенный опал относится к широко распространенным минералам в нашей стране. Недавно появилось сообщение об открытии в Тименской области целого региона осадочного опалового сырья многоцелевого назначения, приуроченного к верхнемеловым и эоценовым отложениям [2]. В Томской области до последнего времени об этом минерале сведений не было.

Описываемое месторождение расположено в Томском районе вблизи п. Мирный на правом склоне р. Ушайка в 3 км выше ее слияния с р. М. Ушайка. Опалсодержащая зона вскрыта щебневым карьером в тектонически нарушенных и выветрелых песчано-сланцевых отложениях лагерноосадочной свиты нижнекаменноугольного возраста на контакте с дайками диабаз. В тектоническом отношении месторождение представляет собой поперечный горст субмеридионального простирания шириной около 100 м, ограниченный разрывными нарушениями предположительно типа взброса. На рис. 1, а показан разрез месторождения в стенке карьера, а на рис. 1, б - его горизонтальный план, выполненные методом глазомерной съемки.

Западная часть карьера сложена порфиристыми диабазитами буровато-темно-серого цвета, однородной массивной текстуры, со следами выветривания. Эти диабазы прорываются тремя кварцевыми жилами мощностью от 10 до 35 см с зонами ороговикования и окварцевания по периферии. Дайки диабаз, расположенные восточнее, отличаются субафировой структурой, сильно подроблены, ожелезнены. Степень выветривания резко возрастает сверху вниз и

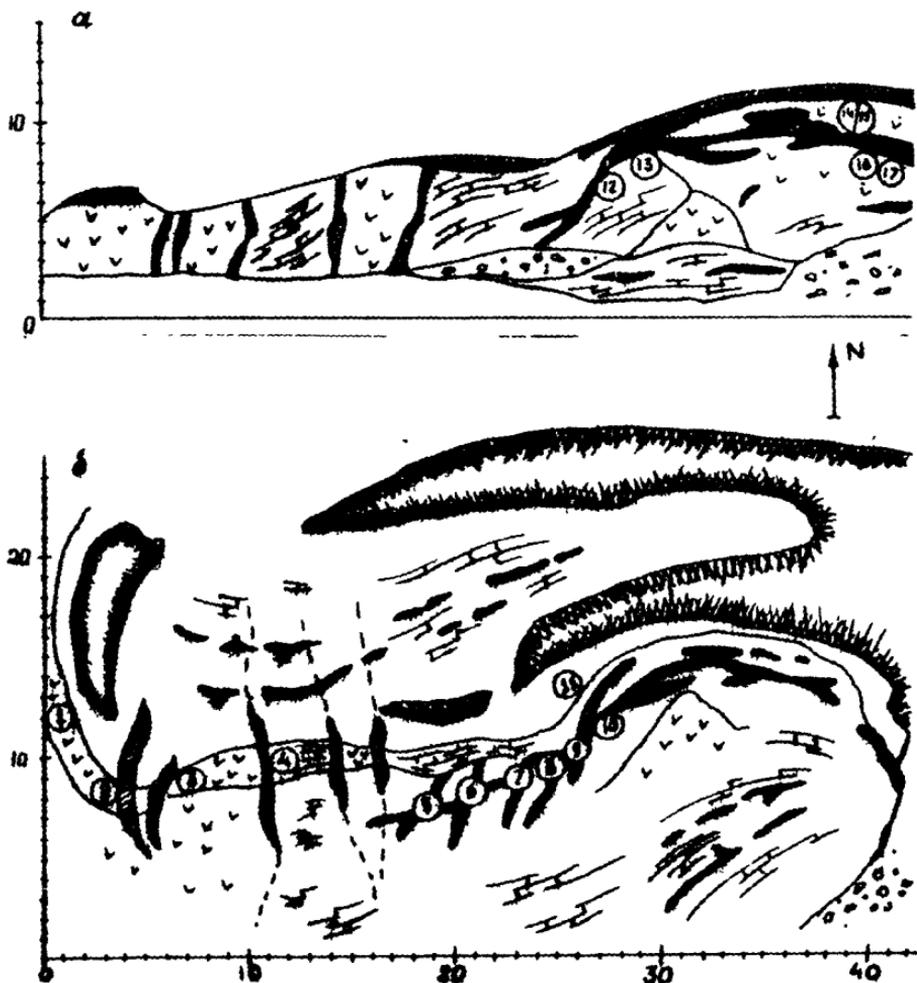
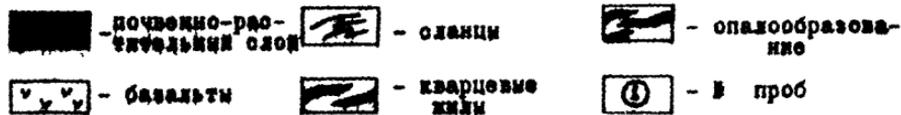


Рис. 1. Субмеридиальный вертикальный разрез (а)
и план месторождения опала (б)



Масштаб горизонтальный и вертикальный: 1 : 250

с запада на восток. Сланцы, контактирующие с диабазамми, имеют темно-серый цвет, углисто-глинистый состав, заметное ожелезнение по трещинам. Контакты с диабазамми рвущие, неровные, заливообразные. Степень выветривания сланцев увеличивается вверх по разрезу и на восток.

Опал представлен двадцатью жилами от 5 до 25 см мощностью, ровными или с раздувами и преимущественно субширотного и субмеридионального простирания, реже гнездами, желваками. Две последние формы характерны для восточного края карьера, где опал расположен в рыхлых отложениях. Перспективы месторождения по простиранию грабена (в северном направлении) не определены. Томская геолого-разведочная экспедиция запланировала с этой целью пробурить первые три-четыре разведочные скважины глубиной 30-50 м. По имеющимся на сегодня геологическим данным масса оконтуриваемого опала составляет 2-3 т. Зальбанды жил, гнезд и желваков сложены лимонитом с β -гидрогематитом охристо-бурого цвета, мощностью от 0,5 мм до 5 см.

Жилы сложены различными разновидностями обыкновенного опала (желто-красного, воскового, молочного-белого, бесцветного гялита, гидробана, празопала, кахолонга белого, кремового, голубоватого, коричневого оттенков). Наиболее прочными и менее трещиноватыми являются кахолонги. Значения микротвердости опалов, измеренные на микротвердометре ПМТ-3, следующие: коричневый (печеночный) - 311-329 кг/мм², прозрачный голубой - 391-416 кг/мм², медовый желто-красный - 399-416 кг/мм², полупрозрачный белый - 416-473 кг/мм², кахолонг (белый фарфоровидный) - 420-490 кг/мм². По результатам количественного спектрального анализа печеночные опалы среди других разновидностей отличаются наибольшим содержанием Fe (0,5-1,0 вес.%) и Ca (0,03 вес.%) и минимумом *Mg*, *Co*, *Cr*, *Zn*, в прозрачных опалах железа 0,3-0,5 вес.%, Ca тоже существенно меньше (0,003-0,005 вес.%), появляется хром (0,001 вес.%), увеличивается количество *Mn* (0,001-0,01 вес.%), *Co* (0,003-0,01 вес.%), белые опалы характеризуются обогащением в их составе *Na* (0,01 вес.%), минимальным содержанием Fe (0,1 вес.%), *Mn* (0,001 вес.%), *Zn* (0-0,005 вес.%).

Термогравиметрические исследования, выполненные при скорости нагрева 10 °C/мин, показали, что потеря массы при нагревании опала до 900 °C происходит в два этапа. На кривых ДТГ

второй (низкотемпературный) прогиб приходится на интервал 120-300 °С, затем до 570 °С идет температурный интервал, когда уменьшения массы не происходит, второй этап потери массы приходится на узкий температурный интервал 570-600 °С. Выявленные

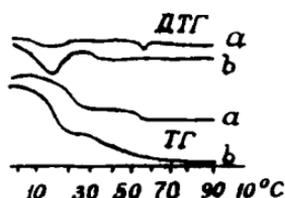


Рис. 2. Кривые ДТГ и ТГ обыкновенного природного (а) и благородного синтетического [3] опалов (б)

эффекты сопровождаются характерными максимумами на кривых ТГ (рис. 2). На кривых ДТА в интервале 120-800 °С располагается один широкий эндотермический пик, включающий дегидратацию и перекристаллизацию исходного опалового вещества.

Результаты дифрактометрии изученных опалов представлены в таблице, анализ которой показывает хорошее совпадение с имеющимися литературными данными по опалам из Кимперсайского месторождения Казахстана [4] и из Исландии [5].

Результаты дифрактометрии опалов

8-а		9-б		10-б		Опал [4]	Кахо-лонг [5]		β-Гидрогематит	
d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	d/n	J	d/n	J
1		2		3		4	5		6	7
4,295	9	4,289	9	4,307	9	4,32	4,29	3		
4,099	10	4,110	10	4,099	10	4,09	4,054	10		
3,340	3	3,339	5	3,34	7		3,339	6	3,340	8
3,206	3	3,183	2							
3,139	3						3,149	3		
3,059	2			2,976	2					
3,015	2						2,852	3		
2,499	8	2,501	8	2,50	8	2,50	2,494	9	2,640	4
									2,560	10

Продолжение таблицы

8-а		9-б		10-б		Опал [4]	Кахолонг [5]	β-Гидрогематит [5]		
1		2		3		4	5	6	7	
2,404	5			2,194	2		2,260	1	2,298	2
				2,125	4		2,126	4		
				2,101	5					
2,057	5	2,056	4	2,049	6					
2,025	5	2,022	5				2,036	4		
									1,950	7
							1,933	4		
							1,699	4		
1,623	6	1,622	5			1,62	1,623	1		
				1,619	5		1,611	8	1,612	8
1,516	4	1,539	3				1,539	6		
1,441	4	1,444	4	1,438	4	1,44	1,434	8		
				1,367	2		1,373	6		

Примечание. 8-а - прозрачный бесцветный с белым и желтым опал; 9-б - желто-красно-медовый опал; 10-б - белый кахолонг с пятнами бесцветного и медового опала и микросферолитами гидрогематита.

Полученные комплексные геологические и минералого-геохимические данные позволяют предположить, что месторождение опала сформировалось в условиях поствулканического низкотемпературного минералогенеза под действием полимеризации молекул кремниевой кислоты в коллоидных растворах, циркулировавших в пористых и трещиноватых диабазах и углисто-глинистых сланцах.

Литература

1. Благородный опал: Методич. указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней (ювелирных, поделочных, декоративно-облицовочных). Вып. 22. М., 1978. 49 с.
2. Минералогия кайнозоя Западной Сибири. Тюмень, 1985. 156 с.
3. Денискина Н.Д., Калинин Д.В., Казанцева Л.К. Благородные опалы. Новосибирск: Наука, 1987. 183 с.
4. Минералогические таблицы: Справочник/ Под ред. Е.И. Семенова М.; Недра, 1981. 130 с.
5. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госиздат по геол. и охране недр, 1957. С. 389, 406.

Е.Я.Горюхин, В.И.Ильчибаев, А.А.Доктшин, А.В.Мананков

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТЛИНКОВ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ КАК СЫРЬЕ ДЛЯ
МНОГОБУНКЦИОНАЛЬНЫХ СИНТЕТИЧЕСКИХ КАМНЕЙ

В настоящее время все более возрастают потребности в новых материалах с заданными свойствами. Проблема строительных материалов имеет для Томской области особое значение. Практически отсутствуют месторождения нерудного сырья, пригодного для использования в качестве отделочных материалов. Рост объемов строительства и связанное с ним увеличение объема добычи гравия в русле р.Томь создали угрожающую экологическую обстановку. Одним из эффективных путей преодоления сложившихся трудностей следует рассматривать организацию и освоение производства синтетического камня на основе недефицитного минерального сырья, повсеместно распространенного в Томской области, а также вовлечение в это производство промышленных отходов, включая энергетические.

Обширные экспериментальные исследования, проводимые лабораторией кинетики минералообразования и кристаллофизики Томского университета совместно с Томской геолого-разведочной экспедицией, подтверждают наличие в Томской области практически неограниченной сырьевой базы для производства синтетических каменных материалов, основными сырьевыми компонентами которых являются высокремнистые суглинки, алевритоглинистые сланцы и известняк.

Проведено опробование и минералого-химическое изучение девяти месторождений кирпичных суглинков Томской области (Кедровского, Марковского, Алаевского, Наумовского, Турунтаевского, Рыбаловского, Зоркальцевского, Базойского и Мирного), известняков Каменского месторождения, а также углито-глинистых сланцев Семилужского месторождения. Суглинки входят в состав продуктивных аллювиальных толщ, слагающих преимущественно надпойменные террасы и покровные отложения средне-верхне-четвертичного возраста и перекрывающих осадочные породы кайнозоя и неогена. Суммарные запасы кирпичных суглинков составляют многие десятки млн.м³. По особенностям минерального (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, кварц, карбонаты, лимонит, гетит) и химического состава

(SiO_2 6,3-68, Al_2O_3 12-14, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 3,0-6,0, CaO 1,5-6,0, MgO 1,0-2,5, R_2O 2,1-3,5 вес.%) суглинки каждого месторождения отвечают основным требованиям, предъявляемым к петруггическому сырью, они обладают достаточной однородностью минерального и химического состава, технологичностью и возможностью получения на их основе синтетических камней (сикамов) пироксенового (сикам-П) и волластонитового (сикам-В) состава, а также вспененных пористых стеклокристаллических материалов (сикам-С).

СИКАМ-П благодаря специально подобранному составу компонентов отличается от известных большей скоростью ситализации и возрастанием эксплуатационных свойств. Используется в строительстве, а также для футеровки или замены металлических узлов, работающих в условиях абразивного и химического воздействия.

СИКАМ-В является прекрасным заменителем природных облицовочных камней (мрамора, гранита и т.п.), обладая более высокими физико-химическими свойствами и большей эстетичностью. Кроме строительства, сикам-В благодаря мономинеральности и игольчатой форме кристаллов может, в отличие от сигра, использоваться в качестве биологически инертного модифицирующего наполнителя во многих промышленности: химической (в качестве наполнителей пластмасс, резины, каучука, стекла, лаков, красок и т.п.), целлюлозно-бумажной, керамической, огнеупорной, цементной, а также в электро- и радиотехнике.

СИКАМ-С относится к пористым стеклочастицам, которые используются при изготовлении теплоизолирующих, стеновых и отделочных элементов и деталей, а также наполнителей легких бетонов. От известных материалов он отличается тем, что для его изготовления можно использовать недефицитные суглинки, существенно снизить энергосемкость и упростить технологию.

Использование сикамов экономически эффективно и экологически целесообразно. Стоимость сикамов в 2-3 раза ниже природных облицовочных камней [1].

Применив способ экспериментального тестирования, по известным химическим составам проведена оценка возможных термодинамических состояний и предложены шихты, состоящие из суглинка каждого месторождения с добавками известняка или доломита и соды. Полученные химические составы сикамов-П и сикамов-В пересчитаны на кристаллохимические формулы по кислородному способу на шесть

и три атома кислорода. Анализ формул показывает, что предлагаемые составы соответствуют мономинеральному волластонитовому и пироксеновому составам. На диаграмме Al_2O_3 - CaO - MgO - SiO_2 они располагаются в полях кристаллизации расплавов пироксенового и волластонитового составов (рис.1).

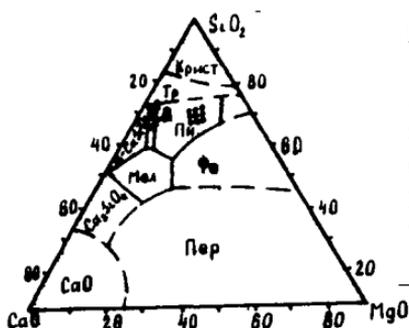


Рис. 1. Диаграмма Al_2O_3 - CaO - MgO - SiO_2 с поверхностью ликвидуса для плоскости сечения, содержащей 10% Al_2O_3 . Пи - пироксеновый, В - волластонитовый состав [2]

Первая серия высокотемпературных экспериментов с рассчитанными шихтами проведена в адундовых тиглях 50-100 см³ и лабораторных печах с силитовыми нагревателями с целью определения температурно-временных факторов при получении гомогенных расплавов с хорошей формуемостью литьем. В зависимости от химического состава температуры плавления колеблется в интервале 1380-1420 °С, а изотермическая выдержка при оптимальных температурах составляет 1,5-2,5 ч.

Вторая серия экспериментов проведена с целью изучения кинетики кристаллизации. Закаленную отеклянную плитку (240x180x20 мм) каждого состава разрезали на 18 кубиков с ребром 20 мм. По ним провели изучение изотермической и неизотермической кинетики кристаллизации исходного стекла в интервале температур 900 - 1200 °С, с шагом варьирования 50 °С, с выдержкой и без выдержки по времени. Данная кинетическая серия позволила определить линейную скорость и оптимальные условия кристаллизации. Наибольшая скорость кристаллизации β-волластонита приходит-

ся на область 1100–1125 °С. Во всех образцах кристаллизация β-воластонита начинается в дендритной форме, в виде шестоватых, игольчатых, волосовидных, радиально-лучистых агрегатов с веерообразным, параллельным либо сетчатым расположением кристаллов. Кристаллизация совершается по правилу ортотропизма.

Из полученных образцов приготовлены пробы для рентгенофазового анализа. По его результатам изучена динамика кристаллизации. При всех температурах в интервале 900–1200 °С установлены отчетливые дифракционные максимумы двух минералов – β-воластонита и в меньшей мере – диопсида.

Наряду с этим имеется также метастабильные фазы окерманита, ранкинита, мервинита, шеннонита и геленита (особенно ниже оптимальных и выше оптимальных температур для β-воластонита), что вытекает из правила гетероморфизма, а также из сходства атомно-молекулярной структуры метастабильных фаз и исходного стекла, содержащих в своей основе цепочечные радикалы кремнекислородных тетраэдров и катионы-модификаторы. При оптимальных температурах кристаллизации β-воластонита качественный и количественный состав метастабильных силикатов редуцируется. Состав кристаллов β-воластонита представляет собой твердый раствор $\text{Ca Si}_2\text{O}_7\text{-Fe SiO}_3\text{-Ca(Sr, Al)}_2\text{O}_7$.

Сравнение инфракрасных спектров поглощения продуктов экспериментов показывает закономерное изменение характеристических полос поглощения в области 1100–500 см^{-1} . При достаточно большом количестве кристаллической фазы ($\geq 40\%$) начинается дифференциация этой области на отдельные полосы: 525, 640, 745, 950, 1070 см^{-1} . Их появление можно связать с началом преобладания дальнего порядка в структурах этих материалов, который способствует более четкому разграничению колебаний отдельных связей. Сравнением спектров поглощения природных β-воластонитов со спектрами поглощения исходных и закристаллизованных стекол сы-

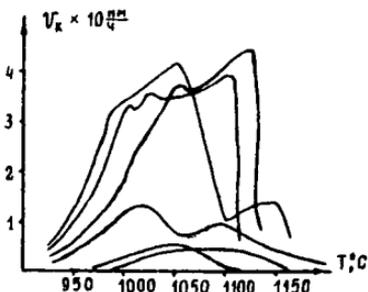


Рис.2. Кинетика кристаллизации β-воластонита из расплавов метасиликатного состава

ли подтверждены оптимальные условия кристаллизации, найденные ранее. Благодаря присутствию трехвалентного железа цвет образцов зеленоватый в тонких слоях и густо-черный или зелено-темносерый на полированной поверхности массивных образцов. В межкристаллическом пространстве также отсутствует стеклофаза черного цвета. По механическим свойствам материал не хуже промышленного шлакоситалла, микротвердость $550-650 \text{ кг/мм}^2$, предел прочности на изгиб синтезированных при оптимальных режимах плиток $900-1200 \text{ кг/см}^2$, а шлакоситалла $880-1000 \text{ кг/см}^2$.

Представляет большой интерес изучение кинетических закономерностей синтеза износостойких пироксеновых ситаллов на основе суглинков.

Из приготовленной шихты пироксенового состава с добавкой для инициации зародышеобразования $0,5-1,0 \text{ вес.}\% \text{ C } \text{ZrO}_2$ получали расплав ($T^\circ - 1400^\circ\text{C}$, время плавления 2 ч) с нормальной вязкостью, который заливали в стальные и графитовые формы и отжигали в муфеле. Одну из плиток стекла каждого состава разрезали на кубики и провели серии экспериментов для изучения кинетики зародышеобразования при $650-750^\circ\text{C}$ и определения скорости роста кристаллов в интервале $850-950^\circ\text{C}$ с временем выдержки 30 мин. Определены оптимальные температуры зародышеобразования и роста кристаллов. Образцы, полученные по найденным оптимальным режимам, обладают плотной однородной текстурой, субмикровзернистой структурой. Исследования методом рентгенофазового анализа показали принадлежность синтетического пироксена к ряду диоксид-авгита ($2,978; 2,944; 2,888; 2,510$) с микротвердостью $750-890 \text{ кг/мм}^2$.

Пористые остеклованные материалы с большой морозостойкостью и с удельным весом $0,4-0,8 \text{ г/см}^3$ получают в виде блоков различных размеров путем непрерывной подачи исходного суглинка в зону нагрева с температурой, соответствующей диапазону спекания, но не превышающей температуру огнеупорности, и обеспечения скорости нагрева в диапазоне $180-400^\circ\text{C/мин}$. Использование в качестве исходного недефицитного сырья осадочных пород типа суглинков обусловлено тем, что у них при термоударе с выбранной скоростью нагрева температурный интервал начала расплавления накладывается на интервал вспенивания за счет разложения

карбонатов щелочноземельных оксидов и выделения химически связанной воды в монтмориллоните и других глинистых гидросиликатах. Достаточное количество реликтовых зерен кварца армирует стенки пор, что позволяет с помощью предлагаемого метода вспенивания стеклокристаллических расплавов сократить расходы на дефицитные химически чистые компоненты - вспениватель, окислитель и плавни - и одновременно снизить энергоемкость процесса и упростить технологию получения пористого стеклокристаллического материала с ячеистой структурой, отличающейся высокой удельной прочностью и морозостойкостью.

Проведенные исследования позволяют подтвердить правомерность выводов, полученных по результатам петрохимических и кристаллохимических подсчетов. Выявлены кинетические особенности кристаллизации, определены скорости роста кристаллов, установлены технологические параметры синтеза сикамов, изготовлены опытные образцы сикамов трех типов.

Полученные составы и найденные кинетические режимы позволяют рекомендовать суглинки изученных месторождений для производства многофункциональных синтетических камней.

Литература

1. Мананков А.В. Основы технической минералогии и петрографии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1979. 123 с.
2. Osborn E.F. et al. // *J. Metals* 1954. Vol. 6. N 1. P. 38.

В.А.Баженов, Н.А.Макаренко, С.А.Родьгин

БИТУМОПРОЯВЛЕНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ ХАКАСИИ

Природные битумы различного состава – ценные в промышленном и интересные в генетическом отношении образования. Они достаточно широко распространены в породах разного генезиса и возраста. Сообщения о находках битумов в ряде районов Хакасии появились давно [8, 10] и в своё время дали основание рассматривать Минусинскую котловину как перспективный регион для поисков нефти и газа, вести интенсивные поисковые работы. В настоящее время вопрос о нефтеносности в этом районе не стоит, тем не менее любая новая находка битумов представляет интерес как в теоретическом, так и в практическом плане.

Проявления битумов были обнаружены близ станции Шира, в 4,5 км к западу от неё, на левом борту обширной сухой долины в области распространения эффузивных пород Марчегашского лавового поля. Здесь обнажаются породы придорожной толщи, входящей в состав вулканогенно-осадочной быскарской серии нижнего девона [1, 9]. Толща для удобства картирования разделена на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Разрез, изученный нами, характеризует среднюю пачку придорожной толщи, представляющую собой переслаивание разнозернистых песчаников и алевролитов кремового цвета, известняков, пластовых тел базальтов и их лавобрекчий (рис. 1).

- | | |
|---|---------------|
| 1. Песчаники разнозернистые кремовые. | Мощность 10 м |
| 2. Базальты тёмно-серого, почти чёрного цвета | 12 |
| 3. Песчаники кремовые, аналогичные указанным в | |
| п. I, с прослоями алевролитов | 30 |
| 4. Лавобрекчии базальтов грязно-сиреневого цвета | |
| с гнездами битумов | 8 |
| 5. Базальты массивные, свежие, зеленовато-чёрные, | |
| с шаровой отдельностью | II |
| 6. Песчаники кремовые разнозернистые с прослоями | |
| алевролитов и аргиллитов. В верхней части пачки в пес- | |
| чаниках встречаются псилофиты | 44 |
| 7. Базальты массивные зеленовато-серые | Ib |
| 8. Песчаники и алевролиты кремовые | II |

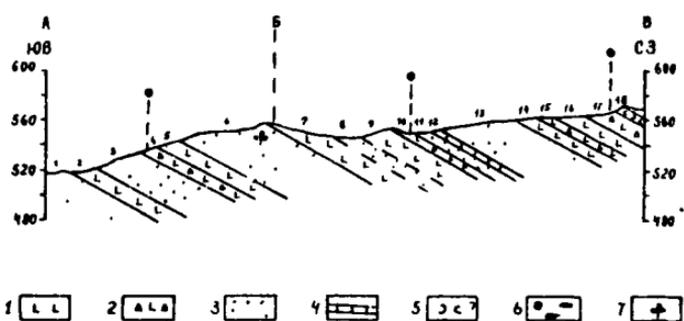
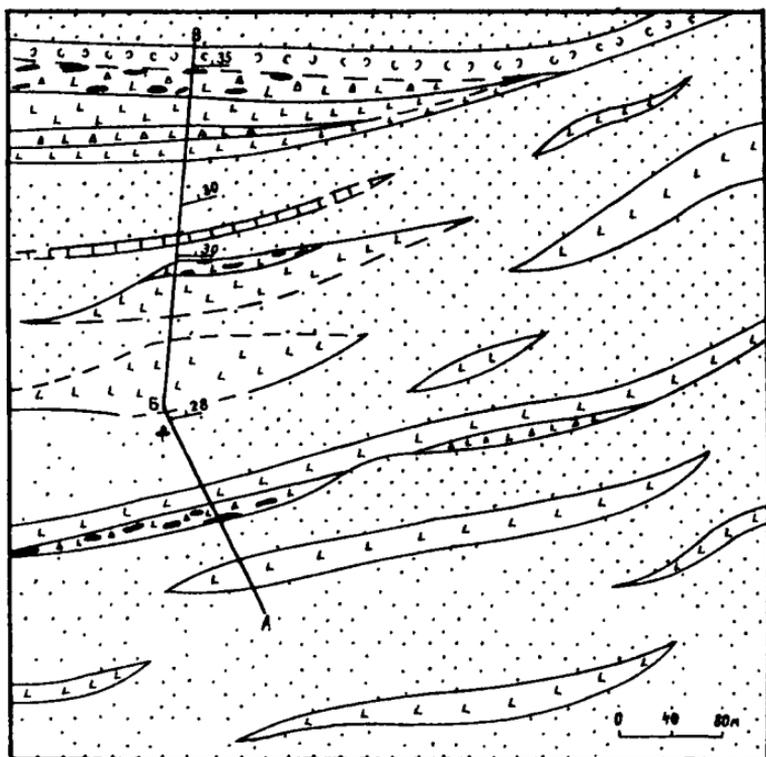


Рис. 1. Схема геологического строения участка проявления битумов западнее ст. Шира и разрез по линии АБВ.

Чихий девон, бискарская серия, средняя пачка
 придорожной толщи: 1 - базальты; 2 - лавобрекчии и шлаковые зо-
 ны базальтов; 3 - кремновые песчаники и алевродиты; 4 - известня-
 ки; 5 - туфы трахиандезитов; 6 - проявления битумов на разрезе
 и схеме; 7 - места находок псилофитовой флоры

9. Базальты массивные свежие, зеленовато-чёрные 17
 10. Лавобрекчии базальтов сиреневого и грязно-зелёного
 цвета, сильно раздробленные. В зонах кальцитизации неболь-
 шие гнёзда битумов 5
 11. Песчаники яснослоистые, разнозернистые, кремновые,
 с розоватым и желтоватым оттенком 8
 12. Известняки серовато-бурые, плитчатые, мелко-
 кристаллические 0,7-1
 13. Песчаники кремновые с прослоями известковых
 алевродитов зеленовато-серого цвета 38
 14. Базальты массивные, свежие, зеленовато-чёрные . . . II
 15. Шлаковая зона базальтов 4
 16. Базальты, аналогичные указанным в п. 14. 14
 17. Базальты миндалекаменные, зеленовато-серые; в верх-
 ней части пачки пустоты заполнены чёрным битумом. В запад-
 ном направлении зона битумизации прослеживается до 500 м,
 в восточном быстро исчезает 13
 18. Туфы трахиандезитов сиреневого цвета с прослоями
 туфогенных конгломератов и гравелитов 7
 Общая мощность разреза 260 м. Это верхняя часть средней
 пачки придорожной толщи.

Различается несколько морфологических типов выделений би-
 тума.

Битум в лавобрекчиях - дроблённые породы, сильно изменённые,
 окварцованные, гематитизированные, реже лимонитизированные, си-
 льно пористые и каверзные. Некоторые пустоты округлой и удли-
 нённой формы, размером до 4 см, заполнены чёрным блестящим би-
 тумом в ассоциации с кальцитом, кварцем, пренимом, малахитом -
 пачки 4-я, 10-я разреза (рис. 1, 2).

Битум в базальтах - миндалекаменные зеленовато-серые база-
 льты, в пустотах которых обильные включения чёрных блестящих
 битумов размером от 0,5 до 5 см. Количество битума иногда со-
 ставляет до 20 % объёма породы. Битум сопровождается только

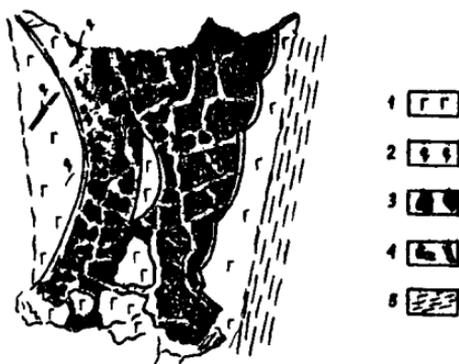


Рис. 2. Зарисовка трещинки в лавобрекчии базальтов, заполненной битумом: 1 - лавобрекчия базальта; 2 - зоны окварцевания; 3 - гнезда битума; 4 - прожилки малахита; 5 - зона дробления

кальцитом, который или выполняет центральную часть битумных гнезд или, напротив, слагает оторочки вокруг стяжений битума.

Битумы чёрного цвета, с блестящим, раковистым изломом, при нагревании не плавятся и не размягчаются. Химический состав, %: С - 87,43-87,65 ; Н - 7,35-7,46 ; О - 5,76-5,90 ; N - 0,08 ; S не обнаружена. По химическому составу битумы могут быть отнесены к асфальтовым пиробитумам - высшим керитам (импсонитам) [4]. Спектральным анализом определены содержания Mn - 0,01; Cu - 0,01; Fe - 0,05; Sn - 0,001; Ti - 0,05 %. В то же время редкие и рассеянные элементы не обнаружены.

Нами изучен изотопный состав углерода в импсонитах и углерода и кислорода в кальците, сопровождающем битумы (таблица).

Изотопный состав углерода наших керитов практически не отличается от соотношения изотопов у битумов и изверженных пород, детально изученных Э.М. Галимовым [2]. В то же время изотопный состав углерода нефтей разного возраста и местонахождения примерно одинаков [3, 5]. По этим же источникам, не является необычным по изотопному составу и кальцит, постоянно сопровождающий керит. Именно такие (или очень близкие) значения имеют многочисленные карбонаты гидротермального генезиса. Из сказанного логично следует вывод о биогенной природе исходного углеводородного

Изотопный состав керита и кальцита

Номер образца	Название	$\delta^{13}\text{C}, \%$	$\delta^{18}\text{O}, \%$	Место взятия
204-Б	Кальцит	- 0,22	+ 16,2	Из миндалина без керита
207-Б	Кальцит	-0,24	+ 15,7	Из оторочки керита
201-Б	Кальцит	- 0,07	+ 17,4	Из центральной части миндалина
208-Б	Кальцит	- 0,16	+ 16,3	Из миндалина без керита
205	Керит	- 32,5		
206	Керит	- 33,5		
202	Керит	- 33,5		
209	Керит	- 33,0		
207	Керит	- 32,8		
200-Б	Кальцит	+ 0,44	+ 17,2	Известняк
199-Б	Кальцит	+ 0,44	+ 17,4	Известняк

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопных методов Томского отделения СНИИГТИМС (НПО "Сибгео").

материала, так как близость значений $\delta^{13}\text{C}$ в керитах Хакасии и нефтях в целом не позволяет говорить об изотопном фракционировании или их дифференциации. Тем более, что реакции, протекающие, как в нашем случае, при высоких температурах, не благоприятны для заметного фракционирования изотопов [2].

Связь керитов с изверженными породами могла бы показаться необычной, но многочисленные находки битумов различной степени метаморфизма в разнообразных магматических породах, гидротермальных рудах, пегматитовых жилах, отмеченные ранее [6], показывают обыденность такой ассоциации.

Б.А.Клубов [7] подробно рассмотрел генезис природных высокоуглеродных битумов - антраксолитов, а также сделал вывод о крайне небольших масштабах возможного абиогенного синтеза антраксолитоподобных веществ.

В связи с вышеизложенным механизм образования керитов Хакасии можно представить как термальную деструкцию органического вещества вмещающих толщ (известняков, песчаников) и последующий возгон гидротермальными растворами. Подвижное битуминозное вещество отлагалось в открытых полостях - трещинах и кавернах - вместе с другими минералами гидротермального генезиса: кальцитом, кварцем, малахитом, пренитом.

Литература

1. Ананьев А.Р., Макаренко Н.А., Парначёв В.П. О стратиграфическом положении и возрасте псилофитовой флоры окрестностей райцентра Шира (Хакасия) // Геология и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. Т.1. С. 12-14.
2. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
3. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 162 с.
4. Гольдберг И.С. Природные битумы СССР. Л.: Недра, 1981. 195 с.
5. Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М.: Мир, 1967. 300 с.
6. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического и гидротермального происхождения. М.: Наука, 1968. 251 с.
7. Клубов Б.А. // Литология и пол. ископаемые, 1985, № 4. С. 121-131.
8. Ларищев А.А. // Вестн ЗСГТ. Томск, 1935. № 4. С. 44-50.
9. Макаренко Н.А. и др. // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1982. С. 123-132.
10. Теодорович Г.И. и др. Стратиграфия, петрография и фаши девона Минусинских и Назаровской впадин. М.:АН СССР, 1958. 234 с.

В.Н. Днепровский

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕТОДА ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ
КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СИНХОХИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

В последние годы все более широкое применение находит метод термостимулированного высвечивания (чаще называемый термолюминесценцией - ТЛ) минералов, основанный на явлении излучения световой радиации при нагревании исследуемого объекта (минералов, горной породы) до температуры красного каления, т.е. не выше 400° С. Возникновение ТЛ связывается [3, 4] с дефектами кристаллической решетки (наличием вакансий ионов и примесей), возникшими в процессе кристаллизации минерала или в течение его последующей жизни (в результате механического, термического или радиационного воздействия). При этом предполагается, что одни и те же отложения, имеющие единые минеральные ассоциации и сходную геологическую историю, должны иметь одинаковые термолюминесцентные свойства, отличающие их от внешне сходных, но сформированных в других условиях объектов, что позволяет использовать метод для расчленения и корреляции геологических образований. Чаще всего ТЛ-анализ применяется для корреляции массивов магматических пород, особенно гранитоидов, но наряду с этим он используется для корреляции разрезов осадочно-метаморфических толщ, в частности карбонатов [3-5]. Все вышесказанное послужило основанием для предпринятой попытки расчленения и корреляции карбонатных горизонтов Синхохинского рудного поля (Горный Алтай), имеющих здесь широкое распространение, однако не увязанных между собой ввиду исключительной сложности геологического объекта (многообразное и многоактное развитие вулканогенных образований, интенсивное метаморфическое преобразование пород, весьма широкое развитие пиккитивных и дизъюнктивных тектонических дислокаций со значительными амплитудами смещений) и отсутствия сохранившихся фаунистических остатков и четких маркирующих признаков.

Мраморизованные известняки Синхохинского рудного поля имеют существенно кальцитовый состав (за исключением скарированных разновидностей). Цвет породы в основном белый, серовато-белый, серый (интенсивность окраски предопределяется наличием и количеством примеси битумов), иногда белая окраска породы приобретает голубой, зеленый или розовый оттенок. Степень зернистости пород различна - от тонко- и мелкозернистых до средне- и даже крупно-

зернистых разностей; структура обычно равномернoзернистая.

Для исследования ТЛ-свойств были отобраны монофракции кальцита из различных тектонических блоков, соответствующих различным стратиграфическим уровням рудного поля. Для изучения влияния различных факторов были подобраны серии образцов, характеризующиеся одинаковой степенью зернистости, цветом. Учитывая данные о влиянии экзогенных процессов на интенсивность ТЛ [3], пробы отбирались из керна скважин с глубин, не доступных влиянию экзогенных факторов. Все пробы характеризуются низкой природной радиоактивностью, содержания урана в пробах ниже порога чувствительности применяющегося спектрального анализа ($1 \times 10^{-4} \%$). По имеющимся данным "изменение содержания радиоактивных элементов от сотысячных долей процента не отражается на характере и интенсивности кривых люминесценции" [1]. Для уменьшения влияния дробления и крупности исследуемого порошка все монофракции были издроблены до одинакового размера (0,25 + 0,5 мм) и слабо протравлены разбавленной соляной кислотой, что приводит к удалению "заряженного" поверхностного слоя [3].

Исследование природной термолюминесценции кальцита (без предварительного радиационного облучения) проводилось на установке "Термолюм" при скорости нагрева 1,8 град/с. Нормирование количества исследуемого материала производилось металлической маской. Для получения достоверной информации и сопоставления результатов, полученных в разные дни, выполнялась калибровка с помощью флюорита, обладающего достаточной светосуммой, с высокотемпературными пиками ТЛ.

Во время работы было снято порядка 100 кривых природной ТЛ кальцита. Для каждой кривой были определены ее основные параметры - температура максимумов T_i , интенсивность свечения для каждого максимума J_i , общая запасенная светосумма S и площади под пиками каждого максимума S_i , а также вспомогательные параметры (S_i / S_{i+1} , J_i / J_{i+1}).

На кривой ТЛ изученных образцов четко выделяются два максимума - среднетемпературный T_2 (208-242° С) и высокотемпературный T_3 (290-328° С). Низкотемпературный пик T_1 (80-120° С), установленный некоторыми авторами [2] и обычно выраженный весьма слабо, ни в одном исследуемом образце не проявился.

В целях изучения связи ТЛ-характеристик с вещественным составом были рассчитаны коэффициенты корреляции между содержанием в пробе отдельных элементов (Mn, Pb, Co, Ni, Cu, Ba, Ag, Cd, V, Sb, As, Be) и параметрами ТЛ-кривых (J_2, J_3, S ,

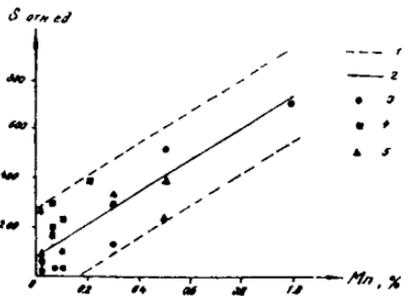


Рис. 1. Зависимость светосуммы ТП от содержания марганца.
 I - границы разброса рядовых проб; 2 - усредненный график зависимости. Разноокрашенные разности кальцита: 3 - белые, 4 - серые, 5 - белые с голубым оттенком

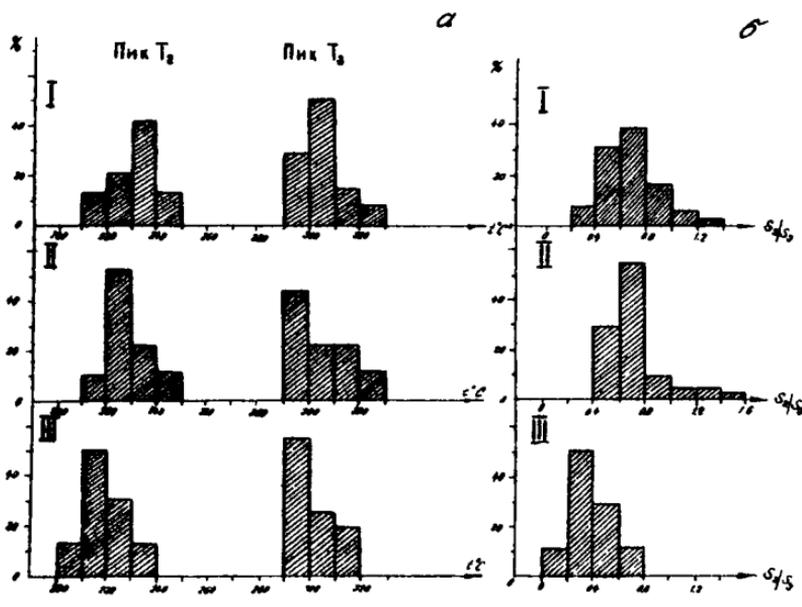


Рис. 2. Гистограммы распределения температуры максимумов (а) и отношения S_2/S_3 (б).
 I - кальциты восточных участков (Файфановский, Новый, Нижний);
 II - кальциты юго-восточных участков (Тушкөнекский); III - кальциты западной части рудного поля (уч. Южный)

S_2 , S_3) для каждой из разновидностей кальцита по цвету и степени зернистости и для всей выборки в целом. В результате выявлена тесная зависимость интенсивности свечения и особенно накопленной светосуммы от содержания в образце марганца (рис. 1) и в меньшей степени – свинца и кобальта (коэффициенты корреляции $r_{S,Mn} = 0,79$; $r_{S,Pb} = 0,52$; $r_{S,Co} = 0,44$). Слабая отрицательная связь установлена только с барием ($-0,17$).

Наиболее тесная корреляционная связь установлена между содержанием марганца и светосуммой высокотемпературного пика S_3 в серых (0,97) и белых (0,93) разностях кальцита и общей светосуммой S в этих же разностях (соответственно 0,91 и 0,92). Коэффициент корреляции возрастает от 0,61 до 0,91 при переходе от тонко- и мелкозернистых структур к более перекристаллизованным (средне- и крупнозернистым) разностям. Таким образом, на интенсивность и светосумму ТЛ-кривых решающее воздействие оказывают увеличение содержания примесей и процессы перекристаллизации, широко проявленные в рудном поле под влиянием скарнирования и рудного процесса, поэтому использовать эти показатели для решения поставленной задачи не представляется возможным.

В то же время анализ дополнительных характеристик показал, что отношение S_2 / S_3 сохраняется вне зависимости от изменения интенсивности и светосуммы и может служить типоморфным признаком разновозрастных горизонтов. Как свидетельствуют гистограммы (рис. 2,б), показатель S_2 / S_3 кальцитов западной части рудного поля (тип Ш), отвечающих более высокому стратиграфическому уровню, отчетливо ниже (модальное значение 0,3; медиана 0,39) по сравнению с кальцитами восточной (тип I) и юго-восточной (тип II) частей рудного поля, характеризующимися близкими значениями (моды соответственно 0,7 и 0,7; медианы 0,62 и 0,77) и отвечающими нижнему стратиграфическому уровню. Вторым типоморфным признаком является положение температурных типов (особенно среднетемпературного) – у кальцитов западной части оно сдвинуто в стороны низких температур (рис. 2,а). Этот показатель отражает различие и между кальцитами типов I и II, что позволяет расчленить их. Различия между близрасположенными горизонтами (внутри выделенных типов) не установлены, но, видимо, возможны при доработке методики.

На основании полученных данных были построены усредненные кривые для каждого из типов (рис. 3), из сравнения с которыми возможно отнесение любой исследуемой (достаточно представленной

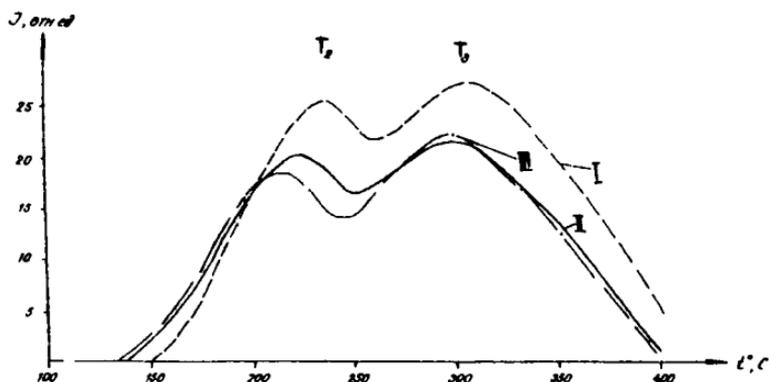


Рис. 3. Кривые термолуминесценции кальцита из различных стратиграфических уровней Синихинского рудного поля (средние значения).

Нижняя стратифицированная толща: I - восточные участки; II - юго-восточная часть, верхняя толща; III - западная часть рудного поля

статистически) группы образцов кальцитов Синихинского рудного поля к определенному стратиграфическому уровню.

Литература

1. Кононова В.А., Таращан А.Н. О термолуминесценции карбонатов из карбонатитов // Геол. рудн. месторожд. 1968. № 3. С. 29-39.
2. Король Р.Ф., Поляков А.И. Исследование термолуминесценции карбонатных пород северо-западного окончания Мармаросского массива // Геол. журн. Т.37. № 6. С. 133-138.
3. Матросов И.И., Чистяков В.К., Погорелов Ю.Д. Исследование термолуминесценции геологических материалов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. III с.
4. Методы минералогических исследований: Справочник / Под ред. А.И. Гинзбурга. М., 1985. 480 с.
5. Чистякова А.А. Исследование термолуминесценции известняков и извести // Зап. ВМО, 1979. Ч.108. Вып. I. С. 91-99.

Л. П. Рихванов, С. С. Кропанин, Е. Г. Вертман, В. Г. Биряков,
Е. Г. Языков, А. Ф. Судыко, А. Д. Милов

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ АНАЛИЗА И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛОВ РОССЫПИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Основным промышленным типом титанового и редкометалльного сырья за рубежом (Австралия, Индия, Шри-Ланка и др.) являются прибрежно-морские обычно комплексные титан-циркониевые россыпи (ильменит-рутил-цирконовые).

На территории СНГ существенное значение имеют континентальные россыпи ильменита, на долю которых приходится более половины запасов титана [2]. Из этих же россыпей возможно попутное извлечение редких металлов.

Авторами изучалась погребенная прибрежно-морская россыпь Западной Сибири. Минеральный состав россыпи характеризуется постоянным присутствием кварца, глинистых минералов, ильменита, лейкоксена и циркона. Реже встречаются монацит, рутил, анатаз, магнетит, сфалерит и другие минералы. Размер зерен менее 0,25 мм.

Материал россыпи предварительно в производственных условиях разделяли на легкую и тяжелую фракции. Из тяжелой фракции в лабораторных условиях выделяли с помощью изодинамического магнитного сепаратора (СИМ-1) ильменит, лейкоксен и циркон с чистотой 60-80%. Затем проводили очистку выделенных монофракций под бинокуляром. Полученную монофракцию еще раз дополнительно просматривали с целью контроля и определения характерных морфологических особенностей минералов. Чистота мономинеральных фракций достигала 97-98%. Для удобства отбора, а также значительного сокращения времени ряд монофракций минералов нанесли на клейкую ленту. Мономинеральную фракцию взвешивали с точностью 1-5% и упаковывали в алюминиевую фольгу. Дальнейшая подготовка к анализу велась согласно рекомендациям Х. Э. Гунне [1].

Изучение мономинеральных фракций проводилось инструментальным нейтронно-активационным анализом ИНАА по стандартной методике [3] на исследовательском реакторе типа ИРТ-Т. Пробы монофракций вместе с образцами сравнения облучали нейтронами полного реакторного спектра с плотностью потока тепловых нейтронов $2,4 \times 10^{13}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ и быстрых $8,6 \times 10^{11}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ в течение 10 ч. Гамма-излучение облученных проб измеряли на полупроводниковом гамма-спектрометрии, ссс -

тощем из коаксиального Ge (Li)-детектора с эффективным объемом 60 см³ и анализатора типа АМ-А-02Ф с ДВК-3М. В качестве образцов сравнения использовали государственные стандартные образцы состава горных пород СГ-1А, СГД-1А и СГХМ-4, а также приготовленные из химических соединений элементов особой чистоты.

Методом ИНАА определяли в каждой пробе шестнадцать характерных элементов: скандий, хром, железо, кобальт, сурьма, серебро, лантан, церий, самарий, европий, иттербий, лютеций, гафний, тантал, торий и уран. В данном анализе, как и во всех остальных, необходимо иметь представительную навеску, что повышает чувствительность метода и снижает ошибки при взвешивании. Увеличение же навески мономинералов было ограничено трудностью отбора исследуемого материала и, что самое важное, приводило к ошибкам вследствие эффекта самоэкранирования пробы. Ослабление нейтронного потока в пробе происходило при высоких содержаниях элементов, имеющих большие макросечения ядерных реакций на тепловых нейтронах. Исследования по выбору оптимальной величины навески показали, что для различных минералов она неодинакова (рис. I).

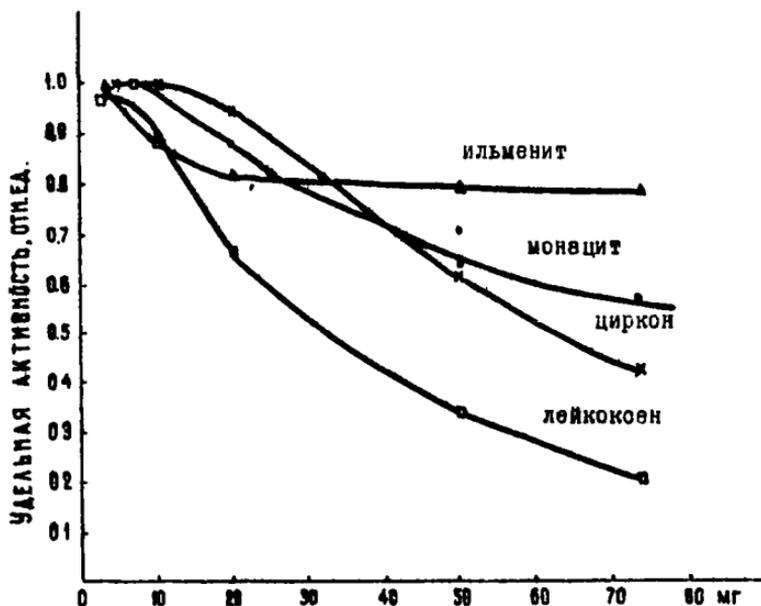


Рис. I. Зависимость удельной наведенной активности от величины навески мономинеральной фракции

Так, для ильменитов эффект самоэкранирования начинает сказываться при увеличении навески более 5 мг, для дейкоксенов и цирконов измерения будут оптимальными при 10 мг, а для анализа монацитов навеска должна быть не более 2-3 мг. Уменьшение навесок ниже предельных ведет к потере чувствительности, что подтверждается характером кривых, особенно для лейкоксена. Метрологические параметры ИНАА для данного варианта анализа минералов приведены в табл. I.

Для разных мономинералов подбирали свою геометрию измерения, соответствующую оптимальной загрузке гамма-спектрометрического тракта по критерию: "мертвое" время не более 10%. Измерение проводили в три этапа. Через 6 сут "остывания" проб после облучения определяли Sm, La, U; через 15 сут - Cr, Lu, Th; через 30 сут - Sc, Fe, Zn, Co, Sb, Ce, Eu, Yb, Hf, Ta. При расчете результатов учитывали интерференцию пар элементов (Cr-Fe), (Ce-Fe), (La-U), (Ce-U), (Sm-U), (Yb-Ta), (Hf-U).

Уровни накопления элементов в изученных минералах тяжелой фракции россыпи Западной Сибири приведены в табл. 2, а нормированные кривые их распределения показаны на рис. 2.

И л ь м е н и т, концентрация которого составляет 60-80% тяжелой фракции, характеризуется следующими геохимическими особенностями. Среднее содержание железа 23,3% и зависит от степени лейкоксенизации ильменита. Чем он больше изменен, тем меньше в нем содержание железа. Содержание хрома равно 1,7%. Вероятно, это связано с тем, что в монофракции ильменита присутствует небольшое количество хромпикотиита, который отделить от ильменита не удается. Об этом, по данным И.Б. Санданова, свидетельствует то, что при обработке монофракций ильменита концентрированной соляной кислотой содержание хрома в разложенном ильмените понижалось до 0,01%.

Среднее содержание кобальта составляет 100 г/т. Его концентрация варьирует от 41 до 336 г/т. На Южном участке оно равно 110 г/т, а на Северном - 26 г/т. Соответственно изменяется и содержание цинка - 1071 и 480 г/т при его среднем значении для россыпи 835 г/т. Содержание сурьмы в ильмените различных участков примерно одинаково, в среднем значение равно 13 г/т, что в 2,5 раза превышает кларковое содержание в земной коре по С.Теллору (см. рис. 2). Повышенное значение тория отмечается на Южном участке (95 г/т), тогда как среднее равно 89 г/т. Уран анализировали только на Южном участке, и содержание его составило 43 г/т. Торо-урановое отношение равно 2,2. Содержание тория и урана в ильмените превышает кларковое соответственно в 25 и 47 раз (см. рис. 2). Средний уровень накопления гафния определяется значением

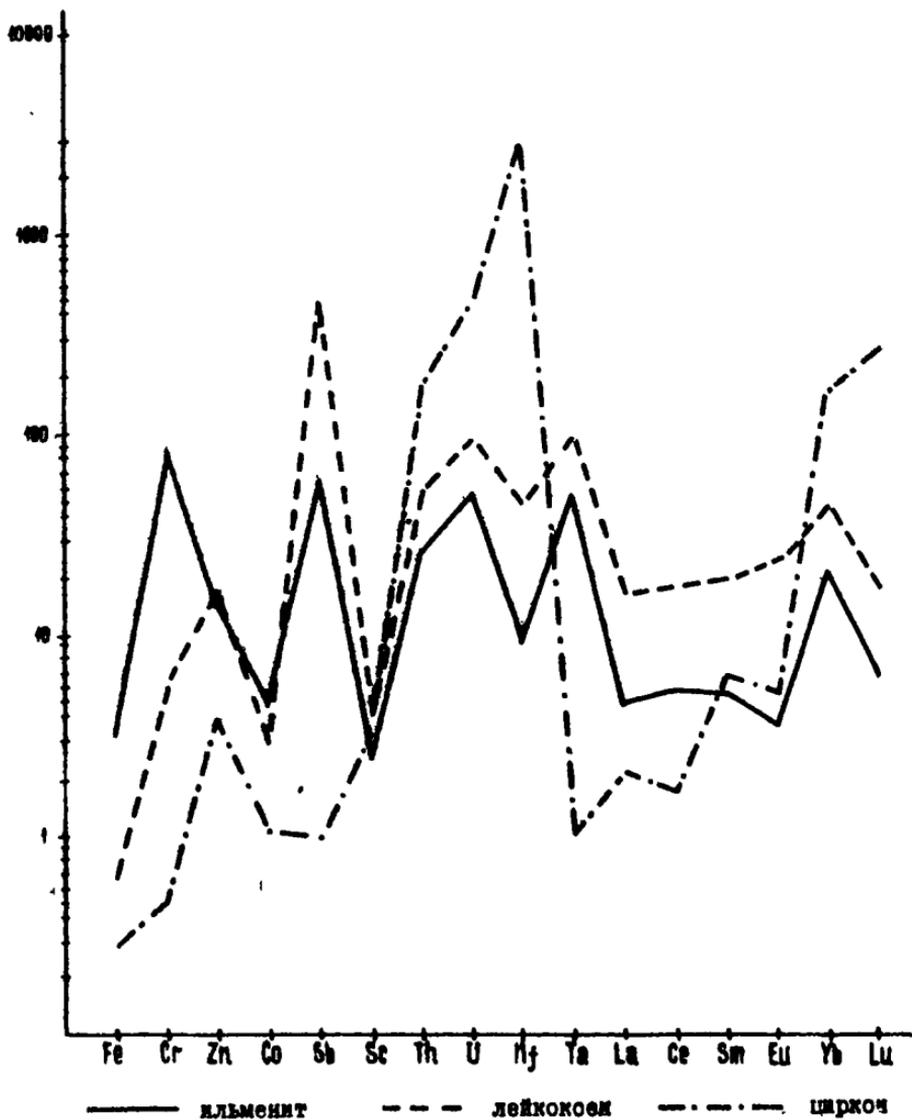


Рис. 2. Нормированная кривая распределения элементов в главных минералах россыпи Западной Сибири (нормировано к составу земной коры по Тейлору С. и др. [1988])

Метрологические параметры ИАА элементов

Элемент	Итмьмент		Лейкоген		Циркон		Стат. оценка, кэ, %
	Интервал додержаний, %	Предел от-деления, %	Интервал до-жания, %	Предел опре-деления, %	Интервал содер-жания, %	Предел от-деления, %	
Sc	(4,2-502) 10 ⁻⁴	0,49·10 ⁻⁴	(64; 1-1454) 10 ⁻⁴	0,81·10 ⁻⁴	(74-147,2) 10 ⁻⁴	0,73·10 ⁻⁴	I
Cr	0,2 - 5,9	25·10 ⁻⁴	0,05 - 0,3 (0,7-18,9)	26·10 ⁻⁴	0 - 0,08	0,06	-
Fe	16,8 - 27,5	0,23	(4,8-291,7) 10 ⁻⁴	0,31	0,3 - 5,2	0,26	I3
Co	(40,8-336) 10 ⁻⁴	1,9·10 ⁻⁴	(130-4050) 10 ⁻⁴	4,2·10 ⁻⁴	(5-166,4) 10 ⁻⁴	11·10 ⁻⁴	I9
Zn	(780-1852) 10 ⁻⁴	50·10 ⁻⁴	(5-125,1) 10 ⁻⁴	51·10 ⁻⁴	(53-830)·10 ⁻⁴	49·10 ⁻⁴	I4
Sb	(3,5-256) 10 ⁻⁴	4,3·10 ⁻⁴	(74-656) 10 ⁻⁴	8,3·10 ⁻⁴	(5-119)·10 ⁻⁴	4,0·10 ⁻⁴	I0
La	(16-312) 10 ⁻⁴	0,5·10 ⁻⁴	(18,9-2237) 10 ⁻⁴	10,8·10 ⁻⁴	(1-147)·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	I0
Ce	(22,5-836) 10 ⁻⁴	12·10 ⁻⁴	(15-339)·10 ⁻⁴	11·10 ⁻⁴	(0,74-67)·10 ⁻⁴	1·10 ⁻⁴	9
Sm	(11,4-67) 10 ⁻⁴	0,5·10 ⁻⁴	(3-159)·10 ⁻⁴	0,6·10 ⁻⁴	(2,2-14)·10 ⁻⁴	0,5·10 ⁻⁴	I2
Eu	(0,7-7,8) 10 ⁻⁴	0,6·10 ⁻⁴	(14,7-248) 10 ⁻⁴	2,1·10 ⁻⁴	(180,7-5594) 10 ⁻⁴	1,8·10 ⁻⁴	I8
Yb	(6,4-154,8) 10 ⁻⁴	5,6·10 ⁻⁴	(1,2-10,2) 10 ⁻⁴	6,9·10 ⁻⁴	(36,6-1525) 10 ⁻⁴	19·10 ⁻⁴	2
Lu	(0,5-6,9) 10 ⁻⁴	0,83·10 ⁻⁴	(30-1632) 10 ⁻⁴	1,2·10 ⁻⁴	(10,1-6647) 10 ⁻⁴	3,9·10 ⁻⁴	2
Hf	(14,1-47) 10 ⁻⁴	0,29·10 ⁻⁴	(40-2429) 10 ⁻⁴	5,8·10 ⁻⁴	-	8,1·10 ⁻⁴	0
Ta	(24,2-1154) 10 ⁻⁴	2,3·10 ⁻⁴	(66,7-540) 10 ⁻⁴	3,6·10 ⁻⁴	(403,5-1655) 10 ⁻⁴	<2,0·10 ⁻⁴	-
Th	(9 - 265,6) 10 ⁻⁴	2,3·10 ⁻⁴	(40-242) 10 ⁻⁴	4,2·10 ⁻⁴	(162-841) 10 ⁻⁴	13·10 ⁻⁴	I
U	(20- 104) 10 ⁻⁴	4,0·10 ⁻⁴		8·10 ⁻⁴		4·10 ⁻⁴	I2

Таблица 2

Содержание микроэлементов в главных минералах россыпи Западной Сибири по данным ИИИА

Элемент	Ильменит			Лейкоксен			Циркон
	1	2	3	4	5	6	
Fe	22,7 16,8-27,5	25,1 21,1-30,2	23,31 16,8-30,2	5,99 2,2-18,9	0,82 0,07-3,0	4,48 0,07-18,9	1,38 0,3-5,2
Cr	2,4 0,2-5,9	0,74 0,3-1,8	1,74 0,2-5,9	0,1 0,05-0,3	0,14 0,07-0,3	0,11 0,05-0,3	0,01 0-0,08
Zn	1070,8 780-1380	480,18 136,9-1851	834,59 136,9-1852	1443,8 130-4050	1123,4 968,6-1392	1372,56 130-4050	285,5 5,3-830
Cu	110,4 40,8-336,1	85,48 50,8-214,6	100,43 40,8-336,1	60,43 8,8-291,7	8,43 4,8-15,5	55,87 4,8-291,7	34,48 5-166,4
Sb	13,9 5-24,9	11,09 3,5-25,6	12,82 3,5-25,6	90,02 5-125,1	— —	90,02 5-125,1	— —
Sc	71,6 46,2-83,4	69,6 50,2-91,9	70,82 46,2-91,9	116,55 64,1-229,4	117,33 86,9-145,4	116,72 64,1-229,4	108,95 74-147,2
Th	95 21-265,6	80,2 9-177,1	89,11 9-265,6	195 66,7-540	165,6 94,4-276	189,24 66,7-540	654,7 403,5-1655
U	1,3 20-104,0	— —	43,06 20-104	87,56 40-242	— —	87,56 40-242,0	432,39 162-841
Hf	23 14,1-28,5	29,88 18,8-47	25,83 14,1-47	121 30-478,5	95 59,5-163,2	121,34 30-478,5	874,3 6647-10096

Продолжение табл. 2

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Ta	$\frac{61}{37,7-115,4}$ 15	$\frac{39,74}{24,2-54,4}$ 10	$\frac{62,79}{24,2-115,4}$ 25	$\frac{103,76}{40-242,9}$ 14	$\frac{91,3}{80,6-106,5}$ 4	$\frac{100,99}{40-242,9}$ 18	
La	$\frac{63}{16,0-312}$ 15		$\frac{63}{16,0-312}$ 15	$\frac{188}{74-656}$ 14		$\frac{188}{74-656,0}$ 14	$\frac{33,44}{5-119}$ 18
Ce	$\frac{159}{22,5-833}$ 15	$\frac{139,46}{53,8-379}$ 10	$\frac{151,71}{22,5-833,9}$ 25	$\frac{582,76}{18,9-2237}$ 14	$\frac{846,93}{136,8-1534}$ 4	$\frac{641,46}{18,9-2237}$ 18	$\frac{55,65}{0,1-417,8}$ 18
Sm	$\frac{18,29}{11,4-67}$ 15		$\frac{18,29}{11,4-67}$ 15	$\frac{69,42}{15-359}$ 14		$\frac{69,42}{15-359}$ 14	$\frac{23,93}{0,74-67}$ 12
Eu	$\frac{2,8}{0,7-7,6}$ 15		$\frac{2,83}{0,7-7,6}$ 15	$\frac{13,66}{3-29,5}$ 14	$\frac{74,25}{32-159,5}$ 14	$\frac{27,13}{3-159,5}$ 18	$\frac{6,3}{2,2-14}$ 18
Yb	$\frac{64}{14,5-158,4}$ 15	$\frac{23,2}{6,4-135}$ 10	$\frac{48,3}{6,4-158,4}$ 25	$\frac{74,54}{14,7-246,5}$ 14	$\frac{43,75}{22-57,5}$ 4	$\frac{67,7}{14,7-246,5}$ 18	$\frac{385}{180,7-559,4}$ 18
Li	$\frac{1,6}{0,5-6,9}$ 15		$\frac{1,61}{0,5-6,9}$ 15	$\frac{5,66}{1,2-10,2}$ 14		$\frac{5,66}{1,2-10,2}$ 14	$\frac{80,14}{36,6-152,5}$ 18

Примечание. 1,4 - минерал с участка "Южный"; 2,5 - минерал с участка "Северный"; 3,6,7 - среднее по минералу. В числителе - среднее значение, в знаменателе минимальное и максимальное значения, справа от дроби - количество проб. Содержание Fe и Cr дано в вес.%, остальных элементов в г/т.

26 г/т в ильмените россыпи, и он хорошо коррелирует со скандием (табл.3). Содержание тантала равно 53 г/т, но концентрации его в ильмените различных участков существенно отличаются. Так, содержание тантала в ильмените Южного участка составляет 62 г/т, в том числе в неизменном минерале оно находится на уровне 41 г/т, а в слабоизменном — 46 г/т, в более сильноизменном 57 г/т и лейкоксенизированном ильмените — 84 г/т (рис.3). Коэффициент корреляции между танталом и железом равен (-0,87). Такой закономерности в ильмените Северного участка не наблюдается. Это может быть связано с тем, что были разные источники сноса или разные условия перераспределения вещества.

Редкие земли в составе ильменита фиксируются от первых г/т (лютеций) до сотен г/т (церий) и по нормированной кривой (см.рис.2) отчетливо видно, что кларки концентраций тяжелых редких земель существенно выше, чем легких. Концентрации этих элементов в 5 раз превышают кларковые значения содержания для лантана и церия и до 20 раз для иттербия. Между редкими землями (церий-лантан, церий-торий и другие) устанавливаются значимые положительные корреляционные связи (см.рис.2).

Из перечисленного выше видно, что ильмениты Южного и Северного участков незначительно, но отличаются друг от друга. На примере Южного участка видно, что в процессе лейкоксенизации ильменита уменьшается уровень накопления в нем хрома, цинка, кобальта, скандия и увеличивается концентрация сурьмы, тория и редких земель.

Л е й к о к с е н представляет собой землистые агрегаты, развитые в основном по ильмениту, а также в меньших количествах по рутилу, офеу и вназату. Содержание железа в лейкоксене значительно меньше, чем в ильмените, и составляет 4,8%, что обусловлено выносом железа в процессе окисления ильменита, если его рассматривать как основную минеральную матрицу, по которой развивается данный титановый агрегат. Содержания хрома 0,11 г/т и кобальта 55,9 г/т также существенно меньше. Концентрация цинка остается неизменной и даже незначительно повышается до 1372,6 г/т.

Вариации в уровнях накопления железа, кобальта в лейкоксене разных участков весьма существенны. Так, в лейкоксене Южного участка железа 6%, а кобальта 69 г/т, тогда как на Северном участке их концентрация соответственно составляет 0,8% и 8,4 г/т. Между этими элементами устанавливается положительная значимая связь (см.табл.4), особенно для коррелирующих пар железа с цинком (+0,66) и хрома с цинком (+0,64).

Содержание сурьмы определялось в лейкоксене Южного участка и её концентрация составляет 90 г/т, что значительно превышает содержание её в ильмените (см.рис.2).

Таблица 3

Коэффициенты парной корреляции микроэлементов в ильмените

Эл-т	Fe	Cr	Zn	Co	Sb	Sc	Th	H+	Ta	La	Ce	Sm	Eu	Yb	Lu
Fe	I	0,18	0,4	0,29	-0,53	0,22	-0,25	-0,02	-0,87	-0,42	-0,36	-0,18	-0,46	0,39	-0,35
Cr	0,18	I	0,78	-0,25	-0,17	-0,57	-0,32	-0,68	0,08	-0,08	-0,16	0,33	0,27	0,57	-0,11
Zn	0,4	0,78	I	-0,29	-0,11	0,04	-0,01	-0,43	-0,09	0,39	-0,05	-0,18	0,21	0,65	-0,22
Co	0,29	-0,25	-0,29	I	-0,27	-0,03	-0,26	0,22	-0,32	-0,18	-0,15	-0,03	-0,38	0,03	-0,02
Sb	-0,53	-0,17	-0,11	-0,27	I	-0,23	0,13	-0,11	-0,09	0,05	-0,02	-0,15	0,28	-0,36	0,17
Sc	0,22	-0,57	0,04	-0,3	-0,23	I	0,49	0,53	-0,31	0,22	0,3	0,02	-0,03	0,04	0,04
Th	-0,25	-0,32	-0,01	-0,26	0,13	0,49	I	0,4	0,23	0,75	0,8	0,27	0,5	0,17	0,65
Hf	-0,02	-0,68	-0,43	0,22	-0,11	0,53	0,4	I	-0,22	0,39	0,43	0,18	0,04	-0,1	0,23
Ta	-0,87	0,08	-0,09	-0,32	-0,09	-0,31	0,23	-0,22	I	0,43	0,35	-0,22	0,43	-0,25	0,28
La	-0,42	-0,08	0,39	-0,18	0,05	0,22	0,75	0,39	0,43	I	0,58	0,63	0,8	0,37	0,81
Ce	-0,36	-0,16	-0,05	-0,15	-0,02	0,3	0,8	0,43	0,35	0,58	I	0,58	0,71	0,37	0,83
Sm	-0,18	0,33	-0,18	-0,03	-0,15	0,02	0,27	0,38	-0,22	0,63	0,58	I	0,69	0,6	0,57
Eu	-0,46	0,27	0,21	-0,38	0,28	-0,03	0,5	0,04	0,43	0,8	0,71	0,69	I	0,54	0,62
Yb	0,39	0,57	0,65	0,03	-0,36	0,04	0,17	-0,25	-0,25	0,37	0,37	0,6	0,54	I	0,25
Lu	-0,35	-0,11	-0,22	-0,02	0,17	0,04	0,65	0,28	0,28	0,83	0,83	0,57	0,62	0,25	I

Примечание. Количество проб - 15; значимый коэффициент корреляции - (0,59)

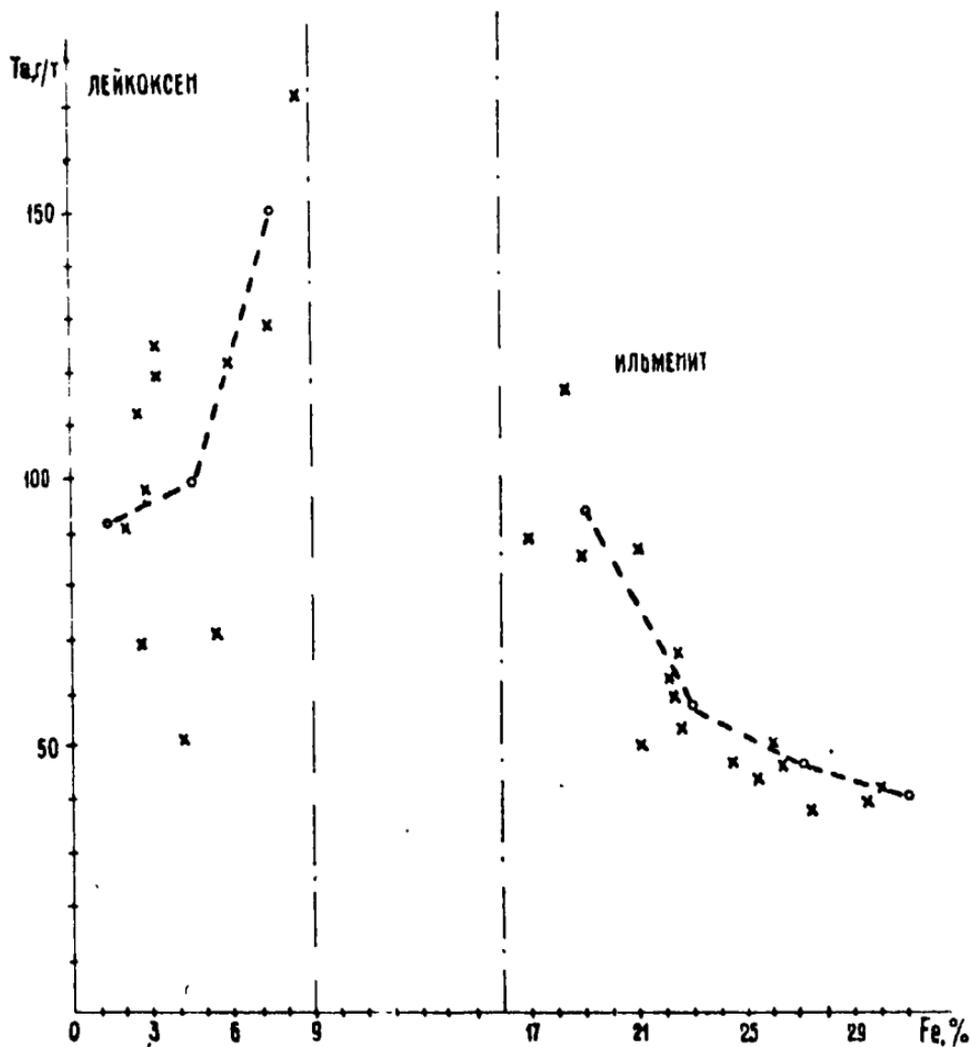


Рис. 3. Кривая зависимости концентрации тантала в лейкосене и ильмените от их общей железистости

Концентрация скандия равна 116,7 г/т. Для него устанавливается тесная корреляционная связь с железом и цинком и в меньшей степени с хромом и кобальтом (табл.4).

Содержание тория и урана в лейкоксене несколько повышенное и составляет соответственно 189,5 и 87,6 г/т. Торо-урановое отношение равно 2,2, что близко к его отношению в ильмените. Среднее содержание гафния составляет 121,3 г/т.

Зависимость содержания тантала от железа показана на рис.3. Если в ильмените она повышается со степенью окисленности, то в лейкоксене начинает понижаться при средней величине 100,99 г/т. Концентрация редких земель в лейкоксене более высокая, чем в ильмените (в среднем в 4 раза), но характер их распределения (см.рис.2) аналогичен, за исключением европия, для которого не фиксируется минимум, как в ильмените. Анализ корреляционных связей в минерале показывает, что существует большое количество взаимокоррелирующих пар элементов. Это может свидетельствовать о том, что лейкоксен как продукт псевдоморфного замещения минералов титана и железа унаследует многие связи минерала - эдукта ($Cr - Zn$, $Cr - Hf$ и другие в ильмените), а высокие его сорбционные свойства, по-видимому, обуславливают появление новых ($Fe - Sm$, $Fe - Sc$ и др.).

Ц и р к о н содержит незначительное количество железа, хрома, цинка, кобальта и сурьмы.

Среднее содержание скандия в нем равно 109 г/т, что соответствует концентрации его в ильмените и лейкоксене. Данные о содержании представляют большой интерес для комплексной переработки оурья. Скандий имеет значимую корреляционную связь с ураном и гафнием (табл.5). Содержание радиоактивных элементов (торий, уран) повышенное и соответственно составляет 654,7 и 432,4 г/т, а торо-урановое отношение пониженное (1,5). Гафний - характерный элемент для циркона, и его содержание равно 8743,3 г/т.

В цирконе россыпи довольно высокое содержание редких земель при некотором преобладании среди них тяжелых. Это является характерным признаком многих типов циркона [4], но изученные цирконы, например, несколько отличаются от цирконов россыпей Шри-Ланки, в которых мало легких редкоземельных элементов [5].

Сопоставляя концентрации редких земель в цирконе из россыпи с аналогичными результатами по подобному минералу из гранитоидов, гнейсов, мигматитов, щелочных пород и пегматитов, можно констатировать, что охарактеризованные цирконы россыпи более близки по геохимическому спектру к цирконам из щелочных пород. Величина лантан-иттербиевого отношения для циркона из россыпи (0,087) также весьма близка к ве-

Таблица 4

Коэффициенты гарной корреляции микроэлементов в дейноксене

Эл - r	Fe	Cr	Zn	Co	Se	Th	Hf	Ta	Ce	Sm	Eu	Yb
Fe	I	0,48	0,66	0,38	0,68	0,55	0,43	0,54	0,37	0,8	-0,39	0,9
Cr	0,48	I	0,64	0,44	0,25	-0,1	0,97	0,47	0,28	0,45	-0,32	0,17
Zn	0,66	0,64	I	0,54	0,67	0,01	0,63	0,85	0,57	0,87	-0,21	0,4
Co	0,38	0,44	0,54	I	0,4	-0,05	0,37	0,43	0,26	0,48	0,29	0,12
Se	0,68	0,25	0,67	0,4	I	0,36	0,16	0,86	0,49	0,79	-0,07	0,59
Th	0,55	-0,1	0,01	-0,05	0,36	I	-0,08	-0,04	0,42	0,25	0,14	0,78
Hf	0,43	0,97	0,63	0,37	0,16	-0,08	I	0,42	0,38	0,46	-0,24	0,15
Ta	0,54	0,47	0,85	0,43	0,86	-0,04	0,42	I	0,54	0,85	-0,14	0,31
Ce	0,37	0,28	0,57	0,26	0,49	0,42	0,38	0,54	I	0,65	0,34	0,32
Sm	0,8	0,45	0,87	0,48	0,79	0,25	0,46	0,85	0,65	I	-0,14	0,63
Eu	-0,39	-0,32	-0,21	0,29	-0,07	0,14	-0,24	-0,14	0,34	-0,14	I	-0,28
Yb	0,9	0,17	0,4	0,12	0,59	0,78	0,15	0,31	0,32	0,63	-0,28	I

Примечание. Количество проб - 14; значимый коэффициент корреляции - (0,61)

Таблица 5

Коэффициенты парной корреляции микроэлементов в цирконе

Элемент	Fe	Zn	Co	Sc	Th	U	Hf	La	Eu	Yb	Lu
Fe	I	0,5	0,71	0,18	-0,11	0,35	-0,15	-0,1	0,34	-0,18	-0,07
Zn	0,5	I	0,73	0,33	0,5	0,32	0,2	-0,35	0,56	0,03	0,04
Co	0,71	0,73	I	0,01	0,5	0,03	-0,25	-0,34	0,72	0,12	0,19
Sc	0,18	0,33	0,01	I	-0,02	0,55	0,72	-0,24	0,31	0,15	0,08
Th	-0,11	0,5	0,5	-0,02	I	-0,3	0,1	-0,49	0,56	0,39	0,09
U	0,35	0,32	0,03	0,55	-0,3	I	0,17	0,15	0,17	-0,3	-0,18
Hf	-0,15	0,2	-0,25	0,72	0,1	0,17	I	-0,37	-0,1	0,32	0,2
La	-0,1	-0,35	-0,34	-0,24	-0,49	0,15	-0,37	I	-0,34	-0,88	-0,44
Eu	0,34	0,56	0,72	0,31	0,56	0,17	-0,1	-0,34	I	0,23	0,2
Yb	-0,18	0,03	0,12	0,15	0,39	-0,3	0,32	-0,88	0,23	I	0,47
Lu	-0,07	0,04	0,19	0,08	0,09	-0,18	0,2	-0,44	0,2	0,47	I

Примечание. Количество проб - 18; значимый коэффициент корреляции - (0,54)

личине этого отношения (0,096) для силиката циркония из этого типа-пород. Однако торо-урановое отношение в минерале из россыпи более соответствует величине для циркона из лейкократовых гранитов.

Исходя из предварительного анализа полученного материала, можно сделать следующие выводы:

1. Для ИНАА оптимальная величина навесок для ильменита определяется 5 мг, лейкоксенов и цирконов – 10 мг, а для монацита навеска должна быть не более 2–3 мг.

2. В минералах россыпи сконцентрированы редкие и редкоземельные элементы. Так, в ильмените содержатся тантал, лантан, церий и иттербий; в лейкоксене – лантан, церий, иттербий и европий; в цирконе – гафний, иттербий и лютеций. Эти минералы могут служить комплексным источником для извлечения этих элементов.

3. Установлена зависимость между уровнем накопления тантала и ряда других элементов в ильмените и лейкоксене от их общей железиности. В пределах отдельных участков одной россыпи наблюдаются различия в микроэлементном составе минералов.

4. Геохимические особенности минералов изученной россыпи, особенно циркона, могут свидетельствовать о том, что их вероятным источником были щелочные породы.

Литература

1. Гүнне Х.Э., Пелекис Л.Л. Роль статистического характера излучения в выборе критерия чувствительности нейтронно-активационного анализа // Нейтронно-активационный анализ. Рига: Зинатне, 1966. С. 5–14.
2. Гурвич С.И., Александровский К.М. Титано-циркониевые россыпи // Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. М.: Наука, 1967. С. 226–238.
3. Зайцев Е.И., Сотсков Ю.П., Резников Р.С. Нейтронно-активационный анализ горных пород на редкие элементы. М.: Недра, 1978. 101 с.
4. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 310 с.

А.И.Летувинкас

НОМОГРАММА ДЛЯ ОЦЕНКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗНЫХ
РЕСУРСОВ МЕТАЛЛА

В соответствии с действующей инструкцией по геохимическим методам поисков [1] геологические прогнозные ресурсы оруденения подсчитываются по данным литохимических поисков по параметрам вторичных остаточных ореолов рассеяния с учетом величины коэффициента остаточной продуктивности включаемых в подсчет металлов. Подсчет ведется по формуле

$$Q_H = \alpha \frac{1}{k} \cdot \frac{P}{40} H, \quad (1)$$

где Q_H - ожидаемые прогнозные ресурсы до глубины H , в тоннах металла; α - доля балансовых (промышленных) руд в общих (полных) запасах, включающих и продуктивность первичных геохимических ореолов; k - коэффициент остаточной продуктивности; P - площадная продуктивность вторичного геохимического ореола рассеяния, м²%; H - выбранная из геологических соображений глубина подсчета, м.

Приняв $H=100$ м и $P=1000$ м²%, получим

$$Q_{ном} = \frac{\alpha}{k} 2500, \quad (2)$$

где $Q_{ном}$ - прогнозные ресурсы металла в тоннах до глубины 100 м для единичного участка геохимического ореола с площадной продуктивностью $P=1000$ м²%.

Формула (2) является исходной для расчета номограммы. Значения поправочного множителя принимаются равными 0,85; 0,65 и 0,45 соответственно для месторождений крупных, средних и мелких. Для ориентировочной оценки ресурсов непромышленных объектов условно принято $\alpha = 0,25$. Расчет значений $Q_{ном}$ в интервале k от 0,2 до 3,0 проведен с шагом 0,2, в интервале $k=0,05-0,2$ с шагом 0,05. Полученная таким образом номограмма показана на рис.1.

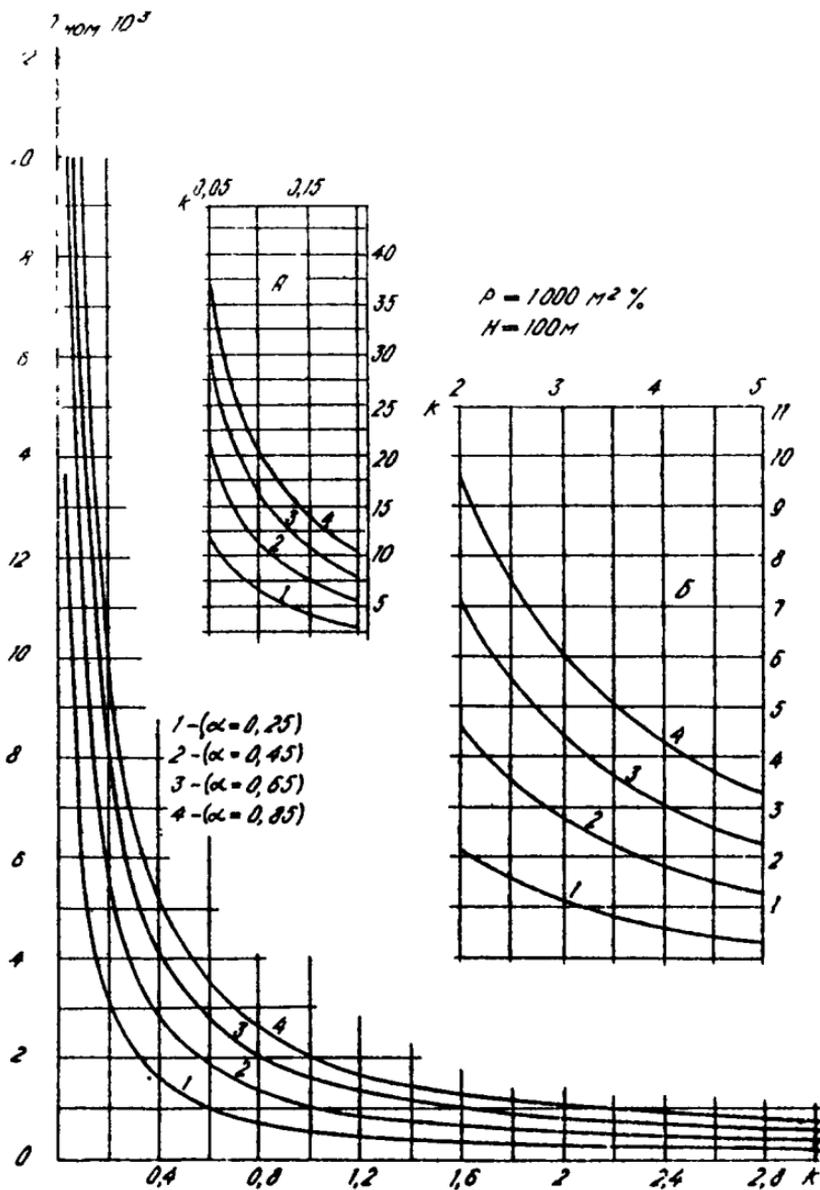


Рис. 1. Номограмма для оценки прогнозных ресурсов $\gamma_{\text{ном}}$ для

Для оценки прогнозных ресурсов с помощью номограммы можно воспользоваться соотношением

$$Q_H = Q_{\text{НОМ}} \cdot \frac{P}{P_{\text{НОМ}}} \cdot \frac{H}{H_{\text{НОМ}}}, \quad (3)$$

где Q_H - оцениваемые на глубину H прогнозныe ресурсы, т; P - площадная продуктивность оцениваемого литохимического ореола, $\text{м}^2\%$; $P_{\text{НОМ}} = 1000 \text{ м}^2\%$; $H_{\text{НОМ}} = 100 \text{ м}$; $Q_{\text{НОМ}}$ - "снимаемые" с номограммы для соответствующих α и k значения продуктивности в тоннах металла для $P = P_{\text{НОМ}}$ и $H = H_{\text{НОМ}}$. Так, если $P = 25 \cdot 10^3 \text{ м}^2\%$, $H = 200 \text{ м}$, $k = 0,6$ и $\alpha = 0,45$, то получаем $Q_{\text{НОМ}} = 1990 \cdot 25 \cdot 2 = 995 \cdot 10^3 \text{ т}$. Округляя в соответствии с рекомендациями А.П.Соловова [2], окончательно имеем $1 \cdot 10^5 \text{ т}$ металла. Прямой расчет по формуле (1) дает $Q_{200} = 93750 \text{ т}$, что только на 1,3% ниже полученного с помощью номограммы. Нетрудно видеть, что округление цифр ресурсов в соответствии с [2] в обоих случаях дает одно и то же значение - $1 \cdot 10^5 \text{ т}$.

Удовлетворительной разрешающей способностью номограмма обладает в интервале $k = 0,2 - 2,0$, т.е. перекрывающем большую часть интервала реально встречающихся его значений. При $k < 0,2$ и $k > 2,0$ ее разрешающая способность резко падает. Для работы при таких экстремальных значениях k дополнительно даны две врезки: А - для значений $k = 0,05 - 0,20$ и Б - для значений $k = 2,0 - 5,0$.

Номограмма удобна для предварительной оценки прогнозных ресурсов групповых геохимических ореолов комплексного оруденения.

Литература

1. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с. 2. Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых: Учебник для вузов. М.: Недра, 1985. 294 с.

Содержание

Гончаренко А.И. Известный ученый-петрограф, исследователь недр Сибири	3
Вылцан И.А., Беженцев А.Ф. О гетерогенной природе геотектоничности	6
Саев В.И., Татьянин Г.М. Стратиграфия пермских отложений Томской области	13
Подобина В.М. Биостратиграфия морского палеогена Западной Сибири	21
Подобина В.М., Ксенева Т.Г. Микрофаунистические зоны рубежа маастрихта-палеоцена востока Западной Сибири (Томская область)	29
Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Гертнер И.Ф. Структурная эволюция офиолитов Чаганузунского массива (Горный Алтай)	34
Морозов С.С. Некоторые дополнения к схеме структурно-тектонического строения Норильского региона и их практическое значение	48
Косоруков А.П., Динер А.Э., Парначев В.П. Новые данные о субщелочных и щелочных интрузивных породах Солгонского кряжа .	53
Парначев В.П., Врублевский В.В. О карбонатитах и карбонатитоподобных породах юга Красноярского края	63
Банников О.Л., Уткин Д.В., Гончаренко А.И. Амфиболы из габброидов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау.	68
Коноваленко С.И., Россовский Л.Н. Возможность разделения пегматитов разных структурных этажей по типохимическим особенностям блокового калишпата	76
Беляев А.А., Ершов В.В. Геохимические особенности структур, контролирующих молибденовое и молибден-редкометальное оруденение в области континентального вулканизма.	84
Иушин В.К., Рябикин В.А. Экспрессивная оценка минералогических разновидностей медно-никелевых руд Талнахских месторождений	91
Индукаев Д.В. Геолого-генетическая модель и главные закономерности формирования контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области	98
Индукаев Д.В. Связь рудогенеза, магматизма, литогенеза и геотектонических условий развития земной коры (на примере Алтае-Саянской области)	103

Князев Г.Б. Уровни и пути концентрации железа на Волковском магнетитовом месторождении в Западном Саяне....	I08
Князев Г.Б., Гуков С.В. Структурные условия локализации железных руд Верхнеабаканского района Западного Саяна.	I16
Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Кужугет К.С., Ояцуп Ч.К. Петроструктурная эволюция гипербазитов Агардагского массива (Южная Тува) и её роль в локализации хромитового оруденения	I24
Чернышов А.И. Статистический анализ гарцбургитов Оспинского массива (Восточный Саян)	I32
Коробейников А.Ф. Закономерности проявления различных типов золотого оруденения при эволюции земной коры складчатых регионов	I37
Мананков А.В., Григорьев Д.Г., Бирюков В.Г. Месторождение опала в Томской области	I44
Горюхин Е.Я., Ильчибаев Д.И., Доктошин А.А., Мананков А.В. Месторождения суглинков Томской области как сырьё для многофункциональных синтетических камней	I49
Баженов В.А., Макаренко Н.А., Родыгин С.А. Витумопроявления в вулканогенных породах Хакасии	I55
Днепровский В.Н. Об использовании метода термодимнессценции для расчленения карбонатных пород Синохинского рудного поля (Горный Алтай)	I61
Рихванов Л.П., Кропанин С.С., Вертман Е.Г., Бирюков В.Г., Язиков Е.Г., Судыко А.Ф., Миков А.Д. Особенности методики анализа и геохимическая характеристика минералов воосыпи Западной Сибири	I66
Детувнинкас А.И. Номограмма для оценки геологических прогнозных ресурсов металла	I80

