

ISSN 0320-8923

*Вопросы*

ГЕОГРАФИИ  
СИБИРИ







# ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Выпуск 16

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск—1984

Вопросы географии Сибири. Вып. 16 /Под ред. А. А. Земцова. — Томск: Изд-д-во  
Томск. ун-та, 1984. — 8 л. — 1 р. 20 к. 500 экз. 1905030000.

В сборнике помещены статьи по геоморфологии и палеогеографии нефтегазоносных  
районов Западно-Сибирской равнины и Горного Алтая, по сезонной ритмичности и ус-  
ловий функционирования геосистем и расчету коэффициентов вариации годового стока  
в лесной зоне Западно-Сибирской равнины.

Для географов разных специальностей, геологов.

Рецензент — д-р геогр. наук Д. А. Бураков

Редактор — д-р геогр. наук А. А. Земцов

600б.ч, 3учз, 5нб

В  $\frac{1905030000}{177(012)-84}$  90-84



П. А. Окишев

## МЕРИДИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ И ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ГОРНЫХ И РАВНИННЫХ РЕГИОНОВ

(на примере Западной Сибири)

В горах Алтая берут начало главные истоки Оби—Катунь и Бия. Их водность и режим стока существенно зависели от динамики горного оледенения и, в свою очередь, влияли на формирование стока Оби. Вместе с тем русловая деятельность в долине Оби зависела от динамики ледникового щита на севере Западной Сибири, в результате чего складывались сложные пространственно-временные соотношения ледниковых и флювиальных процессов в одном из крупнейших речных бассейнов мира. В настоящей статье предпринята попытка наметить вероятную схему соотношения этих процессов во второй половине позднего плейстоцена и выяснить их роль в развитии внеледниковой части долины Оби.

### Постмаксимальная динамика позднеплейстоценового оледенения Алтая

Время завершения трансгрессии позднеплейстоценового оледенения пока недостаточно ясно. По имеющимся термолюминесцентным данным, оледенение достигло максимума не позднее  $32 \pm 4$  тыс. и не ранее  $58 \pm 6,7$  тыс. лет назад.

Границы максимального распространения оледенения в большинстве случаев представлены выраженными в рельефе конечно-моренными образованиями, сопряженными с дистальной стороны с низкими (вторыми надпойменными) террасами. Максимальное развитие позднеплейстоценового оледенения обеспечивалось депрессией снеговой линии в 800-850 м, что соответствует снижению летних температур в сравнении с современными примерно на  $5^\circ$  при условии неизменного количества выпадающих в настоящее время атмосферных осадков. Признаков увеличения осадков в период наступления ледников не установлено. Более того, спорово-пыльцевые спектры из ледниковых отложений указывают на более сухой климат. Анализ истории развития ледниково-подпрудных озер в межгорных котловинах также свидетельствует о сокращении влагооборота в перигляциальной зоне, что в общем представляется вполне естественным в связи с затратами значительных масс атмосферных осадков на питание ледников.

Постмаксимальная эволюция позднеплейстоценового оледенения характеризуется ясно выраженной ритмичностью сокращения, нашедшей отражение в формировании серии постмаксимальных конечно-



моренных комплексов. Пространственно-временная общность ритмов постмаксимальной динамики ледников в разных частях Алтая находит подтверждение в хронологических материалах (радиоуглеродные даты, дендрохронологические исследования) и большом сходстве количественных показателей депрессии снеговой линии для однопорядковых конечных морен. Это позволяет наметить общую схему процесса деградации (рис. 1).

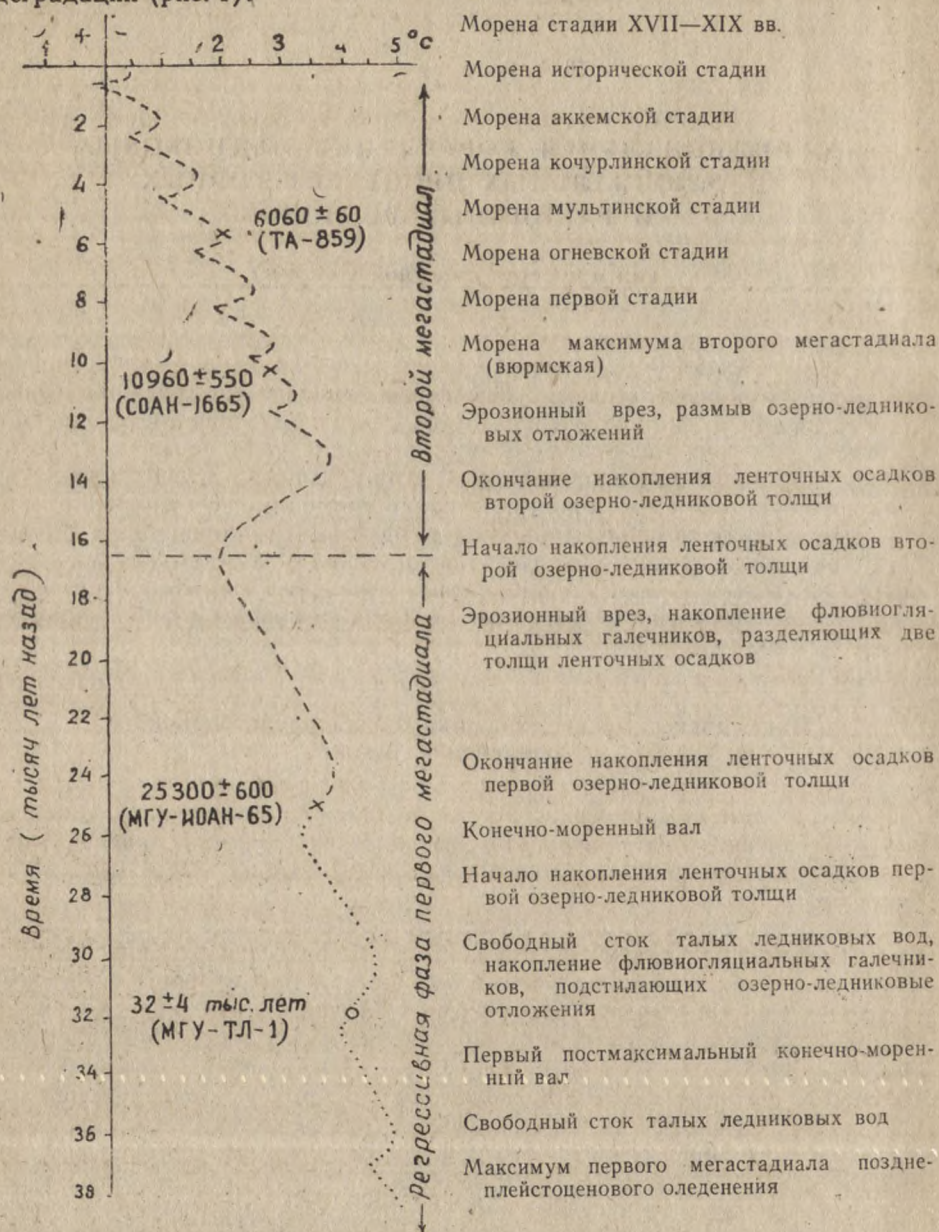


Рис. 1. Схематическая кривая постмаксимальной динамики позднеледникового оледенения Алтая

Первой постмаксимальной мореной маркированы размеры ледников, обеспечивавшиеся депрессией снеговой линии в 765-780 м, или среднелетними температурами на  $4,5^\circ$  ниже современных. В долине



Чаган-Узуна эта морена отложена до начала накопления озерно-ледниковых осадков, для нижних горизонтов которых получена дата  $32 \pm 4$  тыс. лет (МГУ-ТЛ-1). С учетом продолжительности накопления ленточных осадков первой озерно-ледниковой толщи, их последующего размыва и даты начала накопления вложенной в эрозионный размыв второй толщи озерно-ледниковых отложений ( $25300 \pm 600$  лет назад) представляется более вероятным время формирования морены около 36 тыс. лет назад.

Начало формирования ленточных осадков первой толщи в долине Чаган-Узуна совпадает по времени с окончанием первой постмаксимальной подвижки ледников. Ледники долин Куэختанара, Саукпанды и Тыдтугема, спускавшиеся с Курайского хребта и заполнявшие долину Чуи на участке между Курайской и Чуйской котловинами, закрывали сток воды из последней, обуславливали повышение уровня наполнявшегося талыми водами пра-Чуйского озера и проникновение в конце первой постмаксимальной подвижки ледников озерных вод в цунговый бассейн Чаган-Узунского ледника. По количеству годичных лент формирование первой озерно-ледниковой толщи продолжалось 2,5—3 тыс. лет и прекратилось с окончанием второй постмаксимальной подвижки ледников около 30 тыс. лет назад. Маркированные второй постмаксимальной мореной размеры ледников обеспечивались депрессией снеговой линии в 700—730 м, или среднелетними температурами на  $4,2-4,3^{\circ}$  ниже современных.

После второй подвижки произошло значительное сокращение ледников. В долине Чуи ниже Чуйской котловины сократилась высота «ледниковой плотины», в результате чего уровень пра-Чуйского озера упал настолько, что его залив в долине Чаган-Узуна исчез. Накопленные озерно-ледниковые отложения подверглись размыву и на дне эрозионного вреза сформировался горизонт флювиогляциальных галечников. По положению в разрезе этих галечников, отвечающих условиям руслового стока талых ледниковых вод в пределах распространения в долине озерно-ледниковых отложений, глубина эрозионного вреза достигла 15 м.

Размыв озерно-ледниковых отложений прекратился в связи с повторным повышением уровня и вторжением вод пра-Чуйского озера в долину Чаган-Узуна около 25 тыс. лет назад. Увеличение глубины озера и его залива в долине происходило постепенно, о чем свидетельствует постепенное затухание признаков яри течения вверх по разрезу ленточных осадков второй, вложенной в эрозионный врез, озерно-ледниковой толщи. По количеству годичных лент её накопление продолжалось около 3 тыс. лет и прекратилось со спадом уровня озера около 22 тыс. лет назад. Подвижка ледников, обусловившая этот второй подъем воды в пра-Чуйском озере, не отражена в ледниково-аккумулятивном рельефе долин. Исследованиями в бассейне Чаган-Узуна установлено, что соответствовавшая ей длина ледников немного уступала более позднему оледенению, уничтожившему следы довольно длительного этапа эволюции ледников после отложения второй постмаксимальной морены.

Третья постмаксимальная конечная морена в долине Чаган-Узуна надвинута на озерно-ледниковые отложения. Здесь и в других долинах с современным оледенением третьей постмаксимальной мореной маркированы размеры ледников, обеспечивавшиеся депрессией снеговой линии в 610—660 м.

После окончания седиментации ленточных осадков, около 22 тыс. лет назад, и до начала подвижки, закончившейся надвиганием ледника на эти ленточные осадки, оледенение Алтая продолжало сокраща-



ться. Об этом свидетельствует постепенно-прерывистый спад уровня ледниково-подпрудных озер в Чуйской и Курайской котловинах, нашедшей отражение в образовании серии волноприбойных террас на придонных частях бортов котловин и аккумулятивных образований. Наличие этой серии снижающихся террасовых уровней однозначно указывает на прерывистый характер деградации ледников, подпрудивших сток из котловин. По-видимому, колебания были свойственны и другим ледникам Алтая.

За период от начала регрессивной фазы первого мегастадия до образования третьей постмаксимальной морены (около 5,5 тыс. лет) Чаган-Узунский ледник уменьшился на 9 км, т. е. темпы его отступления составляли не более 1,6 км за тысячелетие. Если принять, что подобные темпы отступления сохранялись и после отложения третьей постмаксимальной морены, то получается, что к началу последующей крупной подвижки, завершившейся в долине Чаган-Узуна надвиганием ледника на озерно-ледниковые отложения, длина ледников оставалась почти в 3 раза больше современной. Это значит, что климатические условия в то время были более суровыми в сравнении с современными, поэтому нет оснований для выделения позднеплейстоценового межледниковья. В то же время нельзя игнорировать тот продолжительный интервал времени, которым разделяются окончание накопления ленточных осадков (около 22 тыс. лет назад) и формирование надвинутой на них морены (около 13 тыс. лет назад). В эволюции позднеплейстоценового оледенения вполне определенно выделяются два крупных, основных гляциальных цикла, которые могут быть названы мегастадиями. Максимум первого мегастадия в пространственно-временном отношении соответствует максимуму позднеплейстоценового оледенения Алтая. Ледники второго мегастадия имели меньшие размеры.

Постмаксимальная деградация оледенения второго мегастадия носила стадийный характер, т. е. процесс сокращения прерывался некоторой подвижкой ледников, каждая из которых была меньше предыдущей. Максимумы таких последовательно уменьшавшихся подвижек отмечены конечно-моренными комплексами. Общность изменений тенденции эволюции ледников наиболее определенно выявлена на примере последней стадии. В разных частях Алтая, на склонах разной экспозиции хребтов ледники почти всех морфологических типов (за исключением висячих и плосковершинных) сформировали конечную морену, по ряду признаков относящуюся к XVII—XIX вв. Маркированные этой мореной размеры ледников обеспечивались депрессией снеговой линии в  $70 \pm 5$  м. По однопорядковым моренам других стадий второго мегастадия разных долин получены тоже близкие значения депрессии снеговой линии, что указывает на общность стадийной динамики и ранее XVII—XIX вв.

Общность ледниковой динамики не означает полного совпадения хронологических рубежей в эволюции различных ледников. В зависимости от особенностей морфологии ледников реакция их на равнозначные по масштабу и направленности климатические изменения характеризуется некоторыми отличительными чертами, имеющими подчиненное значение на фоне общей тенденции развития гляциального процесса. Морфологические особенности ледников не оставались постоянными в процессе эволюции оледенения, поэтому не могло быть и полного повторения относительных различий в формировании стадийных конечно-моренных комплексов. Имеющимися радиоуглеродными датами подтверждается выявленная А. В. Шнитниковым (1957) продолжительность стадийных ритмов (1800—1900 лет) и основанная на ней хронология стадийных максимумов.



## Постмаксимальная динамика позднеплейстоценового оледенения севера Западно-Сибирской равнины

В последние годы интенсивно продолжалось изучение рыхлых отложений и геоморфологии в разных частях Западно-Сибирской равнины. Широкое применение дистанционных методов исследования рельефа, радиоуглеродное датирование отложений и более детальное изучение строения террас, изменения их уровня вдоль долины Оби дали дополнительную информацию для уточнения истории развития позднеплейстоценового оледенения севера Сибири. Новейшие материалы, касающиеся динамики последнего ледникового покрова и сопряженных с ним процессов на территории Западно-Сибирской равнины, обобщены С. А. Архиповым, В. И. Астаховым, И. А. Волковым и др. (1980). Весьма примечательно, что эти исследователи обосновывают принципиально новую схему позднеплейстоценового оледенения на севере Сибири. «Сейчас вполне очевидно, что это оледенение развивалось в две фазы, из которых ранняя—в интервале 90 (100)—50 (55) и поздняя—22—10 тыс. лет назад. Разделяющий их среднелазарский сложный межстадиал... охватывает отрезок времени от 50 (55) до 22 тыс. лет» [Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения, 1980, с. 7].

Раннезырянский период не обеспечен хронологическими данными и ранняя фаза позднезырянского оледенения пока не подразделена на стадии и межстадии. Южная граница максимального распространения раннезырянского ледника (надымская стадия) проводится примерно по 64° с. ш. [Палеогеография..., 1980, рис. 1]. Субширотный пояс краевых образований, маркирующий южную границу раннезырянского ледника, сформировался не позднее 50 тыс. лет назад. «Из самых верхов нижнезырянского горизонта (пос. Унтыль-Горт) и межморенных песков на Сыне получены запредельные даты—более 50 тыс. лет (СОАН-636, 649)» [Последнее оледенение в нижнем Приобье, 1977, с. 197].

Этим поясом краевых образований ограничивается распространение на север озерно-ледниковых осадков верхнего (пятого) уровня приледникового водоема, что использовано В. И. Астаховым [Палеогеография..., 1980], для пространственно-хронологической корреляции ледниковых и озерно-ледниковых отложений. Для озерных песков на 105—125-метровой (над уровнем моря) поверхности в пределах Белогорья на правом берегу Оби в 5 км выше дер. Мал. Алтым термolumинисцентным методом получена дата  $70 \pm 11$  тыс. лет. «На Енисее в основании перигляциальных слоев V террасы («алинской толщи», по В. А. Зубакову) имеется радиоуглеродная дата 53 тыс. лет... Таким образом, надымская стадия как будто достаточно определенно датируется ранним вюрмом» [там же, с. 30].

В постмаксимальное (среднезырянское) время, характеризовавшееся, по С. Л. Троицкому (1979), неустойчивым холодным климатом, для Приенисейского Севера отмечаются три неглубоких потепления (рис. 2, Б); 50—45, 42—37 и 30—24 тыс. лет назад. В этих же интервалах времени выделяются потепления и по Приобскому Северу (рис. 2, А). Разделявшие их похолодания сопровождались в Нижнем Приобье сменой ландшафта северотаежных лесов тундровым ландшафтом.

В поздней фазе оледенения Западно-Сибирской равнины С. А. Архипов выделяет на Енисейском Севере три стадии: караульскую, или гыданскую (22—16 тыс. лет назад), ньяпанскую (15—13 тыс. лет назад) и норильскую, бывшую сартанскую (примерно 11,4—10,3 тыс. лет назад). На Обском Севере он сопоставляет их соответственно,



с салехардо-увальским, сопкейским и полярноуральским стадияльными краевыми образованиями [Палеогеография..., 1980]. Несколько отличается представление В. И. Астахова [там же] о хронологии формирования субширотных поясов краевых ледниковых форм поздней фазы оледенения. Пояс краевых образований, увязывающийся с моренами салехардских увалов (хадуттэйская стадия), В. И. Астахов считает не моложе 25 тыс. лет. Следующий к северу пояс краевых образова-

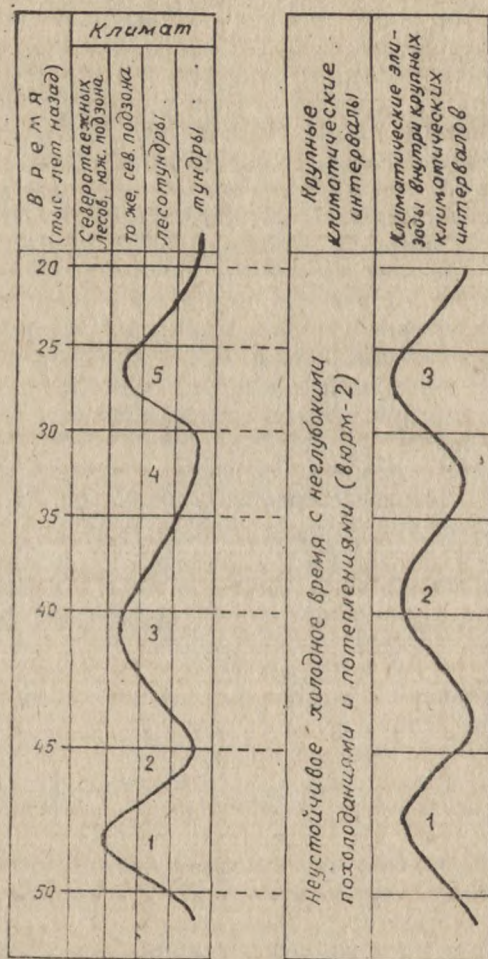


Рис. 2. Схема колебаний климата в среднелазанское время на севере Западной Сибири (слева — по С. А. Архипову и др., 1977; справа — по С. Л. Троицкому, 1979)

ний (танамская стадия), по В. И. Астахову, скорее всего древнее 16—15 тыс. лет. Еще более северный краевой пояс, прослеживающийся от оз. Нейто на Ямале вдоль Гыданской гряды и далее на Дорофеевском полуострове (ямало-гыданская стадия) В. И. Астахов сопоставляет по времени с лужской стадией скандинавского оледенения (около 13 тыс. лет назад). Западно-Таймырские морены, обращенные фронтом на восток, он считает еще более молодыми, сформированными в период отступления края Центрально-Карского ледникового щита в пределы современной акватории.



Сопоставление этих схем хронологии позднезырянских стадий показывает, что имеющиеся в настоящее время материалы пока недостаточны для уверенного датирования краевых ледниковых образований севера Западно-Сибирской равнины. Поэтому предлагаемая ниже схема меридиональной корреляции ледниковых и флювиальных процессов имеет предварительный характер и, по-видимому, требует определенной корректировки по мере накопления новых данных.

Накопленным радиоуглеродным датировкам больше соответствует их палеогеографическая интерпретация С. А. Архиповым, поэтому в дальнейшем мы принимаем его хронологическую схему.

### **Схема корреляции динамики оледенения гор и равнины и флювиальных процессов во внеледниковой части бассейна Оби**

В горах Алтая и на севере Западно-Сибирской равнины в динамике последнего (позднеплейстоценового) оледенения выделяются два главных цикла (две фазы, или два мегастадиала)—ранне- и позднезырянский (сартанский), между которыми оледенение продолжительное время деградировало. Вполне определенно установлено, что как на юге, так и на севере Западно-Сибирского региона максимальных размеров позднеплейстоценовое оледенение достигало в раннезырянской фазе (первом мегастадиале). По имеющимся в настоящее время хронологическим данным экспансия раннезырянского ледника на севере достигла максимума не позднее 50 (55) тыс. лет назад. На Алтае максимум первого мегастадиала приходится на период между  $58 \pm 6,7$  и  $32 \pm 4$  тыс. лет назад.

По гляциоморфологическим признакам (конечно-моренным комплексам) на Алтае в позднеплейстоценовом мегаинтерстадиале выделяются три постмаксимальных подвижки ледников (около 36, 30 и 25 тыс. лет назад). Размеры маркированных этими моренами ледников свидетельствуют, что в рассматриваемом интервале времени климатические условия в горах были в целом более благоприятны для оледенения по сравнению с современными. Даже в конце мегаинтерстадиала среднелетние температуры были в среднем на  $2^0$  ниже.

Выделяющиеся на равнине по палинологическим данным раннее, пока безымьянное (45—43 тыс. лет назад), и лохподгортское (33—30 тыс. лет назад) похолодания, по-видимому, тоже сопровождались подвижками края Карского ледникового щита. Границы этих подвижек не установлены. Согласно В. С. Волковой (1977, с. 165), на равнине «климатические условия среднего вюрма были не теплее современных, а может быть несколько прохладнее».

Для оценки сокращения ледникового щита в межстадиалы может быть использован анализ колебаний уровня и размеров акватории внутриконтинентального Мансийского озера. Возникновение и динамика последнего генетически связаны с динамикой Карского ледникового щита, блокировавшего сток вод бассейнов Оби и Енисея на север [Астахов В. И., 1979; Волков И. А. 1979; Волков И. А., Гросвальд М. Г., Троицкий С. Л., 1978; Гросвальд М. Г., 1977 и др.]. Максимальный уровень этого ледниково-подпрудного бассейна контролировался не ледником, реконструируемая мощность которого [Гросвальд М. Г., 1977] была достаточна и для более значительного подъема воды, а гипсометрическими отметками Убаган-Тургайской долины (126—130 м). Колебания уровня озера ниже этих отметок и, в частности, опускания его уровня следует связывать прежде всего с динамикой ледника, т. е. периодическим сокращением его размеров и мощности.



Поэтому представляется правомерным перерывы в накоплении озерных осадков синхронизировать с периодами сокращения ледникового покрова. Конечно, эта зависимость осложнялась гляционостазией и изменениями объема талых ледниковых вод. Однако пространственная связь снижающихся озерных уровней с краевыми образованиями сокращавшегося ледника [Палеогеография..., 1980, рис. 1] свидетельствует о том, что с определенным положением края ледникового покрова можно коррелировать определенный уровень приледникового бассейна.

В приледниковой части подпрудного бассейна, где отметки поверхности Западно-Сибирской равнины в настоящее время меньше, чем в ее южной полосе, и были еще меньше в период существования нагрузки ледникового покрова, седиментация озерных осадков могла не прекращаться даже при значительных колебаниях размеров Мансийского бассейна. В ингрессионных заливах на юге равнины опускания уровня бассейна должны были вызывать осушение соответствующих участков долин, где в это время формировался почвенно-растительный покров. При последующих поднятиях уровня бассейна и восстановлении ингрессионных заливов происходило захоронение органического материала, который фиксирует перерывы озерного осадконакопления и обеспечивает датировку периодов падения уровня приледникового водоема. Как отмечает М. Г. Гросвальд (1977), прорыв озерных вод на север и спад уровня озера были возможны при снижении ледниковой перемычки, соединявшей Путранский и Карский покровы.

В среднем течении Оби (Каргинский Яр) по древесине из пня, сохранившегося в прижизненном положении под озерными глинами, получена дата  $44940 \pm 2000$  (СОАН—1233). С этой датой здесь же, в Среднем Приобье, согласуются датировки погребенного торфа в низовьях Куль-Егана ( $> 45$  тыс., СОАН—1235, 1236), древесины по протоке Кирьяс ( $44750 \pm 2100$ , СОАН—326) и в Чагином Яре ( $> 45$  тыс., СОАН—1231). Формирование отложений, характеризующихся этими датами, происходило во время шурышкарского потепления, когда приледникового бассейна не существовало или, по крайней мере, он имел очень низкий уровень и не распространялся до среднего течения Оби. Из этого следует, что Карский ледниковый щит в то время не создавал существенной преграды для стока вод бассейнов Оби и Енисея. Край льда в максимум потепления отступил, по-видимому, на 600—700 км к северу, примерно до 70-й параллели.

На Алтае в период 50—45 тыс. лет назад, вероятно, закончилось формирование морены, маркирующей пределы распространения позднелейстоценового оледенения и начался процесс дегляциации. С конечной мореной максимума позднелейстоценового оледенения сопряжена II надпойменная терраса, образующая верхний аккумулятивный уровень на дне Уйменской, Чуйской и Курайской межгорных котловин. Во внеледниковой части горных долин с увеличением стока талых ледниковых вод началось формирование уступа II террасы. Продукты речной эрозии выносились в предгорья и накапливались в виде специфического просохозо-гляциального аллювия.

В долине Верхней Оби наиболее детально изучен разрез отложений Красный Яр [Волков И. А., Архипов С. А., 1978; Панычев В. А., 1979]. В обнажении Красного Яра к этому времени можно отнести пески с крупной косой слоистостью (слой б) в основании разреза. С ними, по В. А. Панычеву (1979), связаны находки древесины в виде целых стволов и даже древесные завалы. Однако слой до сих пор не получил надежного возрастного обоснования.

Криогенные нарушения в отложениях, к которым приурочены линзы торфа и древесины, охарактеризованные датировками около



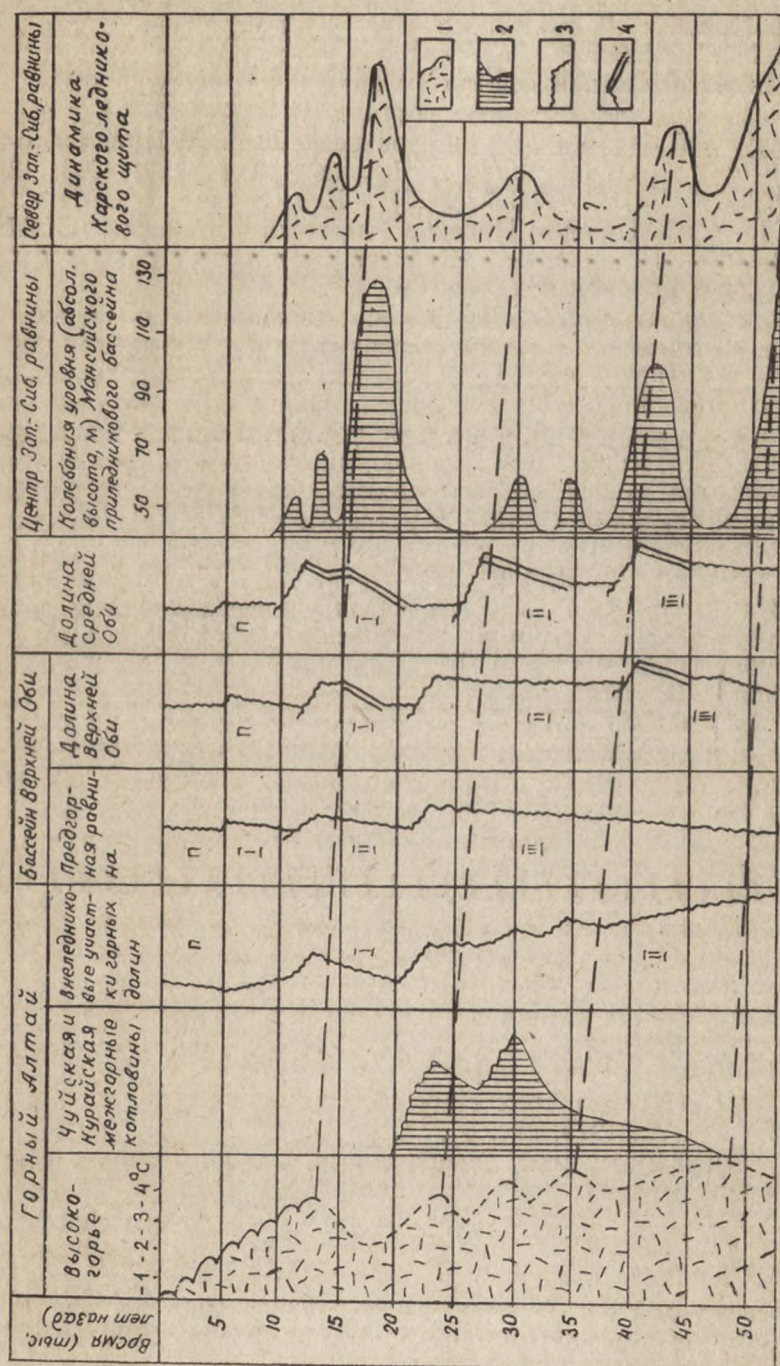


Рис. 3. Схема меридиональной корреляции позднеплейстоценовых ледниковых и флювиальных процессов в Западной Сибири: 1 — динамика ледников; 2 — динамика ледниково-подлудных бассейнов; 3 — эрозивно-аккумулятивные процессы; 4 — аккумуляция озерных осадков. Римскими цифрами обозначены надпойменные террасы; прямыми пунктирными линиями показана корреляция ледниковых эпизодов



45 тыс. лет в разрезах Кирьяс, Куль-Еган, Чагин Яр соответствуют выделяющемуся на равнине раннему похолоданию (45—43 тыс. лет назад). Маломощный слой мучнистых белесых алевроитов, перекрывающих криотурбированный горизонт [Палеогеография..., 1980, рис. 13, 14], указывает на распространение ледниково-подпрудного бассейна до Среднего Приобья. В это относительно кратковременное похолодание стадияльная подвижка края ледника, по-видимому, не достигала широты Полярного круга и быстро сменилась его отступанием.

Уже в начале малохетского потепления (43—33(35) тыс. лет назад) подпрудный бассейн исчез не только в Среднем Приобье, о чем свидетельствует накопление торфа у Чагина Яра (СОАН—363, 42430 ± 1800; СОАН—1165 Д, 42450 ± 2120), Куль-Егана (СОАН—1238, 41660 ± 1380), но и в Нижнем Приобье (протока Лапорская (СОАН—971, 42500 ± 1600). По-видимому, Карский ледниковый покров сократился больше, чем в первом межстадиале.

На Алтае первая постмаксимальная стадияльная подвижка завершилась до 32 ± 4 тыс. лет назад (вероятно, около 36 тыс. лет назад). В период стадияльного похолодания сток талых вод сократился. Врезание рек во внеледниковой части горных долин почти прекратилось. Но до этого стадияльного похолодания продолжительное сокращение горных ледников обеспечивало сезонную многоводность рек и вынос продуктов размыва за пределы гор. Долина Оби постепенно заполнялась русловыми осадками (слой 5 в разрезе Красный Яр). По мере накопления аллювия все шире становились паводковые разливы Оби, русло—неустойчивым, свободно меандрировало на обширных пространствах. В периоды особо высоких паводков переполнявшие долину Оби воды могли устремляться по понижениям Обь-Иртышского междуречья на юго-запад к долине Иртыша [Николаев В. А., Пилькевич И. В., Пучкова Д. В., 1979].

По намывным торфяникам и обломкам древесины из мелкозернистых песков в разрезе Красный Яр (слой 5) на высоте от 9,5 до 11,0 м над уровнем реки получены даты в диапазоне от 37,5 тыс. (СОАН—1063) до 50 тыс. лет (СОАН—1062 Д, 1062 Г, 1063 А). Как отмечает В. А. Панычев (1979, с. 27), «анализ полученных дат показал, что они не удовлетворяют ни одному из рассмотренных ранее критериев достоверности...», поэтому для решения вопроса о хронологическом интервале накопления песков слоя 5 требуются дополнительные исследования.

В период 40—37 тыс. лет назад в долине Оби аккумуляция сменилась донной эрозией. Неровная кровля слоя 5 в разрезе Красного Яра перекрыта суглинками с характерным болотным запахом (слой 4). Мощность суглинков не превышает 3,5 м. В средней и нижней частях суглинков выделяется до трех гумусированных горизонтов [Волков И. А., Архипов С. А., 1978, рис. 6]. С верхним гумусированным горизонтом связаны находки пней, захороненных в прижизненном положении. Ископаемые почвы слоя 4 считаются автоморфными лесостепного или степного типа. По древесине из слоя 4 получена серия радиоуглеродных дат от 33 тыс. лет (СОАН—1458) до 27,5 тыс. лет (СОАН—14). Наличие гумусированных горизонтов с пнями указывает на субаральные условия формирования данного слоя суглинков.

В Колпашевско-Сургутском Приобье датой 33100 ± 2300 лет (МГУ, ИОАН—132) охарактеризованы глины с прослоями торфа в подоле 12—15-метровой террасы по протоке Мега. У с. Каргасок древесина из аллювиальных осадков 12—14-метрового надпойменного уровня датирована в 28480 ± 350 лет (СОАН—359). По древесине из глин с псевдоморфозами по ледяным клиньям получена дата 34975 ± 510 лет (СОАН—358) для нижней части 15-16-метровой террасы у дер. Локо-



сово. В обнажениях по протоке Кирьяс для толщи глин и алевроитов с прослоями торфа имеются даты  $36300 \pm 870$  (СОАН—326) и  $29980 \pm 360$  лет (СОАН—352). По торфу из глинисто-алевритовых отложений в средней части разреза 25—26-метровой террасы в Каргинском Яре получены даты  $32240 \pm 560$  (СОАН—360) и  $32960 \pm 450$  лет (СОАН—1166).

По торфу в основании отложений 18-метрового надпойменного уровня получены даты  $29810 \pm 700$  (СОАН—970) и  $34600 \pm 920$  лет (СОАН—969), так же и в Нижнем Приобье (левый берег Мал. Оби). В описаниях разрезов отмечается [Палеогеография..., 1980], что отложения с датами 33—27 тыс. лет повсеместно характеризуются наличием псевдоморфоз по ледяным клиньям. Образование криогенных тектур С. А. Архипов и В. А. Панычев [Палеогеография..., 1980] связывают с лохподгортским похолоданием (33—30 тыс. лет назад). Это похолодание, по-видимому, не вызвало существенного увеличения Карского ледникового щита и продолжительного подпруживания речного стока.

На Алтае в период от 36 до 25—24 тыс. лет назад сформировались еще две конечные морены. В Чуйской межгорной котловине за это время дважды поднимался уровень ледниково-подпрудного озера. Маркированные конечными моренами размеры ледников были больше, чем в последующем втором мегастадиале. Динамика ледников и Чуйского ледниково-подпрудного озера указывают, что в среднезырянское время потепление климата прерывалось похолоданиями и в целом климатические условия оставались суровыми (гляциальными). Во внеледниковой части горных долин преобладал эрозионный врез. Около 20 тыс. лет назад завершилось формирование уступа II надпойменной террасы. Немного раньше, во время опорожнения горных ледниково-подпрудных озер, оформился уступ III надпойменной террасы на предгорной равнине. Со спадом озерных вод можно связать в долине среднего и нижнего течения Катунь образование специфичного поперечно-грядового рельефа (макрорифелей) на поверхности III террасы, который Б. А. Борисов и Е. А. Минина (1979) считают гляцигенным (ребристыми моренами).

Сокращение Карского ледникового щита после ранней стадийальной подвижки уже в начале малохетского потепления обеспечило быстрое падение уровня приледникового бассейна на равнине. Со спадом уровня бассейна, служившего базисом эрозии для рек юга Западной Сибири, начался эрозионный врез в долине Верх. Оби (следы размыва в кровле слоя 5 в разрезе Красный Яр), постепенно распространявшийся вниз по течению. Во время формирования слоя 4 в долине Верх. Оби в эрозионно-аккумулятивном процессе преобладал медленный донный врез, который активизировался и привел к образованию уступа II надпойменной террасы после третьей постмаксимальной подвижки ледников в горах, около 22 тыс. лет назад. В долине Ср. Оби на это время падает формирование аллювиальной части отложений I надпойменной террасы (рис. 3).

На рубеже около 23—22 тыс. лет назад началась позднезырянская фаза (второй мегастадиал) оледенения. На севере ледниковый щит прогрессировал интенсивно и около 20—18 тыс. лет назад уже достиг максимума для данной фазы. На Алтае увеличение размеров ледников следовало за похолоданием и прекратилось около 13 тыс. лет назад.

В связи с позднезырянской активизацией оледенения и увеличившейся консервацией атмосферных осадков в ледниках сток горных рек сократился. Во внеледниковой части горных долин донная эрозия сменилась медленным накоплением аллювия I надпойменной террасы.



Одновременно процесс речной аккумуляции начался на предгорной равнине и в долине верхнего течения Оби. Однако в последней на отметках ниже 130 м над ур. м. русловые процессы скоро сменились седиментацией осадков в условиях ингрессировавшего сюда залива Мансийского приледникового бассейна. Еще раньше его возникновение нашло отражение в формировании отложений I надпойменной террасы в среднем течении Оби.

В горах и на предгорной равнине накопление русловых отложений продолжалось до 13—12 тыс. лет назад и сменилось врезом рек с началом деградации горных ледников. В долине Верх. Оби 18—17 тыс. лет назад ингрессионный залив стал сокращаться и одновременно с этим в формировании долины все большее значение приобретали русловые процессы. В период максимального уровня Мансийского бассейна из долины Верх. Оби возобновился периодический сброс воды через Обь-Иртышское междуречье на юго-запад к долине Иртыша. По-видимому, в это время закончилась флювиальная фаза в формировании гривного рельефа Барабы и Кулунды.

В среднем течении Оби процесс накопления аллювия сменился седиментацией озерных осадков около 22 тыс. лет назад. Их накопление продолжалось до 15—14 тыс. лет назад, когда в связи с деградацией оледенения и спуском вод Мансийского озера по всему бассейну Оби началась фаза донного вреза.

Интенсивность донного вреза во внеледниковой части горных долин постепенно затухала по мере сокращения ледников и около 5 тыс. лет назад сменилась боковым размывом с незначительной аккумуляцией аллювия. На предгорной равнине врез прекратился уже около 11 тыс. лет назад. Одновременно с донным размывом в горах здесь в период 11—5 тыс. лет назад формировались отложения I надпойменной террасы. Ниже по течению Оби после окончания вреза около 12 тыс. лет назад началось формирование поймы. Выделение верхней поймы, а также I надпойменной террасы на предгорной равнине, вероятнее всего, является следствием боковой миграции русла.

#### ЛИТЕРАТУРА

Астахов В. И. Карский ледниковый центр в системе стока Западной Сибири. В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979, с. 77—81.

Борисов Б. А., Минина Е. А. Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая. — Геоморфология. М., 1979, № 2, с. 69—74.

Волкова В. С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. — М.: Наука, 1977. — 236 с.

Волков И. А., Архипов С. А. Четвертичные отложения района Новосибирска (оперативно-информационный материал). — Новосибирск, 1978. — 89 с.

Волков И. А., Гроссвальд М. Г., Троицкий С. Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 4, с. 25—35.

Гроссвальд М. Г. Последний Евразийский ледниковый покров. — В кн.: Материалы гляциол. исслед.: Хроника. Обсуждения. М., 1977, вып. 30, с. 45—60.

Зубаков В. А. Хронология климатических колебаний плейстоцена в Западной Сибири. — В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., 1975, с. 101—113.

Николаев В. А., Пилькевич И. В., Пучкова Д. В. Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири. — В кн.: История развития речных долин и проблема мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, 1979, с. 166—178.

Окишев П. А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1982. — 208 с.

Панычев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Пред-алтайской равнины. — Новосибирск: Наука, 1979. — 102 с.



Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения.— Новосибирск: Наука, 1980.— 108 с.

Последнее оледенение в Нижнем Приобье.— Новосибирск: Наука, 1977.— 214 с.

Троицкий С. Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин.— Новосибирск: Наука, 1979.— 294 с.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.— М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1957.— 338 с.— (Зап./ГО СССР, Нов. серия, т. 16).



Г. Я. Барышников

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРНОГО АЛТАЯ НА РАННИХ ЭТАПАХ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ

В работах большинства исследователей [Нехорошев В. П., 1932; Москвитин А. И., 1946; Ивановский Л. Н., 1962; Адаменко О. М., 1976; Раковец О. А., 1979 и др.], занимавшихся изучением Горного Алтая, утвердилось мнение о том, что речная сеть региона, заложенная на рубеже третичного и четвертичного периодов, сохранилась без существенных изменений до наших дней.

Увязывая формирование речной сети с проявлением новейшей тектоники (центральная часть Алтая), Л. Н. Ивановский (1962) отмечал, что ступенчатое повышение к югу от Предалтайской равнины отражает его куполообразное воздымание. В связи с этим на севере Алтая мало вероятности, что уклон местности мог как-то изменяться в течение квартера. Он сохранился постоянным и был все время направлен к северу. Здесь же автор указывает на то, что коренной перестройки гидрографической сети не было с неогена.

Вслед за Л. Н. Ивановским к такому же выводу приходят О. М. Адаменко (1976) и О. М. Раковец (1979). Последняя на основе применения палеогеоморфологического анализа подчеркивает: «С большей достоверностью история речных долин может быть прослежена с плиоцен-четвертичного времени. При этом необходимо отметить, что на протяжении всего этого этапа существенной перестройки гидро-сети, за исключением небольших локальных изменений, не происходило» (1979, с. 110). Но в литературе высказывались и противоположные мнения. Еще Б. Ф. Сперанский (1937), а затем и М. С. Калецкая (1948) доказывали возможность перестройки для рек Юго-Восточного и Центрального Алтая.

А. М. Малолетко (1972), объясняя несколько необычную конфигурацию Оби ниже г. Бийска, предположил, что р. Обь получала справа дополнительный импульс, который вызвал перемещение русла реки влево. Таким импульсом могло быть резкое увеличение водоносности р. Бия, впадавшей в конце среднечетвертичного времени в р. Обь почти под прямым углом. Далее им же отмечается, что возможной причиной увеличения водоносности Бии могли явиться перестройки гидро-сети ниже Телецкого озера, в частности обезглавливание левых притоков р. Кондома. То есть предполагается, что р. Бия, как таковая, сформировалась сравнительно недавно, в самом конце среднечетвертичного времени либо еще позже.

Таким образом, из анализа работ предыдущих исследователей следует, что существуют две диаметрально противоположные точки зрения. Но ни та, ни другая не имеют достаточных аргументов.



Лишь на основе дешифрирования большого количества аэрофото-снимков и снимков, полученных с орбитальных космических станций, а также с постановкой буровых и крупномасштабных геолого-съёмочных работ появилась возможность более или менее однозначно говорить о том, что при формировании и дальнейшем развитии речных систем нельзя исключать случаев коренных перестроек последних. Основанием для таких выводов послужили данные, приведенные в настоящей работе.

Как показано на структурно-геоморфологической схеме (рис. 1), Северо-Восточный Алтай характеризуется тремя типами рельефа. Это рельеф низкогорий с мягкими водоразделами, имеющими абсолютные отметки 400—500 м; среднерасчлененный рельеф с отметками хребтов

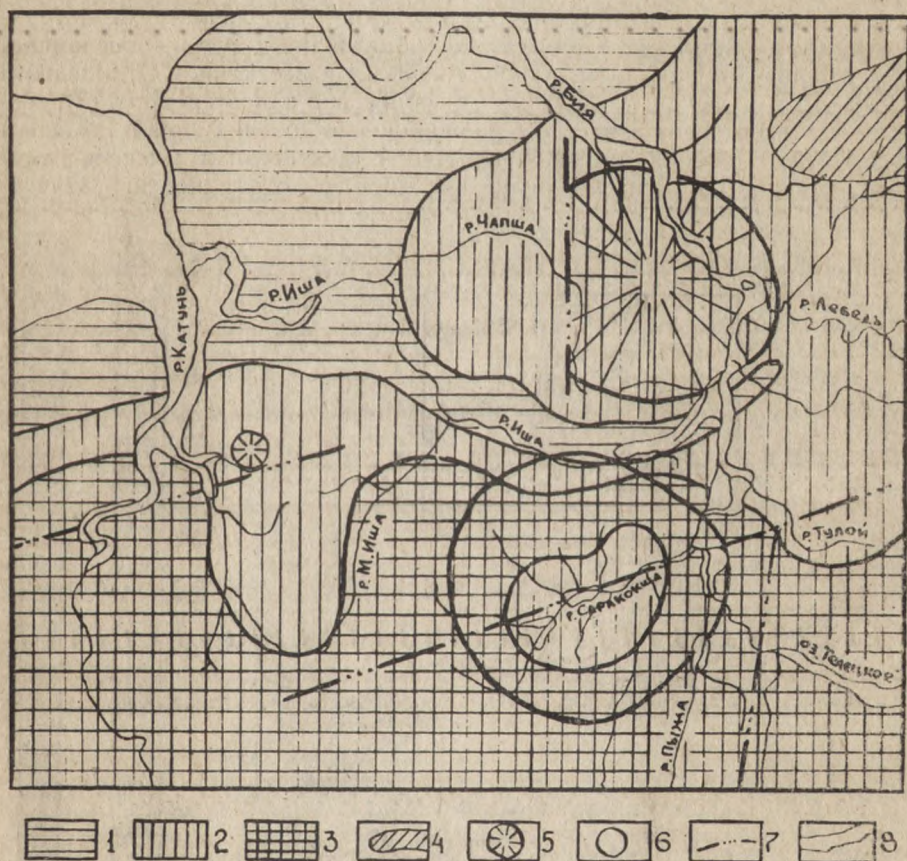


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема северо-восточной части Горного Алтая: 1 — рельеф низкогорий; 2 — среднерасчлененный рельеф; 3 — глубокорасчлененный рельеф; 4 — остаточная поверхность выравнивания; 5 — купольные морфоструктуры; 6 — кольцевые морфоструктуры; 7 — разломы, испытавшие подновление в четвертичном периоде; 8 — долины рек

700—900 м и глубокорасчлененный, островершинный рельеф, единая поверхность которого возвышается над уровнем моря на 1000—1500 м.

Из приведенной схемы видно, что на фоне среднерасчлененного рельефа в широтном направлении по контурам долин рр. Иша, Чойка и нижнего течения Тандошки, пересекая современную долину Бии, протягивается узкая полоса, в пределах которой распространен рельеф первого типа.



Наиболее детально нами обследован именно этот участок. Несмотря на принадлежность к различным речным системам, он характеризуется однотипностью форм рельефа. Это — ориентированные субмеридионально гряды с плоскими водоразделами шириной до 1,0 км и глубиной эрозионного расчленения до 40—70 м. В межгрядных понижениях располагаются хорошо выработанные и заболоченные долины притоков верховий рр. Иша, Чойка и низовья р. Тандошка. К северу и югу рельеф резко воздымается, достигая отметок 800—1000 м.

Для всего межгорного понижения характерно отсутствие значительных выходов на поверхность палеозойских пород фундамента. Вскрытая скважинами на глубине свыше 40 м древняя толща представлена дислоцированными породами среднего кембрия, по составу отвечающая средним и основным эффузивам и их туфам, песчаниками, реже сланцами и известняками. Ордовикские отложения характеризуются преобладанием терригенных образований. Это — песчаники, реже сланцы, алевролиты, конгломераты, известняки. Отдельными скважинами подсечены коры выветривания мел-палеогенового (?) возраста. На всем литологическом разнообразии древних пород мощным чехлом лежит рыхлая толща бурых глин с прослоями и линзами иловатых супесей, песка и мелкой гальки хорошей окатанности. Залегает

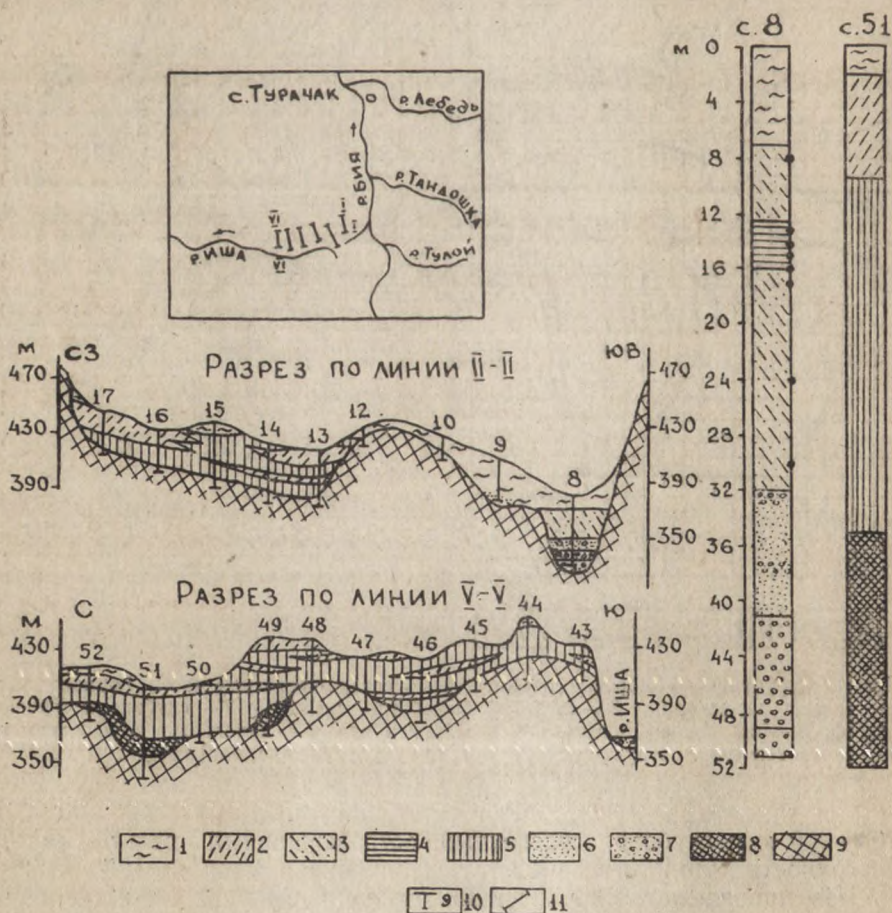


Рис. 2. Геологические разрезы четвертичных отложений по линиям II-II и V-V: 1 — суглинок; 2 — супесь; 3 — супесь иловатая; 4 — ил; 5 — глина; 6 — песок мелкозернистый; 7 — песок с галькой; 8 — кора выветривания; 9 — коренные породы; 10 — скважина и ее номер; 11 — профиль буровых скважин



ние пород горизонтальное или слабонаклонное. Бурые глины перекрываются покровными суглинками (рис. 2). Наиболее типичный разрез вскрывается скважиной 51, где залегают сверху (м):

1. Суглинок бурый, плотный, с редким включением органических остатков ..... 2,0

2. Супесь желтовато-бурая, плотная с включением галечникового материала хорошей окатанности (до 25%). Концентрация галек увеличивается к основанию слоя. Состав: кварц, порфириды, алевролиты ..... 7,5

3. Глина желтовато-бурая, в отдельных интервалах опесчаненная, с плотными марганцевыми стяжениями ..... 25,5

4. Пестроцветная кора выветривания по туфопесчаникам. По всему интервалу сохраняется структура подстилающихся пород. Кровля несет следы размыва ..... 17,0

Ниже — коренные выходы туфопесчаников.

Общая мощность четвертичных образований составляет 35,0 м.

Минералогический состав тяжелой фракции шлихов, отобранных из слоя 2 и 3, весьма разнообразен (табл. 1). Причем присутствие полуокатанных зерен циркона — минерала, устойчивого при транспортировке, — говорит о длительности его переноса в водной среде.

Судить о возрасте отложений затруднительно, поскольку они содержат ограниченное количество органических остатков. Лишь из скважины 26 с глубины 35,2 м в иловатых супесях Е. А. Пономаревой встречены *Cyperaceae* gen. indet, *Chenopodium album* L., *Chenopodium rubrum* L., *Spergula* sp. Все виды имеют широкое вертикальное распространение.

Таблица 1

Минералогический состав тяжелой фракции

| Тип отложений | Тяжелая фракция |       |        |        |        |        |           |      |       |           |
|---------------|-----------------|-------|--------|--------|--------|--------|-----------|------|-------|-----------|
|               | Анаказ          | Рутит | Цонзит | Дистен | Циркон | Апатит | Лейкоксен | Сфен | Пирит | Андалузит |
| Супеси        | +               | +     | +      | +      | +      | —      | +         | +    | +     | +         |
| Глина         | +               | +     | —      | —      | +      | +      | —         | —    | —     | —         |

По-видимому, возраст отложений древнее, чем вторая половина среднего плейстоцена, поскольку в 40-метровую толщу вложены осадки, вскрытые скважиной 8, хорошо охарактеризованные флористически и отнесенные к среднему — низам верхнего плейстоцена.

Природа бурых глин и переслаивающихся с ними супесей и песков исключительно из-за их мощности и однотипности строения до сих пор дискутируется. А. М. Короткий, Р. И. Никонова, Б. П. Пода, (1972) на основании проведенных работ в межгорных и внутригорных депрессиях Приморья считают, что это — полигенетические образования, состоящие из элювия, делювия и балочного аллювия. Формирование толщи происходило в условиях нисходящего развития рельефа в зоне педиментного выравнивания. В то же время В. К. Сохин (1972) доказывает их аллювиальное происхождение. Аллювиальный генезис склонны предполагать и мы. При изучении бурых глин и переслаивающихся с ними супесей по скважинам картировочного бурения было установлено их залегание на самых различных отложениях пород



фундамента. При этом каких-либо изменений в зависимости от характера подстилающих пород не наблюдалось. Следовательно, элювиальный генезис отложений не подтверждается, так как состав и характер элювия всегда находятся в прямой зависимости от материнских пород. Характерные особенности элювия — постепенный переход к коренным породам с сохранением структуры — не отмечались. Зато наложение этих глин на обломочный элювий пород разного состава наблюдалось неоднократно.

Делювиальные глины, как таковые, встречаются очень редко. В делювии, как правило, преобладают суглинки, обогащенные щебнистым материалом. Имея такой значительный бассейн, как верхний участок р. Иши, трудно представить высоту окружающих гор, при разрушении которых в межгорном понижении накапливался бы рыхлый материал. Да и мощность отложений закономерно изменялась бы с удалением от гор, чего нет в действительности.

Таким образом, на основании вышеизложенных данных мы приходим к выводу о том, что вскрытые скважинами рыхлые отложения являются озерными образованиями. Озерное происхождение бурых глин подтверждается существованием тонкой горизонтальной слоистости, обусловленной, по-видимому, неравномерным распределением коллоидной фракции. Нет текстурно-структурной связи между глинами и подстилающими их дочетвертичными породами. Наблюдается послойное чередование бурых глин с супесями и песчаными образованиями. Причем форма залегания таких слоев подчеркивает чашеобразную впадину бывшего водоема (рис. 3). Большая мощность (до 40 м) хорошо отмученных тяжелых бурых глин и супесей, выдержанность их верхней границы в пределах единых абсолютных высот (400—450 м) также указывает на накопление осадков в водной среде. В то же время обнаруженные в основании толщи скв. 26 органические остатки вряд ли могут свидетельствовать об элювиальном либо делювиальном происхождении осадков.

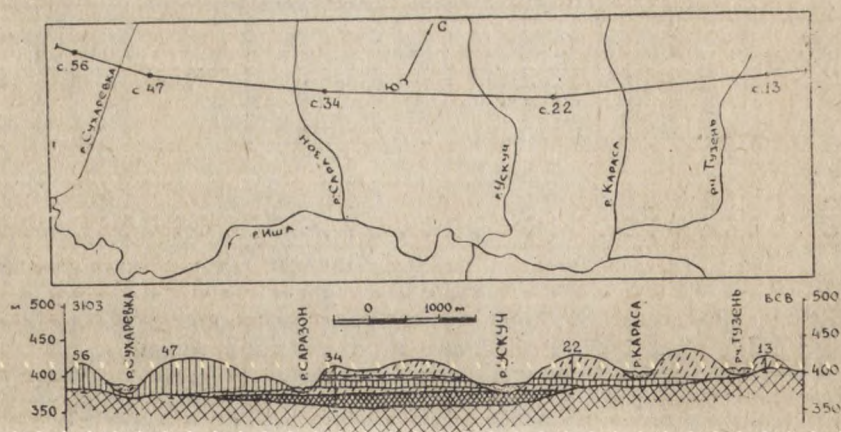


Рис. 3. Геологический разрез четвертичных отложений в верховье Иши (услов. обозн. см. на рис. 2)

Озерные глины прорезаются современными водотоками и, как отмечалось выше, в них же вложены осадки средне-верхнечетвертичного возраста. Причем последние распространены только на водоразделе двух крупнейших речных систем Алтая—Бии и Катунь. Здесь на



## Семенная флора из скважины 8

| ЭКОЛОГИЯ  | РАСТЕНИЯ                                    | КОЛИЧЕСТВО<br>ОСТАТКОВ |
|-----------|---------------------------------------------|------------------------|
| Болотные  | <i>Brjaies</i>                              | 7 веточек              |
| Древесные | <i>Picea obovata</i>                        | 1 обломок орешка       |
| Древесные | <i>P. sp.</i>                               | 2 орешка               |
| Древесные | <i>Pinaceae gen. indet.</i>                 | 2 хвоинки              |
| Болотные  | <i>Sparganium</i>                           | 1 плодик               |
| Водные    | <i>Potamogeton alpinus</i> Balb.            | 1 эндокарпий           |
| Водные    | <i>P. filiformis</i> Pers.                  | 1 эндокарпий           |
| Водные    | <i>P. hyperboreus</i> Rottb.                | 1 эндокарпий           |
| Водные    | <i>P. lucens</i> L.                         | 3 эндокарпии           |
| Водные    | <i>P. natans</i> L.                         | 3 эндокарпии           |
| Водные    | <i>P. perfoliatus</i> L.                    | 7 эндокарпий           |
| Водные    | <i>P. praelongus</i> Wulf.                  | 5 эндокарпий           |
| Водные    | <i>P. trichoides</i> Cham. et Schlecht.     | 2 эндокарпии           |
| Водные    | <i>P. zosterifolius</i> Schum. et Schlecht. | 7 эндокарпий           |
| Водные    | <i>P. sp.</i>                               | 8 обломков эндокарп.   |
| Водные    | <i>Batrachium</i> sp.                       | 6 орешков              |
| Болотные  | <i>Carex ex gr. A</i>                       | 1 обломок орешка       |
| Болотные  | <i>C. sp.</i>                               | 1 орешек               |
| Водные    | <i>Ceratophyllum demersum</i> L.            | 2 плода                |
| Водные    | <i>C. sp.</i>                               | 2 обломка плода        |
| Мезофилн. | <i>Chenopodiaceae gen. indet.</i>           | 4 семя                 |
| Мезофилн. | <i>C. rubrum</i> L.                         | 1 семя                 |
| Мезофилн. | <i>C. sp.</i>                               | 1 семя                 |
| Мезофилн. | <i>Compositae gen. indet.</i>               | 1 семя                 |
| Мезофилн. | <i>Cramineae gen. indet.</i>                | 3 тегмена              |
| Мезофилн. | <i>Matricaria</i> sp.                       | 1 семя                 |
| Мезофилн. | <i>Myriophyllum spicatum</i> L.             | 1 эндокарпий           |
| Мезофилн. | <i>M. verticillatum</i> L.                  | 5 эндокарпий           |
| Водные    | <i>Najas marina</i> L.                      | 4 семя                 |
| Водные    | <i>N. sp.</i>                               | 2 обломка семени       |
| Болотные  | <i>Ranunculus acer</i> L.                   | 1 орешек               |
| Болотные  | <i>R. sceleratus</i> L.                     | 1 орешек               |
| Болотные  | <i>Roripa palustris</i> (DC) Bess.          | 2 орешка               |
| Мезофилн. | <i>Thalictrum</i> sp.                       | 2 обломка орешка       |

выположенной поверхности с абсолютной отметкой 382 м скважиной 2 (рис. 2) вскрыты сверху (м):

1. Суглинок бурый, плотный ..... 7,0
2. Ил плотный, грязно-зеленовато-серый с глубиной приобретающий голубовато-зеленоватый цвет. На изломе наблюдаются налеты гидроокислов железа ..... 5,5
3. Супесь иловатая; плотная, темно-серого цвета с большим количеством органических остатков. На глубине 24,3—14,5 м и в конце



интервала встречено большое количество обломков раковин моллюсков ..... 3,5

4. Ил, плотный, голубовато-серого цвета. В отдельных интервалах присутствуют редкие включения органических остатков. ....16,0

5. Песок мелкозернистый, голубовато-серый. В начале интервала среди песков встречаются хорошо окатанные гальки размером до 3 см, представленные песчаниками, кварцем, кварцевыми порфирами, мелкозернистыми гранитами. В интервале 38,0—38,5 м гравий с галькой кварц-эпидотовых пород и мелкозернистых гранитов преобладают над песчаным материалом ..... 9,0

6. Песчано-галечниковый материал серого цвета, состоящий из обломков изверженных и метаморфических пород. Размер хорошо окатанного галечника достигает 3 см .....8,0

7. Галечниково-песчаный материал рыжевато-бурого цвета. Присутствуют гальки осадочных и изверженных пород размером 1—2 см и мельче. Окатанность хорошая .....2,0

Общая мощность вскрытых отложений 51 м.

Среди иловатых супесей и илов в интервалах глубин 13, 14, 15, 16, 17 и 24 м нами были отобраны пробы на палинологические исследования, в которых Е. А. Пономарева выделила семенную флору (табл. 2).

Вся палеонтологически охарактеризованная толща датируется средне-верхним плейстоценом. По составу комплексы восстанавливают сходные условия осадконакопления, отражая существование какого-то довольно крупного водоема. С климатической точки зрения супеси интервала 15—16 м формировались в более оптимальных условиях, чем верхние горизонты, о чем свидетельствует присутствие относительно теплолюбивой наяды (*Najas marina* L.). Не исключено, что интервал 15—16 м является позднелейстоценовым, отражая частые климатические изменения, характерные для этого времени.

Из этих же отложений в интервалах глубин 13—30 м Л. И. Ефимова выделила спорово-пыльцевые спектры, в которых с глубины 24—30 м преобладают травянистые растения (74—90%). Доминирует разнотравье (39—64%). В несколько меньшем количестве встречаются злаки (6—10%), осоки (11—15%), лебедовые (9—17%), полынь (8—10%). Разнообразен состав разнотравья. Встречены гвоздичные, лютиковые, крестоцветные, розоцветные, молочайные, зонтичные, гераниевые, колокольчиковые, лютиковые, сложноцветные, а также змеиная гречиха, василистник, тысячелистник, астры, василек, эфедра. Выделенные спектры отражают развитие полынно-лебедово-разнотравья иногда с примесью злаков и эфедры. Значительное количество пыльников осок (10—15%), частухи, змеиной гречихи, зеленых мхов, плаунов указывает на присутствие увлажненных участков.

В спектрах, выделенных с глубины 13—17 м, продолжают преобладать травянистые растения (43—72%). Среди травянистых доминируют маревые (18—24%), образуя два пика, увеличивается содержание полыни (15—39%). Уменьшается количество разнотравья. Встречены частуха, ежеголовник, злаки, осоки, гречишные, лилейные, гвоздичные, лютиковые, сложноцветные. На глубине 14, 16, 17 м увеличивается содержание древесных (22—28%). Доминирует пыльца ели (60—68%), образуя два больших пика, сосны (10—16%) и сибирского кедра (16—22%). В незначительных количествах встречена пыльца березы, ольхи, ивы. Споровые составляют 13—33%. На этих же глубинах доминируют злаки (97—99,9%). В незначительных количествах встречены сфагновые мхи, гроздовики, плауны, папоротники.



Выделенные спектры отнесены к среднему-верхнему плейстоцену. Этот же возраст подтверждается и результатами микрофаунистического анализа, где О. Ю. Буткеевой были выявлены пресноводные остракоды, представленные: *Ilyocypris bradyi* Sars., *Il. gibla* (Ramd.), *Cyclocypris laevis* (O. F. Müller), *Cypria tambovensis* Mandelst; *Candona arcina* Liepin, *C. candida* (O. F. Müller), *C. rostrata* Br. et Norm., *C. rectangulata* Alm., *C. falaeiform* (Fischer), *Cryptocandona* sp., *Lymnocythere inopinata* (Baird), *L. relecta* (Lillg.), *L. falcata* Diebel., *L. manjtschenensis* Neg., *Cypridopsis vedua* (O. F. Müller), *Eucypris crassa* (O. F. Müller), а также обломки раковин моллюсков, семена, позвонки рыб.

Таким образом, приведенные данные позволяют нам воссоздать палеогеографические условия формирования рыхлых отложений и проследить изменения в развитии речных систем Северо-Восточного Алтая на самых ранних этапах четвертичной истории.

Тектонические движения позднего плиоцена — раннечетвертичного времени отличались наибольшей интенсивностью. В это время было закончено в общих чертах формирование морфоструктуры Горного Алтая, созданы современные горные хребты и впадины.

Развитие рельефа в ранне-среднечетвертичное время определялось продолжавшимися новейшими движениями, имевшими общую положительную направленность и значительную дифференцированность, и изменением климатической обстановки в сторону похолодания. Воздымание горной системы обусловило существование уровня хионосферы ниже самых высоких отметок. Увеличение площадей, над которыми температура воздуха в течение длительного времени отвечает отрицательным градиентам, привело в конечном итоге к развитию ледников. Оледенение первой половины среднего плейстоцена, отвечающего самаровскому времени, носило полупокровный, местами горно-долинный характер. Деграция ледников вызвала поставку большого количества талых ледниковых вод, которые по формирующимся долинам стекали от центральных частей горной системы к периферии. С оледенением данного времени параллелизуются отложения, относимые нами к озерному типу, распространенные в верховье р. Иша. Граница бывшего водоема ограничивается долгоживущей межгорной впадиной, занимающей территорию нижней части р. Тандошка — верховья р. Иша. Не исключено, что водоем был слабо проточный.

Потепление климата вызвало сокращение покровного оледенения, на фоне которого происходит переполнение и спуск водоема. Со спуском водоема, по-видимому, и связано перемещение русла Оби к западу ниже г. Бийска, а не с перехватом пра-Бией левых притоков р. Кондома, как предполагал А. М. Малолетко (1972). Эти события были зафиксированы и в отложениях притоков р. Лебедь. Повышение уровня пра-Бии вызвало подпруживание р. Лебедь. Условия подпруды сохраняются длительное время, о чем свидетельствует возраст отложений, залегающих в одном разрезе. Этот разрез, находящийся в устьевой части р. Салазан (левый нижний приток р. Сия, впадающей в р. Лебедь), представлен следующими слоями (сверху, м):

1. Почвенно-растительный слой с корнями травянистых растений ..... 0,4
2. Суглинок коричневый, комковатый, с остатками корневой системы ..... 0,9
3. Суглинок бурый, с тонкими прослоями голубовато-серых глин и обохренных песков ..... 3,0
4. Глина голубовато-серая, с прослоями песка ..... 1,0
5. Переслаивание косослоистых песков с голубовато-серыми глинами ..... 1,0



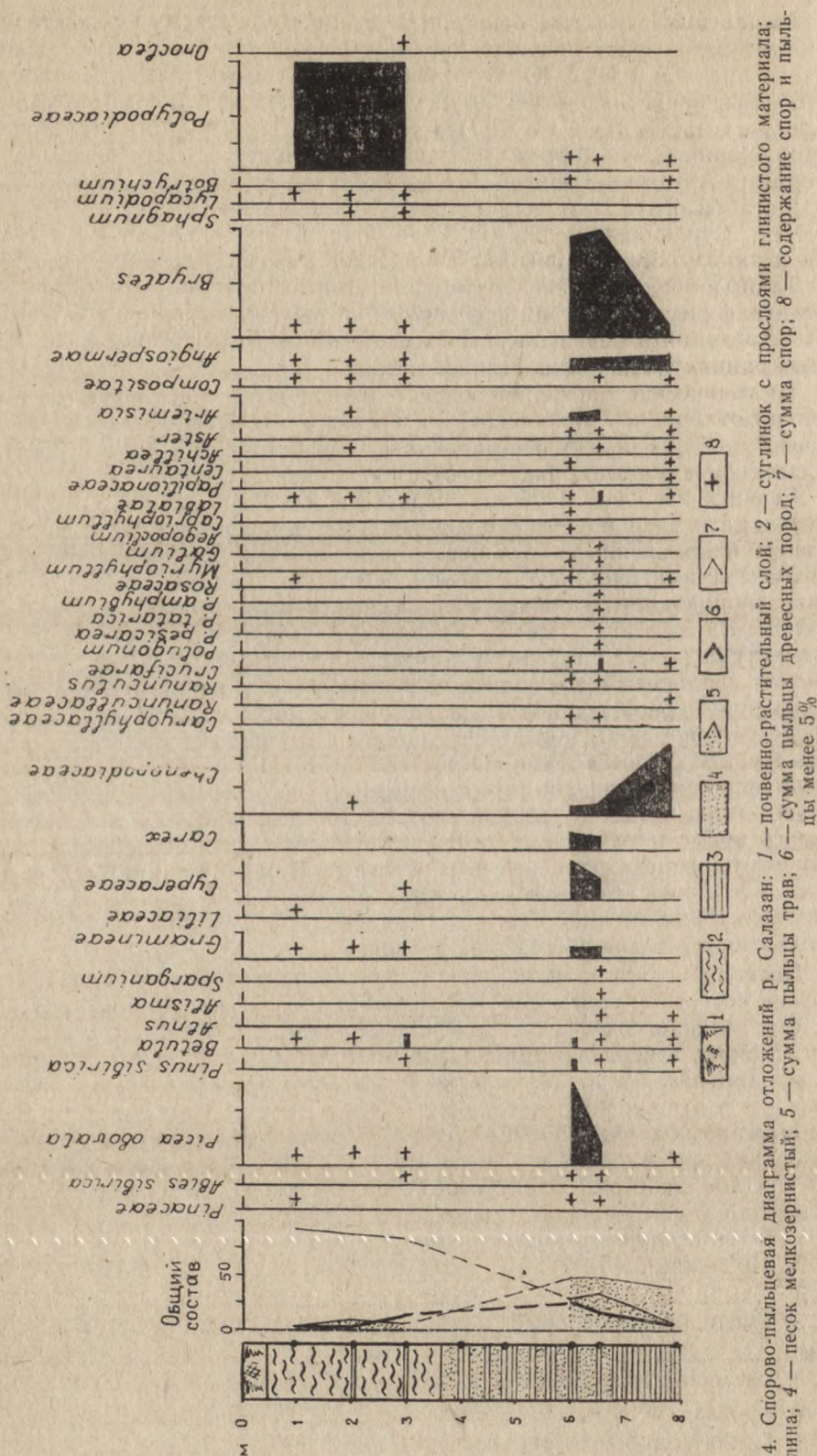


Рис. 4. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений р. Салазан: 1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинок с прослоями глинистого материала; 3 — глина; 4 — песок пыльца трав; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма спор; 7 — сумма спор и пыльцы менее 5%



|                                                                                                                |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 6. Глина «синяя», плотная, с примесью крупнозернистого песка и большим количеством органических остатков ..... | 0,4 |
| 7. Глина «синяя», плотная, жирная, с редкими остатками растительности .....                                    | 1,3 |

Мощность вскрытых отложений составляет 8 м.

Из слоев 2, 3, 5, 6, 7 по содержащимся в них органическим остаткам Л. И. Ефимова выделила спорово-пыльцевые спектры. По восстановленным растительным ассоциациям, отображенным на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 4), можно проследить смену лебедово-разнотравных ассоциаций (гл. 7 м), отнесенных к среднему—верхнему плейстоцену на лесостепи (?), получившие развитие в верхнем плейстоцене.

Итак, долина Бии имеет два разновозрастных участка. Первый, от г. Бийска до района с. Турачак, — наиболее древний, и второй, от с. Турачак до Телецкого озера, — сравнительно молодой, сформировавшийся в верхнечетвертичное время.

Река Катунь, возникшая на рубеже третичного и четвертичного периодов, была многоводной, но с плохо развитыми притоками. Так, например, пара-Иша только формировала свой бассейн в основном за счет пятающей эрозии. Последний вершинный перехват произошел в самом ее верховье, где левый приток Бии — р. Чойка был перехвачен в районе г. Узлек, в 14 км выше с. Чоя. Перестройка речной сети произошла в верхнем плейстоцене, о чем свидетельствует следующее:

1. В плане все правые притоки верхней Иши (Тузень, Караса, Ускуп, Саразон) впадают в основную реку под острым углом, указывая на противоположное направление бывшего стока.

2. Мощности аллювия и ширина долин притоков значительно превышает таковые основной реки ниже по течению.

3. Днище сквозной долины, разделяющей две речные системы (Бия—Катунь), имеет превышения над современными руслами рек первые метры, указывая на существование бывшего стока.

4. Отложения, вскрытые скважинами на этом водоразделе, имеют аллювиальное происхождение.

5. Место, где осуществлялся перехват, характеризуется узостью долины, большими скоростями течения вод и малой мощностью аллювия.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что речная сеть региона не является стабильной системой, что различные отрезки времени характеризуются определенными преобразованиями гидросети.

## ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. — Новосибирск: Наука, 1976, с. 132.

Ивановский Л. Н. К вопросу о развитии гидрографической сети на Северном Алтае. — Вопросы географии Сибири, 1962, вып. 4, с. 50—61.

Калецкая М. С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая. — Тр./ Ин-т геогр. АН СССР, 1948, вып. 39, с. 71—81.

Короткий А. М., Никонова Р. И., Пода Б. П. Условия формирования «бурых» суглинков и глин Приморья. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 57—63.

Малолетко А. М. Палеогеография Предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1972. — 227 с.

Москвитин А. И. Алтайские ледоимы. — Изв./ АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 143—156.

Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая. — Тр. Ком. по изуч. четв. периода, 1932, т. I, с. 23—29.



Раковец О. А. Основные этапы развития речных долин Алтае-Саянской области (на основе палеогеоморфологического анализа). — В кн.: История развития речных долин и проб. мелиор. земель. Новосибирск: Наука, 1979, с. 110—113.

Сохин В. К. Происхождение «бурых глин» Приморья и Приамурья. — В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 63—67.

Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая. — Вестн./ Зап.-Сиб. геол. трест, 1937, № 5, с. 50—66.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ И ЭВОЛЮЦИИ ТУЖАРСКОГО ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНОГО ОЗЕРА (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

Следы существования огромных озерных бассейнов в Юго-Восточном Алтае в четвертичный период отмечаются многими исследованиями и известны давно [Сперанский Б. Ф., 1937; Ефимцев Н. А., 1961; Девяткин Е. В., 1965; Раковец О. А., Шмидт Г. А., 1963; Розенберг Л. И., 1970; Ивановский Л. Н., 1967; Окишев П. А., 1976; Рудой А. Н., 1980 и др.].

В настоящей статье мы имеем возможность лишь кратко изложить фактический материал, позволивший решить некоторые вопросы развития Тужарского ледниково-подпрудного озера, заполнявшего части долины Большого Улагана, Балыктююла и их многочисленных притоков. Данные получены в результате пятилетних исследований в междуречье Башкауса и Чулышмана на площади около 2500 км<sup>2</sup>.

Наличие ленточнослоистых озерных толщ в долине Большого Улагана хорошо известно. Н. А. Ефимцев (1961) представил результаты палинологического опробования этих отложений, сделал вывод об их озерно-ледниковом генезисе, а обнаруженную в пробах пыльцу третичных растений совершенно справедливо посчитал переотложенной. Е. В. Девяткин (1965) также подчеркивал озерно-ледниковый генезис ленточных осадков долины Большого Улагана, «...где они являются надморенными образованиями» (с. 138).

Совершенно иначе представляет себе геолого-геоморфологическую ситуацию этого района Л. И. Розенберг (1970, 1972). Он приходит к выводу об отсутствии здесь следов ледниковой деятельности, озерном генезисе алевропесков, древнем (плиоцен-миоцен) возрасте этих толщ, отлагавшихся в условиях спокойного мелкого озера. Такие выводы базируются главным образом на результатах палинологического анализа 10 проб при мощности разреза 20—30 м. Л. И. Розенбергу удалось в принципе верно подметить сложность строения и литологическую пестроту озерных толщ, наличие реликтовых солифлюкционных отложений, отсутствие в днище долины классических несортированных глыбово-галечно-суглинистых моренных образований.

Наиболее подробно строение ленточных толщ Тужарского озера, их генезис, возраст, палеогляциологическая обстановка аккумуляции изложены в работе А. Н. Рудого (1980). Автором вновь обосновывается озерно-ледниковый генезис осадков, предполагается их верхнечетвертичный возраст, длительность накопления видимой части толщи оценивается в 600—700 лет. В рельефе долины А. Н. Рудой выделяет фрагменты плеч трогов, классические конечно-моренные валы.

По данным В. В. Бутвиловского (1982), последнее оледенение здесь было очень мощным, покровным, а время его проявления относится к позднему вюрму (сартанское время). Этот вывод базируется на детальном изучении рельефа и рыхлых отложений территории.

Деградация ледового покрова, темпы отступления отдельных его частей определялись существующей морфологией и морфометрией макрорельефа территории. Геоморфологические наблюдения, замеры ориентировки следов ледниковой экзарации, изучение петрографического состава ледниковых отложений дают основание утверждать о существовании в фазу деградации в долинообразных макроронных релье-



фа (Башкаус, Шавла и др.) крупных вытянутых ледниковых лопастей — языков и быстрее освобождающихся ото льда участков низкогорий и среднегорий. В пределах последних в речных долинах возникала целая система крупных и мелких приледниковых озер, подпруженных в низовьях долин ледниковыми лопастями. Характерным представителем этой группы является озеро Тужарское.

В ходе маршрутных исследований в низовьях Большого Улагана установлено наложение на макро- и микроформы ледниковой экзарации максимума оледенения более молодых ледниковых борозд штрихов, ложбин другой ориентировки (рис. 1). Если движение льда в максимум оледенения шло из бассейна Чулышмана на юго-запад  $210-215^\circ$ , приближенно совпадая с ориентировкой долины на этом участке, то четко наложенные ледниковые борозды периода деградации ясно указывают на движение лопасти льда под углом или поперек долины Большого Улагана — по азимутам  $250-310^\circ$ . Долинный ледник здесь не мог функционировать, а развивалась поперечная к долине обширная ледниковая лопасть подножия хр. Кабак-Тайга, смыкавшаяся юго-западнее с мощным ледником долины Башкауса. Такая перестройка движения льда подтверждается также и петрографическим составом отложений ледникового комплекса. В долине Большого Улагана ниже пос. Тужар обнаружены валуны атуркольских гранитов, габбро-диабазов, гипербазитов, выходящих в хр. Кабак-Тайга и юго-восточнее него. В максимум оледенения эти валуны отлагались гораздо юго-западнее, в бассейнах Кубадру, Каракудюра.

Поперечное к долине положение ледниковой лопасти наглухо закрыло сток из нее. Образовалось Тужарское озеро. На контакте борта ледника с озером шло накопление абляционных и субаквальных морен, сложенных слоистыми (падение слоистости от края ледника) галечниками, валунниками (в алеврито-глинистом цементе или промытыми) с полосами и линзами глыб. Положение зон стабилизации края ледниковой подпруды отчетливо зафиксировано в рельефе долины в виде высоких (до  $40-45$  м) поперечно и косоориентированных холмистых валов, серии сближенных холмов (см. рис. 1), которые Л. И. Розенберг (1972) принимает за солифлюкционные образования, а С. А. Яковлев (1909), П. А. Окишев (1976), А. Н. Рудой (1980) — за конечно-моренные формы долинного ледника. Валы-холмы субаквальной морены выстилают днище и склоны в низовьях долины Большого Улагана, образуя в зонах стабилизации ледового края более мощные, четко выраженные в рельефе комплексы. Их в долине несколько, в низовьях они вытянуты поперек ее, в среднем течении — вдоль левого борта. Следы последнего зафиксированы В. В. Бутвиловским (1982) у с. Усть-Улаган.

Объективным признаком существования в долинах озер считается комплекс из озерных отложений, волноприбойных уровней, ложбин стока излишних вод [Райс Р. Д., 1980]. Е. В. Девяткин (1965), Н. А. Ефимцев (1961), Л. И. Розенберг (1970), А. Н. Рудой (1980) отмечают наличие озерных отложений только в днищах долин Большого Улагана и Балыхтуяла, однако в действительности они развиты шире как по площади, так и по вертикали. Они обнаружены, в частности, на бортах вышеназванных долин, в днищах долин Камея, Арагола, Ороктоя, Тужарбажи, Оштушкана, Аршана, Туралу и др. Осадки Тужарского озера развиты повсеместно до основного уровня  $1463$  м и выше (до  $1520$  м), а в долинах правобережных притоков Большого Улагана и гораздо выше — до  $1630-1700$  м, что связано с существованием в них подпрудных озер вначале автономных.

Общая геоморфологическая ситуация района, особенности внутреннего строения озерных толщ, их стратиграфическое положение в комплексе четвертичных осадков, фациальные взаимоотношения с отложе-



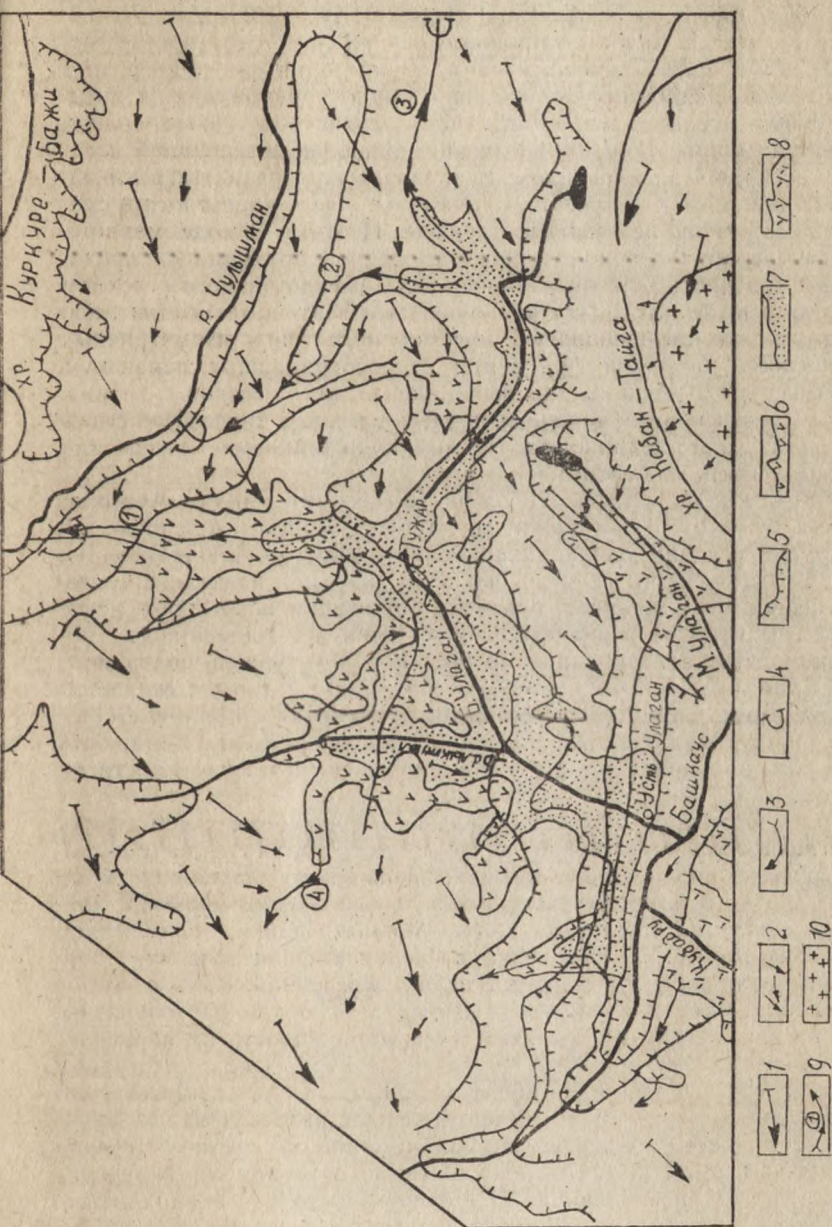


Рис. 1. Схема деградации позднеледникового ледового покрова и эволюции ледниково-подпрудных озер в районе Улаганской впадины: 1 — направление движения льда в максимум оледенения; 2 — направление движения льда в фазу деградации; 3 — устья стока излишков озерных вод; 4 — уступы реликтовых водопадов устьев стока (спиллвеи); 5 — последовательные положения зафиксированного в рельефе края ледников и ледниковых лопастей; 6 — ранние стадии развития озерных бассейнов; 7 — границы и площадь Тужарского озера к моменту катастрофического прорыва ледяной подпруды; 8 — границы и площадь смежных приледниковых озер к моменту катастрофического прорыва; 9 — номера крупных устьев стока (1 — Учкель-Карасу; 2 — Татакель-Тайбулга; 3 — Кулукель-Карасу, 4 — Черандукель); 10 — Агуркольский грачатный массив



ниями ледникового комплекса, почти полное отсутствие органических остатков (нами отобрано более 150 проб — все оказались пустыми), резкое отличие этих отложений от голоценовых озерных толщ — все это, несомненно, свидетельствует в пользу озерно-ледникового генезиса ленточнослоистых отложений акватории Тужарского озера [Девяткин Е. В., 1965; Ефимцев Н. А., 1961; Рудой А. Н., 1980].

Далеко не всегда озерно-ледниковые осадки легко диагностируются. На бортах и в более высоких уровнях днищ долин они подверглись мощному солифлюкционному оползанию, криотурбированию и представляют собой псевдоморенные глинисто-щебнисто-валунные толщи. Даже в днища долины Большого Улагана, наиболее остепненной и сухой, повсеместно по алевроглинам и алевропескам развиты реликтовые солифлюкционные отложения и текстуры. Осложнены ими в субгоризонтальные озерно-ледниковые террасы. Поэтому в ходе маршрутов для установления озерно-ледниковых осадков приходилось проходить шурфы, расчистки, вскрывавшие под псевдоморенным чехлом (1—3 м) дробленные или почти ненарушенные ленточные осадки либо включенные в глинисто-щебнистую массу в виде линз, изометричных кусков, прослоев, диапиров фрагменты слабосохранивших первичную слоистую текстуру озерно-ледниковых алевроглин, песков, гравия. Обычно же естественная обнаженность здесь плохая и склоновую смесь из ледниковых, водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений можно легко принять за морену.

Разрезы осадков Тужарского озера изучены в долинах Арагола, Балыктюля, Ороктоя, Тужарбажи, но наиболее мощные и ценные для восстановления условий осадконакопления разрезы наблюдались по Большому Улагану. Всего изучено около 70 разрезов, из них 12 — детально. Имеющиеся в долинах притоков обнажения вскрывают менее мощные (3—10 м), уже в значительной степени денудированные, довольно однородные алевроглинистые толщи с текстурами подводного оползания (иногда очень мощными — до 5—6 м). Условия осадконакопления видимых частей разрезов были достаточно стабильны, малодинамичны и осложнялись лишь в зонах древних дельт. Мощность годовичных лент варьирует в пределах первых сантиметров, достигая иногда 10 см.

В долине Большого Улагана строение озерных отложений очень сложно и разнообразно. Широко развиты текстуры различно ориентированной асимметричной ряби течения, подводного оползания мощностью от 0,05 до 5 м, текстуры размыва и выполнения промоин, диагнетические текстуры внедрения, инъекционные дайки, подушечные текстуры, мощные (до 90 см) знаки восходящей ряби течения. Слоистость горизонтальная, наклонная, косая, флазерная, линзовидная, волнистая. Мощности и строение годовичных лент очень разнообразны. В грубых песках, гравии с прослоями алеврита мощность их варьирует от 20 до 120 см, в алевритах и мелкозернистых песках с текстурами ряби течения — 4—20 см, редко достигая 100 см, в горизонтально слоистых алевроглинах — 2—22 см. В протяженных разрезах видны крупные пологоскладчатые пликативные деформации. В среднем течении долины уверенно выделяются выдержанные по латерали маркирующие горизонты и пачки, позволяющие коррелировать толщи и наращивать сводный разрез.

Не случайно различие в мощности, строении разрезов озерно-ледниковых толщ в среднем и нижнем течении реки. В низовьях мощность осадков сокращена, преобладают песчано-гравийные разности с горизонтами оползших зимних алевритов. Рябь течения в песках ориентирована довольно хаотично, но преобладают направления, близкие к течению вод вниз по долине. Нередко здесь вскрываются холмы-валы



субаквальной морены, иногда подводно оползшей. Здесь, очевидно, вскрыты осадки нижней части озерно-ледникового комплекса, аккумулярованные в озере близ контакта с ледником и залегающие на субаквальной морене. Верхние алевроглины маломощны, чаще отсутствуют.

В среднем течении разрезы наиболее мощны. Общая схема их строения снизу вверх такова (рис. 2):

1. Нижняя пачка песков, грубых песков, гравия с горизонтами алевроитов, редкими текстурами ряби течения, ориентированной поперек долины. Цоколь пачки не вскрыт, завершается она горизонтом галечника с валунами. Видимая мощность толщи 3—5 м. Иногда в разрезах озерных толщ наблюдаются мощные (до 20 м) наклонно-слоистые озоподобные валы, сложенные галькой и валунами. Они залегают на алевропесках и перекрываются ими и приближенно коррелируются с горизонтом галечника верхов пачки.

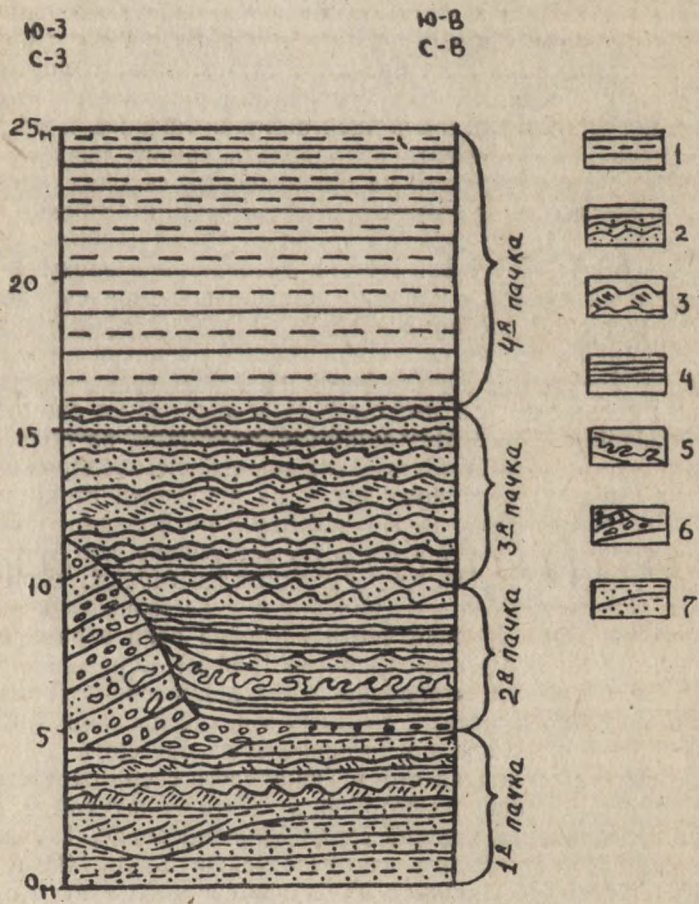


Рис. 2. Сводный разрез озерно-ледниковых отложений в среднем течении долины Большого Улагана: 1 — крупные ритмы ленточного переслаивания алевроитов и глин; 2 — пески и алевроиты с текстурами ряби течения; 3 — мощная восходящая рябь течения; 4 — переслаивание алевроитов и глин; 5 — подводно-оползневые текстуры; 6 — галечники и валунники субаквальной морены, аккумулярованные в ходе пульсации ледниковой лопасти в озеро; 7 — переслаивание грубых песков и алевроитов

2. Ленточное переслаивание тонких и мелких песков с текстурами размыва, внедрения, ряби течения с горизонтально слоистыми алевроглинами. Рябь ориентирована **вверх** по долине, азимут простираания сечений волны ее — 0—60° на юго-западном отрезке долины и 120—160° на северо-западном. Мощность пачки 4—5 м.

3. Переслаивание среднезернистых песков, образующих текстуры восходящей ряби течения, с облегающими их алевроитами. Рябь ориентирована **вверх** по долине. Мощность 3—6 м.



4. Горизонтально-слоистые алевроиты и глины с редкими горизонтами тонкозернистых песков. Мощность до 10 м.

Подсчет количества годовых лент в сводном разрезе дает длительность осадконакопления видимой части толщи в 350 лет. Учитывая локальные размывы, денудацию верхней части толщи (1—3 м), неполное вскрытие нижней пачки, продолжительность существования озера в районе пос. Тужар можно ориентировочно определить в 400—500 лет.

В верховьях долины ленточные осадки испытали значительный размыв стоком излишков вод озера и сохранились частично под галечно-валунными отложениями, созданными катастрофическими стоковыми течениями. Обычно это алевроиты и пески.

Кроме широкого развития в бассейне Большого Улагана озерно-ледниковых отложений нами обнаружены отчетливейшие волноприбойные уровни, а также три крупных ущелья стока (спиллвен) излишков озерных вод через водораздельные ложбины-седловины из гидросистемы Большого Улагана в Чулышман (ущелье оз. Учкель-Карасу, оз. Татакель—р. Тайбулга, оз. Кулукель—р. Карасу). Самый низкий волноприбойный уровень имеет абсолютную высоту 1463 м, что соответствует абсолютной высоте водораздела самого низкого ущелья стока (Учкель-Карасу). Очевидно, этот уровень вырабатывается в осенне-зимнее время, когда резко сокращалась абляция ледника и уровень озера стабилизировался по высоте водораздела самого низкого ущелья-спиллвея. Он отчетливо выражен на остепененных склонах западных экспозиций, в бортах долин притоков и главной реки, и особенно хорошо—на обращенных к западу склонах долин в зонах наибольшей ширины Тужарского озера, что указывает на господство в эпоху дегляциации ветров западных румбов. Ширина абразионной террасы достигает 10—30 м; механический состав вскрытых линией шурфов пляжных галечников, валунников, песков свидетельствует о развитии штормов с высотой волн до 2—2,5 м. Глубина озера при этом уровне достигала 260 м.

На абсолютной высоте 1475 м выделяется еще один, менее четкий абразионный уровень, также осенне-зимний, но более древний, связанный, вероятно, с более высоким положением водораздела в спиллвее Учкель-Карасу, срезанного затем активизацией стока излишков озерных вод до высоты 1463 м. По левобережью Большого Улагана нет абразионных уровней выше этих, хотя, несомненно, что в период бурной абляции ледника уровень озера поднимался гораздо выше, но был неустойчив, испытывал быстрые колебания и не выражен в рельефе. В долинах правого борта средней части бассейна реки отражены следы гораздо более высоких уровней озер (до 1650 м), образованные в период самостоятельного существования в них ледниково-подпрудных озер и контролируемые высотами местных ущелий стока в Тужарское, тогда менее обширное, озеро или за пределы его бассейна.

Крупные ущелья стока Тужарского озера отражают в своем рельефе следы мощнейших потоков, а также их затухания. Абсолютные высоты водоразделов ущелий стока Учкель-Карасу, Татакель-Тайбулга, Кулукель-Карасу равны соответственно 1463, 1490 и 1473 м, но следы эрозии и аккумуляции на их бортах свидетельствуют о возможных подъемах уровня озера до высоты 1520 м. Мощь потоков спиллвеев в этот момент была колоссальной, а следы их выражены самыми различными катастрофогенными флювиальными формами рельефа. На проксимальных к направлению потока уклонах ложа ущелий стока до водоразделов их днищ развиты крупные формы гигантской ряби течения, побочных, кос-валов, отмытых и размывных коренных выходов, котловин стационарных водоворотов, плесовых эрозионных котловин, комплексов всех этих форм. Устанавливается латеральная смена механического со-



става отложений стоков от грубого гравия с галькой в начале ущелий до одних только средних и крупных валунов близ водоразделов, что отражает увеличение скоростей потока по мере приближения к водоразделу за счет сужения и уменьшения пропускной способности ущелий.

За пологими приводораздельными участками дистальные уклоны ложа спиллвеев несут следы титанической эрозии. За кратчайший срок выработаны ущелья-каньоны глубиной 100—200 м, эрозионные рвы, ложбины, эрозионные котловины зон гидравлических прыжков, системы коротких (1—2 км) каньонов с переуглубленными котловинами до 30—40 м глубины. В местах падения потоков в ущелье Чулышмана функционировали грандиознейшие водопады (высота до 400 м), выбившие гигантские водобойные котловины диаметром 100—300 м при глубине 50—150 м. Транспортировались глыбы размером до  $12 \times 10 \times 3$  м, и лишь в местах резкого расширения ложа спиллвеев сохранились от смыва ледниковые глыбы, отлично окатанные, не менее 2 м в поперечнике.

На основе полученного фактического материала эволюцию Тужарского ледниково-подпрудного озера можно представить следующим образом. Сначала озерный бассейн возник в среднем течении р. Балыктуюл, ранее всего освободившемся от активного льда в ходе общей деградации ледового покрова к юго-востоку и северо-востоку. Уровень озера контролировался высотой ущелья стока оз. Черандукель (1650 м), излишки вод сбрасывались в бассейн р. Паспарта. Дальнейшее расширение акватории озера шло к юго-западу и юго-востоку. Образовался водоем в долине Большого Улагана чуть севернее пос. Тужар, открылся сток вод его по спиллвею Учкель-Карасу, чему способствовало главным образом эрозионное пропиливание стоком ледяной подпруды, а не ее деградация. Из оз. Балыктуюл радиальный сток по ущелью Черандукель переключился через водораздел лога Яманкол на юго-восток, в Тужарское озеро (см. рис. 1). Ледниковая лопасть быстро отступала к северо-западному склону хр. Кабак-Тайга, в низовьях Большого Улагана сокращаясь «сбоку» и освободив долину до устья р. Арагол. Накапливались мощные ленты грубопесчано-алевритовых осадков пачки 1 (рис. 2) в условиях близкого положения ледника.

Затем в результате климатических изменений либо за счет собственного динамического состояния происходит мощная пульсация ледникового края в Тужарское озеро с юго-востока. Лопасть как бы вплыла в озеро. Сразу же началось быстрее ее таяние. Талые воды, текущие в ледяных руслах, неравномерно сгужали в озеро обломочный материал, концентрировавшийся в виде холмов, наклонно-слоистых озопоподобных валов на подстилающих озерно-ледниковых осадках. Остальная часть перекрытого плавучим льдом днища долины выстилалась маломощным плащом гальки и грубого песка. Мощные песчаные толщи накапливались и северо-западнее края ледника. Вскоре озеро приобрело прежние очертания в среднем течении; ото льда освободились верховья Большого Улагана. Начал функционировать сток по двум другим ущельям-спиллвеям. Таяние льда резко замедлилось, ледовая подпруда зафиксировалась в виде мощного поперечного вала в долине у устья Арагола, накапливались алевроглины пачки 2.

Через 40—50 лет резко активизируется таяние льда, колоссально увеличивается приток талых вод в озеро, начинают одновременно функционировать все три ущелья стока, в них образовались уникальные катастрофогенные флювиальные формы рельефа. Накапливались мелко- и среднезернистые пески и алевриты пачки 3 с текстурами восходящей ряби течения, четко свидетельствующей об общем движении озерных вод вверх по долине к ущельям стока выше пос. Тужар. Ниже текстуры ряби ориентированы более хаотично, поперек, вверх и вниз по



долине, что говорит о наличии крупных водоворотных зон, связанных с мощным воздействием потоков талых вод, подводным рельефом долины. У края ледовой плотины накапливались мощные ленты песков с галькой и алевритами. Рябь течения здесь ориентирована вниз по долине и косо к ней. Падение с ледового края мощных водных потоков образовывало мощные водовороты-вадьцы, формировало систему придонных противотечений как с горизонтальной осью вращения, так и с вертикальной. Ниже этой зоны шло обычное движение водных масс вверх по долине, осложняясь лишь подводным рельефом ложа и бортов. Общая схема динамики вод и осадконакопления в озере отображена на рис. 3.

Зона гашения динамики потоков талых вод озером подтверждается также контрастными шлиховыми ореолами тяжелых минералов. Ореолы вытянуты вдоль края ледовой подпруды, а их строение обнаруживает четкую латеральную зональность. Вблизи подпруды сосредоточены более крупные и тяжелые минералы, выше по долине установлены повышенные содержания мелких их зерен, далее ореолы исчезают. Их протяженность по ходу движения вод в озере 3—4 км. Ранее наличие этих ореолов в долине не находило объективного объяснения. Опробование развитых здесь коренных выходов алевропесчаников ордовика не дало положительных результатов. Это «ложные» шлиховые ореолы, а их формирование связано лишь с эволюцией Тужарского озера.

В ходе бурного таяния льда значительно сократились размеры ледниковой лопасти. Долина Большого Улагана в низовьях (5—6 км выше пос. Усть-Улагана) была подпружена Башкаусским ледником. Ледник подножия хр. Кабак-Тайга почти исчез, а в долине Малого Улагана возникло ледниково-подпрудное озеро, давшее сток через водораздельную ложбину с абсолютными отметками 1650 м в Тужарское озеро. В месте впадения этого потока сформировалась обширная галечно-мелковалунная дельта. С уменьшением площади ледяного окружения количество поступавших в озеро талых вод сократилось, ослабла динамика течений в озере, затух сток в двух более высоких ущельях-спилвеях. Радиальный сток излишков вод продолжался лишь в ущелье Учкель-Карасу, усиливаясь в летний период и прекращаясь в зимний. В это время был сформирован наиболее четкий, самый низкий абразионный уровень 1463 м. В днищах долин и на бортах аккумуляровались алевроглины четвертой пачки.

Остатки последней подпруды Башкаусского ледника наблюдаются у юго-западной окраины с. Усть-Улаган. Бортами этого ледникового языка сдерживались огромные озерные бассейны (см. рис. 1). На северо-востоке это оз. Тужарское (площадь около  $120 \text{ км}^2$  с объемом воды  $13\text{—}14 \text{ км}^3$ ), оз. Малоулаганское (соответственно  $30 \text{ км}^2$ ,  $3 \text{ км}^3$ ), на юго-западе — Кубадринское ( $40 \text{ км}^2$  и  $4 \text{ км}^3$ ), мелкие водоемы в долинах рр. Сапсара, Мангелу. Эти крупные озера имели радиальный сток и их ледяно-грунтовые подпруды не разрушались эрозией стоков излишков вод. Поэтому они относительно долго держали озерные бассейны. В конце концов произошло быстрое разрушение последней подпруды, взломана лопасть ледника, и огромная масса воды всех озер хлынула вниз по долине Башкауса к Телецкому озеру и далее по долине Оби на север. Уникальные следы этого потока установлены ранее В. В. Бутвиловским (1982).

Следы эрозии, образованные в ходе спуска вод Тужарского озера, зафиксированы и в пределах бывшей акватории его. Ниже устья р. Балыктуул, у подножия бортов долины Большого Улагана наблюдаются поля отмытых от озерно-ледниковых отложений коренных выходов, следы размыва несут валы поперечных субаквальных морен, смыва по-



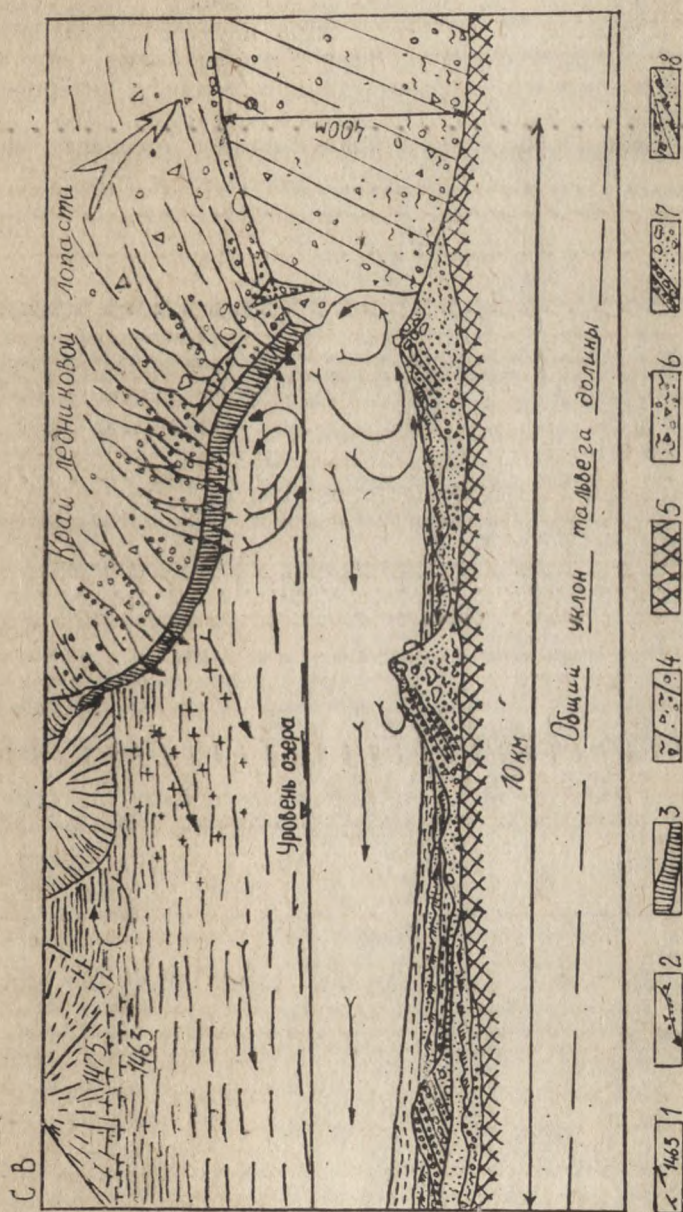


Рис. 3. Принципиальная схема осадконакопления и водной динамики Тужарского озера ниже пос. Тужар: 1 — волноприбойные уровни и их абсолютная высота; 2 — русла талых вод с ледника и скопления обломочного материала на его поверхности; 3 — край-обрыв ледника; 4 — поперечный разрез ледника с внутренней и донной мореной; 5 — покров основной морены; 6 — абляционные морены; 7 — накопления субаквальной морены и водно-ледниковых отложений; 8 — озерно-ледниковые пески с текстурами ряби течения; 9 — алевроиты и глины; 10 — плановое положение контрастных шлиховых ореолов; 11 — направление течений в озере; 12 — направление движения льда



чти полностью верхняя пачка озерно-ледниковых осадков, отвечающая четвертой (см. рис. 2). Фрагменты ее сохранились лишь за выступами холмов, в зонах эрозийной тени.

Такова принципиальная схема эволюции и исчезновения Тужарского ледниково-подпрудного озера, как мы считаем, типичного представителя алтайских (да и не только алтайских) приледниковых озер. Естественно, что она еще далека от совершенства и требует дальнейшего уточнения, в частности — времени проявления описанных процессов.

В заключение необходимо подчеркнуть возможность получения большого практического эффекта от результатов изучения акватории бассейна и других позднеледниковых озер Горного Алтая. Это и поиск отличных строительных материалов в днищах долин, и интерпретация богатых шлиховых ореолов в ходе геолого-поисковых работ, и выявление зон повышенной россыпной концентрации полезных минералов.

## ЛИТЕРАТУРА

Богацкий Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. — М.: Наука, 1981. — 131 с.

Бутвиловский В. В. О следах катастрофических сбросов ледниково-подпрудных озер Восточного Алтая. — В кн.: Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики. Барнаул, 1982, с. 12—17.

Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — Труды ГИН. М.: Наука, 1965, вып. 126. — 243 с.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и Восточной части Горного Алтая. — Труды ГИН. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 61. — 163 с.

Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. — Л.: Наука, 1967. — 263 с.

Окишев П. А. Древние приледниковые озера Чуйской и Курайской котловин. — Гляциология Алтая. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1976, вып. 11, с. 3—8.

Окишев П. А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1982. — 208 с.

Райс Р. Дж. Основы геоморфологии. — М.: Прогресс, 1980. — 574 с.

Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. Труды КИЧП. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 22, с. 5—31.

Розенберг Л. И. К истории развития Улаганской котловины Горного Алтая в четвертичное время. — Бюл. КИЧП, 1970, № 37, с. 83—93.

Розенберг Л. И. К вопросу о существовании Улаганского ледоёма на Алтае. — В кн.: Геология, инженерная геология и гидрогеология. Барнаул, 1972, вып. 8, с. 77—82.

Рудой А. Н. О генезисе и возрасте ленточных отложений долины Большого Улагана (Горный Алтай). — Вопросы географии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1980, вып. 13, с. 88—91.

Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории на Алтае. — Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, 1937, № 5, с. 50—60.

Яковлев С. А. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае. — Труды Сиб. об-ва естеств., 1909, т. 10, вып. 1, с. 27—32.



А. Н. Рудой, А. С. Королев

## РЕЖИМ КОТЛОВИННЫХ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР ГОРНОГО АЛТАЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Надежные реконструкции режима четвертичных приледниковых водоемов возможны на основе исследования всех имеющихся озерных, ледниковых и сопутствующих им образований и максимально объективной их интерпретации. К сожалению, кроме самого факта признания существования в плейстоцене ледниково-подпрудных водоемов, взгляды исследователей расходятся во всех главных вопросах, касающихся их режима и динамики.

Крупнейшим ледниково-подпрудным озером Алтая являлось пра-Чуйское, занимавшее Чуйскую межгорную котловину. Вторым по объему, вероятно, был пра-Курайский водоем, занимавший Курайскую межгорную депрессию, по размерам уступающую Чуйской.

Чуйская котловина сохранила максимальное количество геолого-геоморфологических свидетельств деятельности гигантских подпрудных озер в виде озерных и озерно-ледниковых форм и отложений, поэтому она может рассматриваться в качестве опорной для изучения проблемы в целом.

Факт ледникового подпруживания котловины доказан [Девяткин Е. В., 1965; Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А., 1958; Окишев П. А., 1977 и др.], поэтому о межледниковом возрасте этого ледниково-подпрудного озера, как считали некоторые авторы [Шорыгина Л. Д., 1960; Шукина Е. Н., 1960 и др.], не может быть и речи. Есть также все основания предполагать, что котловина подпруживалась неоднократно [Рудой А. Н., 1982]. Имея лишь один узкий и глубокий канал стока (долина р. Чуя), котловина отвечала на ледниковое подпруживание концентрацией талых вод. Устанавливая причинно-следственную связь между динамикой ледников и трансгрессией озер, мы вправе синхронизировать рост и деградацию тех и других на основных этапах их эволюции и из этих соображений оценивать возраст и длительность существования водоемов.

Среднечетвертичная эпоха характеризовалась двумя крупными наступлениями ледников (ледниковыми фазами), между которыми около 260 тыс. лет назад имела место регрессивная фаза продолжительностью на менее 15 тыс. лет [Рудой А. Н., 1981, 1982]. Эти события зафиксированы в известном разрезе Чаган. Здесь между двумя пачками ледниковых отложений с резким угловым несогласием залегает почти 50-метровая линза ленточных алевропелитов. Несогласное залегание последних указывает, в частности, на наличие относительно свободного



стока талых вод в озерный бассейн на фоне некоторого сокращения ледников первой фазы. Кровля ленточных отложений находится на высоте около 2200 м над ур. м. и превышает современное положение датированных радиоуглеродными методами [Свиточ А. А. и др., 1978] верхнечетвертичных моренных и межморенных ленточных отложений в нижней части долины р. Чаган-Узун почти на 200 м.

Сопоставление термолюминесцентных и радиоуглеродных датировок моренных и озерно-ледниковых образований позволяет предположить продолжительность существования пра-Чуйского озера в среднем плейстоцене не менее 100 тыс. лет, в позднем — около 50 тыс. лет. В максимум оледенения, когда снеговая линия опускалась ниже зеркала пра-Чуйского озера, поверхность последнего вовлекалась в зону питания среднечетвертичных ледников. При этом бассейн представлял собой сложное образование, состоящее из мощной линзы талых вод, перекрытой озерными, наледными и ледниковыми льдами и снежно-фирновой толщей. В этом смысле Чуйский и Курайский ледоёмы принципиально отличаются от классических ледоёмов по В. П. Нехорошеву (1932), описанных ранее для Джулукульской, Тархатинской, Улаганской и других котловин Алтая [Девяткин Е. В. и др., 1963 и др.].

Мощность ледниковой перемычки в выводном канале стока контролировала уровень стояния озерных вод. При полном распаде ледников пра-Чуйский водоем полностью опорожнялся. Опорожнение среднечетвертичного озера (т. е. понижение базиса эрозии питающих котловину водотоков) привело к образованию цокольных террас по ледниково-озерным и озерно-пролювиальным отложениям. Глубина рисс-вюрмского вреза в восточной части котловины составила не менее 200 м, в западной — 20—60 м.

При сравнении высотного положения древних береговых линий, абсолютных отметок кровли разновозрастных ленточных отложений и современного днища котловины удастся определить площадь, глубину и объем воды пра-Чуйского озера около 260 и между 25 и 32 тыс. лет назад (абсолютные датировки ленточных «глин» из Чаганского и Чаган-Узунского разрезов, по А. А. Свиточу и др.). Эти параметры составляют соответственно для среднего плейстоцена не менее 3 тыс. км<sup>2</sup>, 450 м и 600 км<sup>3</sup>, а для позднего плейстоцена 2 тыс. км<sup>2</sup>, 300 м и 400 км<sup>3</sup>.

О существовании обширного водоема в Курайской межгорной котловине можно уверенно судить только по наличию разновозрастных волноприбойных террас. Исходя из особенностей орोगрафии этой котловины, в целом подобной Чуйской, а также имея в виду наличие в плейстоцене мощной ледниковой запруды на выходе из котловины и ниже [Окишев П. А., 1977], можно допускать, что основные моменты истории пра-Курайского ледниково-подпрудного озера соответствовали истории пра-Чуйского бассейна. Пока не совсем выяснен механизм опорожнения этих водоемов. Не ясно, сообщались ли они, и если да, то когда и каким образом. Не исключено, что на стадиях ледоёмов, в максимум депрессии границы питания, разгрузка котловин ото льда, а затем и сток озерных вод, могли происходить в направлении, обратном современному течению Чуи, в бассейн р. Кобдо МНР. О движении масс льда вверх по долине Чуи на основании некоторых геоморфологических признаков высказывался еще Б. Ф. Сперанский (1937). Важно подчеркнуть для обеих котловин наличие хорошо развитой системы береговых линий, что допускает не катастрофическое, а скачкообразное опорожнение озер.

О концентрации талых вод в Уймонской котловине свидетельствуют озерные отложения, вскрытые в ее днище, подстилающие в ряде случаев отложения озоев. На существование здесь ледниково-подпрудного



озера косвенно указывает и наличие в приустьевых частях рр. Мульта и Акчан грядово-западного рельефа, определенного нами при маршрутных работах 1975—1976 гг. как система маргинальных озв, вероятно, среднечетвертичного возраста, формирующихся по Г. Хоппе, на контакте ледника с водным бассейном. Позднее к этой точке зрения присоединился П. А. Окишев (1980), датируя, правда, эти образования поздним плейстоценом.

Озерные террасы в Уймонской котловине отсутствуют, поэтому определение размеров пра-Уймонского водоема пока представляется затруднительным. С другой стороны, отсутствие террас свидетельствует в пользу катастрофического сброса озерных вод в среднем и, вероятно, позднем плейстоцене. О быстром опорожнении пра-Уймонского бассейна можно судить и по развалам гигантских, до 10—12 м по длинным осям, слабообработанных глыб и валунов дестрого петрографического состава, вытянутых полосой протяженностью в первые километры на площадке 100-метровой террасы Катунь ниже пос. Иня. Мы согласны с мнением Л. Н. Ивановского, считающего эти отложения реликтом крупного селевого потока, образованного при спуске ледниково-подгрудных озер. Исходя из расположения валунно-глыбового материала относительно террас Катунь, это событие датируется средним плейстоценом.

Резюмируя изложенное по трем крупнейшим котловинам Горного Алтая, отметим главное: в образовании крупных водоемов при наличии достаточно мощного оледенения ведущую роль играет орографический фактор, а именно — наличие глубоких межгорных депрессий с узкими выводными долинами. Констатация синхронности ледниковых эпох и озерных трансгрессий по материалам таких озер не может служить доказательством повышения общей увлажненности климата, как опорожнение котловинных озер при распаде горных оледенений само по себе не говорит об иссушении климата в межледниковье. До получения иных, «независимых», данных уместно говорить лишь о псевдоплювиях и псевдоаридях.

## ЛИТЕРАТУРА

Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. — М.: Наука, 1965. — 244 с.

Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. Еще о ледомах Алтая. — Тр. Комис. по изучен. четвертич. периода, 1963, т. 22, с. 64—75.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. — Тр. Всес. аэрол. треста, 1957, вып. 4, с. 79—91.

Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая. — Тр. Комис. по изучен. четвертич. периода, 1932, т. 1, с. 262.

Окишев П. А. Размеры и особенности позднеледникового оледенения Горного Алтая. — В кн.: Материалы гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. М., 1977, вып. 29, с. 203—210.

Окишев П. А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность. — В кн.: Вопросы географии Сибири. Томск, 1980, вып. 13, с. 63—87.

Рудой А. Н. Некоторые вопросы палеогеографической интерпретации литологии и особенностей распространения озерно-ледниковых отложений Горного Алтая. — В кн.: Гляциология Сибири. Вып. 1 (16), Томск, 1981, с. 111—134.

Рудой А. Н. Развитие речных долин бассейна Чуйской котловины в связи с особенностями четвертичного оледенения. — В кн.: Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики. Барнаул, 1982, с. 64—67.

Свиточ А. А. и др. Разрез новейших отложений Алтая. — М., 1978. — 207 с.

Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. — Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26, с. 165—203.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. — Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26, с. 127—166.



Э. В. Алексеева

## К ВОЗРАСТНОЙ И ИНДИВИДУАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ НЕКОТОРЫХ КОСТЕЙ СКЕЛЕТА МАМОНТОВ

Мамонты *Mammuthus primigenius* Blum., 1799 были распространены в Евразии и Северной Америке со второй половины среднего до конца позднего плейстоцена. Кости молодых мамонтов сохраняются редко, поэтому они представляют особый интерес. Материалы, описываемые в статье, найдены на территории Западной Сибири—в Томской, Кемеровской, Новосибирской областях и Алтайском крае, в разрезах и осыпях аллювия надпойменных террас р. Оби и ее притоков.

Остатки 32 особей молодых мамонтов найдены на позднепалеолитической стоянке Волчья Грива Каргатского района Новосибирской области [Алексеева Э. В., Волков И. А., 1969; Окладников А. П. и др., 1971], датированной по радиоуглероду  $14200 \pm 150$  лет [СОАН—78, Фирсов Л. В. и др., 1971]; на Дикой Косе у с. Красный Яр Томской области в основном в комплексе поздней мамонтовой фауны; у с. Калманка Алтайского края, на левом берегу р. Оби в песках 50-метровой надпойменной террасы, датируемых  $33270 \pm 500$  лет [СОАН—396, Панычев В. А. и др., 1973; найдены А. М. Малолетко], а также использованы коллекции 23 научных и краеведческих музеев указанной территории.

### Строение частей скелета

Изучение имеющихся материалов—челюстей, зубов, трубчатых костей конечностей—дает возможность дополнить некоторые черты развития мамонтов в онтогенезе: изменение формы и строения костей, кровоснабжение челюсти, смену зубов.

*Череп* (рис. 1, а). Верхняя часть морды и мозговая коробка с бивнями и отпечатками мозга молодого мамонта. Длина черепа 340 мм, ширина около 240 мм, диаметр бивня 13 мм; видно затылочное отверстие. Верхняя челюсть (рис. 1, б) имеет предкоренные молочные зубы  $Pd^3$ , стертые в передней части до основания коронки; пульпарная полость заднего корня уплощена, находится в стадии срастания, ее размер  $39 \times 3$  мм. Ширина неба между внутренним краем альвеол 40 мм. Небный шов не сросся, дно мозговой коробки имеет четыре пары глубоких ямок. Фрагмент уплощенного маленького бивня (рис. 1, в) еще не имеет эмали и цемента. Длина обработанного человеком фрагмента 88 мм, наибольший диаметр  $19 \times 14$  мм. Второй молочный предкоренной зуб  $Pd^2$  (рис. 1, г) имеет открытые корни; отверстия переднего  $4 \times 2$  мм,



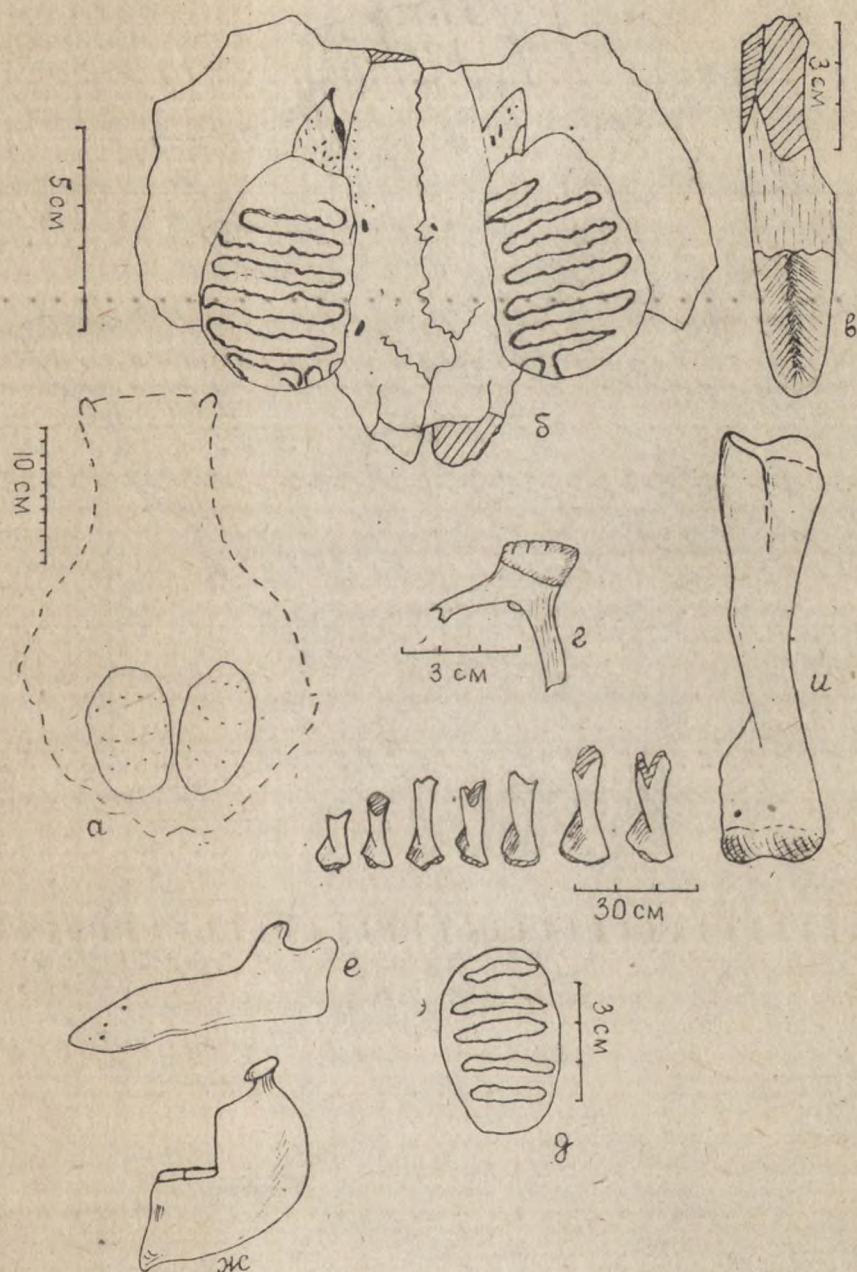


Рис. 1. Кости скелета мамонтов: *а* — остатки верхней части черепа, кол. ИИФФ СОАН СССР, № 466, Волчья Грива, конец плейстоцена; *б* — фрагмент верхней челюсти с  $Pd^3$ , кол. ЗИН АН СССР, № 67, Красный Яр, поздний плейстоцен; *в* — молочный бивень  $Id^2$ , кол. ИИФФ, № 71, Волчья Грива; *г* —  $Pd^2$ , кол. ЗИН, № 5, с. Калманка, плейстоцен; *д* — молочный зуб  $Pd^{2-3}$  кол. ИИФФ, № 465, Волчья Грива; *е* — нижняя челюсть плода рецентного африканского слона (по Osborn, 1942, рис. 1064); *ж* — нижняя челюсть взрослого мамонта; *и* — плечевые кости, кол. ЗИН, слева — направо, № 22017/17, 22027/513, 22017/16, 22027/514, 1345, 22027/516, 22027/515, 18, Красный Яр





Рис. 2. Нижние челюсти молодых мамонтов: а — правая ветвь челюсти с  $Pd_2$  и  $Pd_3$ , кол. ЗИН, № 944, Волчья Грива; б — левая ветвь с альвеолами  $Pd_3$  и  $Pd_4$ , кол. ЗИН, № 68, Красный Яр; в — левая ветвь с альвеолами  $Pd_3$  и  $Pd_4$ , кол. ЗИН, № 22017/6, Красный Яр; 1 — поверхность кости; 2 — поверхность распила; 3 — стенки альвеол; 4 — симфизная часть с остатками хряща; 5 — каналы кровеносных сосудов; 6 — блюдцеобразные лакуны в челюсти б; 7 — поверхность корней зубов; 8 — цемент; 9 — второй слой цемента; 10 — искусственные сколы на челюсти в



заднего —  $6 \times 2$  мм. Третий предкоренной зуб (рис. 1, д) имеет 5 пластин.

*Нижние челюсти* (рис. 2). В ископаемом состоянии сохраняется наиболее прочная, зубная кость; вертикальная, с венечным и суставным отростками чаще разрушена. Правая половина челюсти (рис. 2, а) отпала от левой по неокостеневшему симфизу, на месте которого сохранились остатки хряща, законсервированного сезонной мерзлотой Волчьей Грибы. На наружной поверхности два подбородочных отверстия заканчивают нижнечелюстной канал альвеолярной артерии. Резцовый канал нижней резцовой артерии у мамонтов, в связи с редукцией нижних резцов, не доходит до симфиза, ответвляется от нижнечелюстного канала и открывается отверстием на лингвальной поверхности перед  $Pd_2$ . Сохранились только начавшие функционировать двукорневые  $Pd_2$  и  $Pd_3$ , не имеющие между собой костной перегородки. Четвертый молочный предкоренной зуб  $Pd_4$  еще не развит; за  $Pd_3$  следует утолщение кости без отпечатка альвеолы  $Pd_4$ . Корни  $Pd_2$  имеют на сломе размеры пульпарных полостей, переднего 0,1, заднего 0,3 мм;  $Pd_3$  — переднего корня  $12 \times 6$  мм, заднего  $19 \times 10$  мм. На левой половине челюсти (рис. 2, б) сохранился симфиз, подбородочное и резцовое отверстия, отпечатки альвеол  $Pd_3$  и  $Pd_4$ . На левой половине челюсти (рис. 2, в) симфиз также сросся, правая ветвь челюсти отбита по диастеме зубной кости, на которой видны искусственные сколы, отпечатки корней  $Pd_3$ , зуба  $Pd_4$  и 12-миллиметровая костная перегородка между ними. В основании переднего корня  $Pd_3$  видна старая полость альвеолы этого корня, еще не заросшая пористой тканью. На челюстях имеются мелкие кровеносные каналы и полости, пронизывающие межзубные перегородки и соединяющие корни соседних зубов.

*Плечевые и большие берцовые кости* (рис. 1, и, 3). Еще не приросшие головки молодых костей, плечевой и берцовой, отпали. Тело плечевой кости рыхлое, ломкое, особенно в верхней части. Большие берцовые кости плотнее, сохранность их лучше.

### Возрастная изменчивость

В эмбриональном состоянии и вскоре после рождения (рис. 1, а) череп мамонта по конфигурации и общему плану строения носит черты всех млекопитающих — удлиннен в горизонтальной плоскости, затылочное отверстие находится позади (по Osborn, 1942, рис. 1964). Ширина неба между передними краями альвеол зубов молодого мамонта сначала равна расстоянию между их задними краями, затем, на стадии  $Pd^3$ , расстояние между задними краями увеличивается (рис. 1, б). У взрослых оно достигает 140 мм, в то время как между передними — 110 мм ( $n=5$ ).

Бивень хоботного является измененным вторым верхним резцом  $Id^2$ . У современных слонов он появляется на первом — втором месяце жизни и функционирует до года; на первых стадиях он не имеет эмали и цемента. Бивень № 71 (рис. 1, в) в длину достигал, видимо, не менее 150 мм; у взрослого мамонта до 3 м при обхвате в основании до 530 мм (просмотрено  $n = 14$  взрослых животных).

Ветвь нижней челюсти мамонта на ранних стадиях развития представляет собой удлинненную кость (по Osborn, 1942) (рис. 1, е). Когда челюсть его достигает 20 см длины, обе ее половины срастаются в передней части (симфиз), альвеолярная часть челюсти с зубами поднимается вверх, отверстия кровеносных каналов остаются внизу, в основании крайнего переднего зуба; суставной отросток становится выше венечного, симфизный отдел относительно укорачивается, появляется рострум (рис. 1, ж). Форма симфизной части и рострума варьирует в значительных пределах ( $n = 47$ ).



Крупные зубы слонов, возможно, произошли от слияния отдельных зубов древних млекопитающих. Со временем эти слившиеся в пластины зубы покрылись общим слоем эмали с дентином внутри пластин и цементом снаружи. На зубе  $Pd_3$  (рис. 2, а) цемент вторично нарастает от прикорневой части, поднимаясь по боковым стенкам пластин (таблица).

В течение жизни у слонов функционируют 24 зуба, по одному в каждой половине челюсти одновременно. Зуб состоит из вертикальных эмалевых пластин, количество которых на каждом последующем зубе увеличивается, до 29 на последнем коренном. Первый молочный предкоренной зуб у мамонтов редуцирован, он отсутствует уже у примитивных меритериев. На рис. 2, а у  $Pd_2$  имеются два функционирующих корня и 5 пластин;  $Pd_3$  находится в стадии роста и начала стирания пластин, которых бывает у него от 7 до 10 (табл. 1). Вторая челюсть (рис. 2, б) уже не имеет  $Pd_2$ , а  $Pd_3$  и  $Pd_4$  в стадии бурного роста; челюсть на рис. 2, в и в стадии выталкивания корней  $Pd_3$  и продвижения вперед  $Pd_4$ . Верхняя челюсть (рис. 1, б) находится в стадии стирания  $Pd_3$ . В коллекции имеются серии челюстей с зубами до  $M_3^3$ . Длина коронки у  $M_3^3$  западносибирских мамонтов достигает 320 мм, ширина 112 мм, высота 210 мм, частота пластин на 10 см жевательной поверхности зуба до 14 пластин, толщина эмали до 2,5 мм. В Кедровском углеразрезе близ г. Кемерова найден зуб  $M_3$  с 30 пластинами, что встречается крайне редко ( $n = 397$ ).

Примеры вторых и третьих предкоренных молочных зубов мамонтов

| Зуб, его порядковый и коллекц. № | Длина коронки           | Ширина коронки     | Высота коронки        | Число пластин | Средняя длина 1 пластины | Толщина эмали       |
|----------------------------------|-------------------------|--------------------|-----------------------|---------------|--------------------------|---------------------|
| $Pd^2$ , № 5                     | 20                      | 18                 | 8,7                   | 5             | 4,0                      | 0,5                 |
| $Pd^2$ *                         | 11—18                   | 13—<14>—<br>—17,8  | 12,0                  | 5             | <3,6>—2,8                | 0,8—0,5             |
| $Pd_2$ , № 944                   | 13                      | 11                 | 11,0                  | 5             | 2,6                      | 0,4                 |
| $Pd_2$ *                         | 13,2—17,2               | 7,2—<11>—<br>—13,8 | 10—<12>—<br>—17       | 4—<5>—6       | 3,4—<2,8>—<br>—2,6>      | 0,4—0,3             |
| $Pd^3$ , № 67                    | 52,4                    | 41,5               | 22,0                  | 7             | 7,5                      | 0,8                 |
| $Pd^3$ *                         | 36,7—<br><45—56><br>—61 | 29—<36>—<br>—48    | 35,5—<35>—<br>—37>—43 | 7—<9>—10      | 7,9—<br><6,8>—4,9        | 1,2—<0,9>—<br>—0,6> |
| $Pd_3$ , № 944                   | 55,3                    | 31,2               | 34,4                  | 9             | 6,1                      | 0,6                 |
| $Pd_3$ *                         | 46—<56>—<br>—68         | 27—<32>—<br>—43    | <25>—37               | 8—<10>        | 8,0—<6,4>—<br>—6,0>—5,4  | 1,0—<br><0,7>—0,4   |

\* Данные по В. Е. Гарутту и И. В. Ферсмановой (1976, табл. 4).

Смена зубов у этих животных происходит не обычным способом, в вертикальном направлении, а в горизонтально-вертикальном. Передний зуб стирается до основания, питательные отверстия в его корнях зарастают и последующий зуб выталкивает остатки резорбированного зуба из его альвеолы, которая вскоре зарастает. На верхней челюсти (рис. 1, б) перед  $Pd^3$  хорошо видна альвеола второго предкоренного молочного зуба, уже заросшая.

На имеющемся материале прослежено кровоснабжение нижней челюсти. На ранних стадиях нижнечелюстной канал представлен большей



полостью (рис. 2, а), его костные стенки разного сечения пронизаны отверстиями для капилляров. Диаметр канала в основании  $Pd_3$  на челюсти № 68 6 мм (рис. 2, б), на челюсти 22017/6—12 мм (рис. 2, в). Относительная величина нижнечелюстного канала в подбородочных отверстиях с возрастом меняется от крупных до более мелких (рис. 2), количество их варьирует от 1 до 2. Длина каналов от развилки до отверстий на диастеме: № 944 8 и 28 мм, резцового 5 мм; у № 22017/637 и 39 мм (рис. 2, а).

Сохранившиеся стенки альвеол пористы, пронизаны отверстиями, мелкими полуканалами — отпечатками кровеносных сосудов, которые, видимо, участвовали в кровоснабжении челюсти, а не зуба. Зуб получал питание на первых стадиях развития от альвеолярной артерии, вплотную соприкасаясь с ней. На челюсти (рис. 2, б) ответвления резцового и нижнечелюстного каналов соприкасаются с корнем зуба  $Pd_3$  без костной перегородки. Возможно, все молодые зубы в челюсти сначала непосредственно соприкасаются со стенкой артерии. Молодой зуб, только начавший продвигаться вперед, не имеет отдельных корней, они обособливаются позже, по мере его роста и подъема вверх.

У молодых мамонтов трубчатые кости конечностей заполнены мелкопористым губчатым веществом, у взрослых появляется полая трубка, губчатая костная ткань становится пористой. В нашей коллекции (рис. 1, и) сохранившаяся центральная часть (диафиза) плечевой кости имеет у самой маленькой особи длину 130 мм, у взрослого мамонта эта кость с головками достигает 1030 мм; ширина диафиза в самом узком месте, измеренная ниже гребня, от 30 до 130 мм ( $n = 24$ ).



Рис. 3. Большие берцовые кости, кол. ЗИН, слева—направо, № 22017/23, 22027/510, 22027/517, 22027/511, 22017/20, 65, Красный Яр

Большая берцовая кость (рис. 3) на ранних стадиях имеет невысокий гребень и малозаметную мускульную вырезку в верхней передней части кости. Позже головки и мускульный гребень увеличиваются, мускульная вырезка передней и вогнутость задней поверхности кости углубляются. Имеются большие берцовые кости длиной от 140 у моло-



дых и до 660 мм у взрослых; ширина (переднезадний поперечник) верхней части от 50/40 до 200/260 мм, нижней части от 40/40 до 200/160 мм, посредине кости от 30/25 у молодых до 110/100 мм у взрослых ( $n = 17$ ).

### Индивидуальная изменчивость

Среди костей молодых мамонтов, имеющихся в коллекции, некоторые носят признаки, свидетельствующие о большой индивидуальной изменчивости. Зуб № 5 (рис. 1, *з*) из Калманки отличается от других  $Pd_2$  размерами (табл. 1); верхний зуб № 466 (рис. 1, *д*) по размерам сходен с  $Pd_3$  мамонтов, но имеет 5 пластин на зубе вместо известных 7—10 со средней длиной пластины 8,8 мм. Эти зубы принадлежат, возможно, ранней форме мамонта.

Нижняя челюсть (рис. 2, *б*) отличается от других облегченной конструкцией: горизонтальная ветвь низкая, симфиз низкий и узкий, его костная ткань уплотнена, стенки каналов для кровеносных сосудов шероховаты, имеют разное сечение, продольные борозды, кровеносные сосуды непосредственно соприкасаются с передним корнем  $Pd_3$ , в основании этого зуба на челюсти четко видны гладкостенные чащеобразные углубления. В основании  $Pd_3$  челюсти № 67 также видны обособленные углубления. Все эти полости в основании корней молочных зубов, возможно, свидетельствуют об эмбриональной закладке постоянных предкоренных зубов, которые у слонов так и не развиваются, или это кровеносные лакуны для дополнительного питания молочных зубов.

Костные перегородки между зубами на верхних и нижних челюстях иногда отсутствуют, иногда довольно большие. В коллекции есть челюсти с перегородками между  $M_2$ —3, что часто приводит исследователей к ошибке в определении последнего зуба, принадлежащего, по их мнению, карликовой форме мамонта [Алексеева Э. В., 1980].

Плечевые кости имеют некоторые индивидуальные отличия: так, у самой маленькой кости (рис. 1, *и*) более высокий гребень, чем у следующих трех, принадлежащих более взрослым животным, а начиная с пятой кости, гребень снова увеличен. Подобную изменчивость претерпевают гребень и мускульная вырезка большой берцовой кости.

### Выводы

Сем. Elephantidae имеет ряд особенностей, отличающих его представителей от других млекопитающих. У молодых животных по мере роста осевой череп и нижняя челюсть относительно укорачиваются в переднезаднем направлении и увеличиваются в вертикальном. Пластины зуба покрываются снаружи общим слоем цемента. Резцовый канал меняет ход и укорачивается; молочные зубы питаются за счет непосредственного прикосновения к нижней альвеолярной и резцовой артериям и при помощи мелких кровеносных сосудов, соединяющих корни зубов. Индивидуальная изменчивость у мамонтов, как и у других животных, достаточно велика.

### ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Э. В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири (хищные, хоботные, копытные). — М.: Наука, 1980. с. 44.

Алексеева Э. В., Волков И. А. Стоянка древнего человека в Барабинской степи (Волчья Грива). — В кн.: Пробл. четвертич. геологии Сибири (к VIII конгр. INQUA в Париже). М.: Наука, 1969, с. 142—150.

Гарутт В. Е., Форонова И. В. Исследование зубов вымерших слонов. — Новосибирск: Наука, 1976, с. 36.



Окладников А. П., Григоренко Б. Г., Алексеева Э. В., Волков И. А. Стоянка верхнепалеолитического человека Волчья Грива.—В кн.: Материалы полев. исслед. дальневост. археол. экспедиции, вып. 2, Новосибирск: Наука, 1971, с. 87—132.

Панычев В. А., Орлова Л. А. Радиоуглеродный возраст калманской свиты Бийско-Барнаульской впадины.—В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей (к IX конгр. INQUA в Новой Зеландии). М.: Наука, 1973, с. 51—54.

Фирсов Л. В., Орлова Л. А. Радиоуглеродное датирование кости мамонта стоянки Волчья Грива.—В кн.: Материалы полев. исслед. дальневост. археол. экспедиции вып. 2. Новосибирск: Наука, 1971, с. 132—134.

Osborn H. F. Proboscidea. A monograph of the discovery evolution, migration and extinction of the mastodonts and elephants of the world. II. Stegodontoidea, Elephantoides.—The American Mus. press, New York, 1942, p. 803—1676.

.....



Н. С. Евсеева, А. Г. Головеров, Н. И. Попкова

## СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В БАССЕЙНЕ СРЕДНЕГО И НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЧУЛЫМ

Бассейн среднего и нижнего течения р. Чулым приурочен к юго-восточной окраине Западно-Сибирской плиты. В пределах последней выделяется ряд депрессий: Тегульдетская, Киселевская (Улу-Юльская) и др. Впадины разделены Чулымским и Зимовским структурными мысами, Долгоунским и Тукайским поднятиями и др. Положительные структуры территории были активны в неоген-четвертичное время. Основной почвообразующей породой на междуречьях являются суглинки неоген-четвертичного времени, а в долинах рек и древних ложбинах стока — пески.

Для бассейна среднего и нижнего течения р. Чулым характерно достаточное увлажнение — до 500 мм/год. Глубина залегания грунтовых вод невелика и колеблется от 2 до 15 м и более. Основными типами почв являются серые лесные, подзолистые и дерново-подзолистые [Неприхин Е. М., 1977].

В развитии современного рельефообразования можно выделить относительно равномерно развивающиеся процессы и периодичные. К равномерно действующим относятся речная и овражная эрозия, заболачивание и суффозионно-просадочные процессы, к периодическим — образование обвалов, осыпей и др. [Звонкова Т. В., 1970].

Ниже мы кратко охарактеризуем процессы рельефообразования, наиболее характерные для бассейна среднего и нижнего течения р. Чулым.

Разрушение берегов рек. Река Чулым имеет довольно хорошо разработанную долину, ширина которой в среднем составляет 20—25 км при средней ширине русла 300—500 м. Долина выполнена рыхлыми отложениями: песками, супесями, суглинками. Средний многолетний расход воды у д. Сергеево составляет 665 м<sup>3</sup>/с, годовая амплитуда колебания уровня в среднем равна 4—5 м, при максимуме — 6—7 м. Пойма р. Чулым сегментно-гравистая [Каменская Ю. И., 1978], ширина ее в среднем равна 5—6 км, местами до 10 км, высота 3—5 м.

Величины береговых деформаций были подсчитаны нами для следующих участков: районы сс. Белый Яр, Новошумилово, Центрополигон, Тегульдет, Зырянское, Альмяково, Батурино, Черкесово. В результате совмещения лощманских карт по методике И. В. Попова (1969) нами были получены величины и скорости деформаций главным образом для надпойменных террас р. Чулым, указанных выше участков.



Величины ежегодных деформаций колеблются в следующих пределах: среднегодовой размыв для террас составляет 0,5—1 м/год (табл. 1), намыв поймы — 2,1—3,5 м/год, а величина размыва поймы достигает 14 м.

В районе с. Чердаты за 42 года (с 1929 по 1972 гг.) была размыва полоса берега шириной около 150 м. У п. Батурино за 12 лет (с 1969 по 1981 г.) разрушена полоса правого берега шириной более 60 м. В отдельные годы берег отступал на 5—7 м. У д. Берегаево за период с 1960 по 1972 г. правый берег отступил на 45—50 м.

Наиболее крупные разрушения и изменения конфигурации русел отмечаются в период половодий: прорыв шейки меандр, возникновение новых русел — Старая Четь и Новая Четь; проток — в устьевой части р. Большой Юксы, у д. Бихтулино — притока Ангара и др.; исчезновение и возникновение островов (табл. 2).

Таблица 1

Величины деформации берегов р. Чулым за 1929—1972 гг.

| Пункт и годы наблюдений      | Площадь, м <sup>2</sup> |          | Скорость, м/год |          | Площадь, м <sup>2</sup> |          | Скорость, м/год |          |
|------------------------------|-------------------------|----------|-----------------|----------|-------------------------|----------|-----------------|----------|
|                              | намыва                  | раз-мыва | на-мыва         | раз-мыва | на-мыва                 | раз-мыва | на-мыва         | раз-мыва |
| Белый Яр, 1952—1972 гг.      | 20800                   | 4800     | 1,7             | 0,8      |                         |          |                 |          |
| Новошумилово, 1952—1972 гг.  |                         | 4000     |                 | 0,7      | 76000                   |          | 4,5             |          |
| Центрополигон, 1935—1972 гг. |                         |          |                 |          | 6400                    |          | 0,5             |          |
| Тегульдэт, 1929—1972 гг.     | 102000                  |          | 2,5             |          | 908000                  |          |                 | 1,1      |
| Зырянское, 1929—1972 гг.     |                         |          |                 |          | 466000                  | 56800    | 5,2             | 1,3      |
| Альмяково, 1929—1972 гг.     |                         | 27500    |                 | 1,3      |                         | 22500    |                 | 0,4      |
| Батурино, 1969—1981 гг.      |                         |          | 5,0             |          |                         |          |                 |          |
| Черкесово, 1929—1972 гг.     | 90000                   |          | 2,1             |          |                         | 96250    |                 | 0,8      |

Примечание. По данным русловых съемок В. П. Кулиша и П. И. Сараева (1967), левый берег Чулыма у с. Вознесенка отступал на 5—7 м/год.

Анализируя количественные показатели величины и скорости размыва берегов (см. табл. 1), можно дать ориентировочный прогноз размыва надпойменных террас у ряда населенных пунктов до 2000 г. (за 18 лет): Белый Яр, Новошумилово, Черкесово — в среднем по 15 м; Тегульдэт, Зырянское, Альмяково — до 20 м; у д. Берегаево — до 60 м.

Результаты интенсивности разрушения берегов р. Чулым, полученные нами в полевых условиях и методом наложения лоцманских карт, хорошо согласуются с материалами В. П. Кулиша и П. И. Сараева (1967), приведенными в табл. 1, и данными натурных съемок Ю. И. Каменскова (1978) и др. Ю. И. Каменсков отмечает, что скорость разрушения надпойменных террас за 1971—1976 гг. составляет в среднем 0,2—0,5 м/год. На участках недавних спрямлений русла поймы разрушается полоса берега шириной 10—15 м/год, но такие участки занимают менее 1% всей длины реки. По подсчетам В. А. Лыготина, за 12 лет



(с 1960 по 1972 г.) в районе д. Ергоза берег отступал на 1,7 м ежегодно, а в районе д. Берегаево — на 3,7—4,2 м.

Овражно-балочная сеть. В пределах бассейна среднего и нижнего течения р. Чулым овраги и балки развиваются главным образом там, где углы наклона поверхности склонов междуречий и речных долин достигают 2—3° и более. Овражно-балочная сеть в пределах территории распределена неравномерно. Много оврагов в юго-западной части района, в зонах развития линеаментов (Пышкино-Троицкой ступени, Чулымского надвига, Тонгульского и Долгоунского разломов), хорошо дешифрируемых на высотных и космических фотоснимках.

Наибольшее число оврагов наблюдается в пределах Томь-Яйского междуречья. Здесь в области неглубоко погребенного палеозойского фундамента, испытывающего в настоящее время медленное воздымание [Архипов С. А. и др., 1970; Сулакшина Г. А., 1973], развития наиболее густая и глубоко врезанная овражно-балочная сеть. Глубина оврагов достигает 10—20 м. Склоны их в основном крутые (до 45—55°), а тальвег часто заболочен. В последние годы отмечается возобновление роста балок в районе с. Ягодное, где у ряда балок с крутыми задернованными склонами появились боковые отвершки в виде трещин. Глубина трещин достигает 2—3 м, а ширина — 1 м. Стенки у отвершков отвесные. В устьевых частях днищ балок появились промоины.

Таблица 2

Изменения размеров некоторых островов р. Чулым  
в период с 1930 по 1972 г.

| Остров                        | Годы | Длина, м | Ширина, м | Площадь, м <sup>2</sup> |
|-------------------------------|------|----------|-----------|-------------------------|
| Остров в районе с. Шумилова   | 1952 | 700      | 100       | 58000                   |
| Остров в районе с. Шумилова   | 1972 | —        | —         | остров<br>размыт        |
| Остров Тегульдетский          | 1930 | 1100     | 300       | 157600                  |
| Остров Тегульдетский          | 1972 | 870      | 280       | 99200                   |
| Остров Чердатский             | 1930 | 600      | 200       | 97600                   |
| Остров Чердатский             | 1972 | 740      | 190       | 104000                  |
| Остров в районе с. Альямаково | 1930 | —        | —         | —                       |
| Остров в районе с. Альямаково | 1972 | 750      | 125       | 16250                   |

Значительное распространение имеют овраги на левобережье р. Чулым в районе от г. Асина до устья р. Кужербак. Наиболее подробно нами были изучены овраги в районе дд. Михайловка и Новониколаевка, где овражно-балочная сеть расчленила поверхности II и IV надпойменных террас, сложенных рыхлыми отложениями — песками, супесями. Овраги здесь часто сложные, т. е. их вершина и боковые отвершки растут, в продольном профиле (рис. 1) отмечаются перепады, борта оврагов крутые и подвержены осыпанию и сползанию, а в устьевой части дно начинает зарастать травами и кустарниками. В плане овраги имеют древовидную форму (рис. 2), а вершины их часто округлые, что говорит о связи эрозионных и суффозионно-просадочных процессов. Суффозионно-просадочные западины часто вытянуты цепочкой по склону, по ним концентрируется сток, и западины могут давать начало оврагам. Это явление отмечалось А. А. Земцовым (1966). На некоторых участках в пределах деревни овраги имеют значительную густоту и почти сливаются друг с другом, образуя останцы. Длина оврагов от 20 до 100 м, причем некоторые отвершки достигают 80 м (табл. 3). За



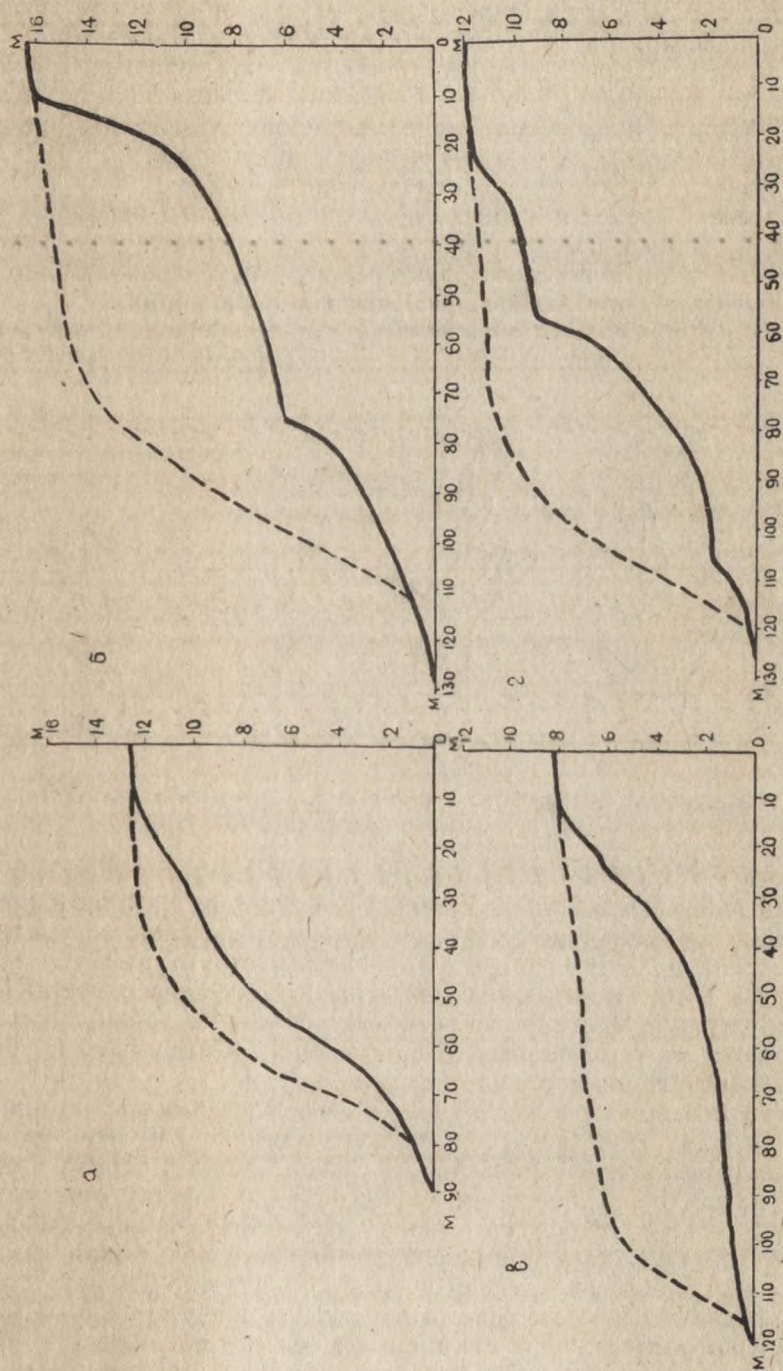


Рис. 1. Продольные профили некоторых оврагов (по данным нивелирования): сплошная линия — тальвег; пунктирная — профиль склона



пределами Михайловки и Новониколаевки овражно-балочная сеть более редкая.

Довольно интенсивно овражно-балочная сеть развита на Кия-Четском междуречье. На склонах водоразделов к рр. Четь, Тонгул, Долгоун помимо балок встречаются растущие овраги. Глубина оврагов в устье достигает 30 м, а высота вершинного перепада около 2 м. Длина оврагов 100—150 м. Своим происхождением овраги нередко обязаны хозяйственной деятельности человека, например у д. Николаевки.

На правобережье р. Чулым овраги и балки наблюдаются в районе дд. Бихтулино, Берегаево, Городка, Березовки, Узени (табл. 3), в бассейнах Улу-Юла и Чичка-Юла. Длина балок может достигать нескольких сот метров. Склоны их чаще пологие, задернованные.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. В бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым овражная эрозия развита довольно значительно, чему благоприятствуют физико-географические и антропогенные факторы оврагообразования. Это необходимо учитывать при дальнейшем освоении территории.

2. Наиболее подвержена овражной эрозии левобережная часть бассейна р. Чулым, особенно в местах, где палеозойский фундамент зале-

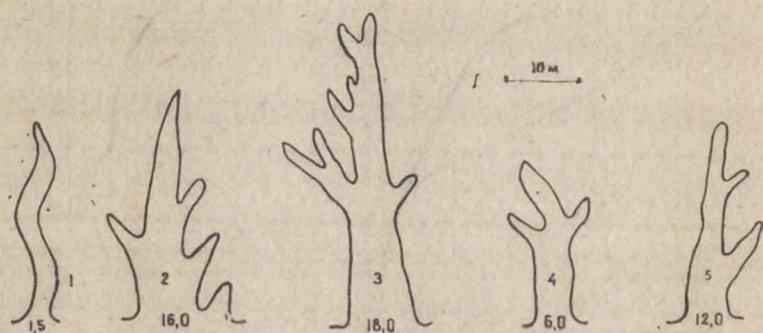


Рис. 2. Форма некоторых оврагов в плане: 1, 2, 5 — овраги д. Михайловка; 4 — д. Иловка; 3 — Новониколаевка. Цифрами указана глубина вреза оврага в устье

гает сравнительно неглубоко от дневной поверхности. На правобережье р. Чулым овражно-балочная сеть развита преимущественно на участках, приуроченных к положительным тектоническим структурам.

3. Овраги сосредоточены в основном на высоких поверхностях надпойменных террас р. Чулым и его притоков, особенно в районах, освоенных человеком: дд. Михайловка, Митрофановка, Филимоновка, Городок, район дороги Новомариинка—Орехово.

Суффозионно-просадочные процессы довольно широко развиваются в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым. Об этом свидетельствует наличие на поверхности надпойменных террас и склонов междуречий блюдцеобразных понижений: на склонах междуречий Томь—Яя, Яя—Кия, в пределах южной части Кеть-Чулымской водораздельной равнины. Характерны блюдцеобразные понижения и для поверхности надпойменных террас и поймы р. Чулым. Диаметр западин достигает 50—100 м, глубина колеблется в пределах 0,5—2 м. В понижениях на долгое время застаиваются талые и дождевые воды, способствуя заболачиванию. На пашне в западинах часто вымываются посевы, например у дд. Бихтулино, Дубровка, Мишутино и др.

Возникновение западинного рельефа происходит двояко. Во-первых, это процессы механической и химической суффозии. Механичес-



кая суффозия чаще всего развивается в пылеватых и мелкозернистых песках разного возраста, в лесовидных суглинках и супесях. Вынос частиц песка связан с постоянным фильтрационным потоком в водоносных пластах. Лесовидные суглинки и супеси находятся под воздействием временных водотоков. Химическая суффозия также неразрывно связана с водотоками, вызывающими растворение солей, содержащихся в породах, и вынос их. В результате этих процессов происходит осадка грунтов.

Во-вторых, образование воронок и западин связано не только с процессами суффозии, но с естественной просадочностью, свойственной лессовидным породам, т. е. частичной или полной утратой первичной структуры пород под влиянием увлажнения и размокания частиц глинистого песка, алевролита, и уплотнением осадка. Г. А. Сулакшина (1973) отмечает, что на участках рельефа, сильно расчлененных и хорошо дренированных, развиты преимущественно просадочные породы. Вследствие этого блюдцеобразные понижения на поверхности террас и склонов междуречий в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым следует считать суффозионно-просадочными.

Таблица 3

Морфометрические характеристики некоторых оврагов бассейна р. Чулым

| Местоположение оврагов          | Форма рельефа     | Длина оврага и отвершков, м | Ширина устья, м | Глубина вреза устья, м | Площадь срезаемой поверхности, м <sup>2</sup> |
|---------------------------------|-------------------|-----------------------------|-----------------|------------------------|-----------------------------------------------|
| д. Узень                        | II<br>терраса     | 20                          | 5               | 2,5                    | 50                                            |
| д. Батурино                     | То же             | 25+25                       | 7,5             | 2                      | 75                                            |
| д. Батурино                     | —,—               | 10+40                       | 20              | 5                      | 400+5                                         |
| д. Березовка                    | III<br>терраса    | 40                          | 5               | 2                      | 100                                           |
| д. Иловка                       | I<br>терраса      | 20+30                       | 7               | 1,5                    | 70+30                                         |
| д. Иловка                       | То же             | 14                          | 12              | 6                      | 80                                            |
| д. Иловка                       | —,—               | 20                          | 5               | 5                      | 50                                            |
| д. Михайловка                   | II—IV<br>терраса  | 90                          | 30              | 18                     | 1350                                          |
| д. Михайловка                   | То же             | 100                         | 30              | 16                     | 1500                                          |
| д. Новониколаевка               | —,—               | 110                         | 15              | 12                     | 1000                                          |
|                                 | —,—               | 180                         | 15              | 6                      | 1350                                          |
| Склоны долин Тонгула и Долгоуна | Склоны междуречья | до<br>100—150               |                 | до 30                  |                                               |

Болотообразование. Юго-восточная часть Томской области заболочена неравномерно, что объясняется различиями в геологическом, геоморфологическом строении и гидрогеологическими, и климатическими особенностями.

Степень заболоченности исследуемого района неравномерна и составляет в среднем 20—25%. Наиболее сильно (около 60% площади) заболочен бассейн нижнего течения р. Чулым. Для этой территории характерно прогрессивное заболачивание [Земцов А. А., Бураков Д. А., 1970; Герасимова и др., 1972; Львов Ю. А., 1976]. Ю. А. Львов (1976) считает, что на Кеть-Чулымском междуречье преобладает мезотрофное



заболачивание суходолов на слоистых суглинисто-песчаных почвах. Основными причинами развития болотообразовательного процесса являются: а) плоский, слабо дренируемый рельеф северной части; б) благоприятные климатические условия, поскольку территория расположена в зоне избыточного и достаточного увлажнения [Мезенцев В. С., Карнацевич И. В., 1969]; в) близкое залегание грунтовых вод.

Многие крупные болотные системы приурочены к ложбинам древнего стока и зонам линеаментов, имеющих северо-восточное простираание. Линейно вытянутые болотные системы хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, например: Лотарская болотная система, приуроченная к зоне линеаментов в пределах осевой части Чачанского куполовидного поднятия. Болотные системы в пределах ложбин древнего стока на междуречье Кети и Улу-Юла, в бассейне р. Большая Юкса и др.

Кратко охарактеризуем территорию по степени заболоченности.

Междуречья Томи и Яи, Яи и Кии. Это Юго-западная часть территории. Она практически не заболочена. Это наиболее возвышенная часть территории. Заболачивание приурочено здесь преимущественно к поймам рек, а по суффозионно-просадочным депрессиям развивается влаголюбивая растительность, на пашне в таких западинах часто вымокают посевы. Эти междуречья наиболее освоены.

Кия-Чулымское междуречье. Прогрессирующего процесса заболачивания в пределах этой водораздельной равнины нет. Однако для нее характерно сезонное избыточное увлажнение. Почвы междуречья в основном оглеенные.

Развитие болотообразовательного процесса характерно для участков территории, пострадавших от пожара или шелкопряда. На террасах р. Чулым есть большие болотные массивы, мощность торфа в которых достигает местами 6,5 м.

Чулым—Чичка-Юльское междуречье. Для него характерен интенсивный процесс заболачивания. Заболоченные участки покрыты березово-кедрово-осиновыми лесами. Развиты сфагновые мхи — признак прогрессивного заболачивания [Звонкова Т. В., 1970]. Глубина заболоченных участков 0,5—1,0 м. Торф маломощный, слабой степени разложения. Местами, в центральных частях заболоченных участков, видны погибшие или отмирающие деревья, например в районе п. Орехово и др.

Бассейны рр. Улу-Юл, Большая, Юкса, район Лайских озер. Эти бассейны являются наиболее заболоченными, особенно древние ложбины стока и участки III надпойменных террас, сливающихся с ними. Здесь развиты наиболее крупные болотные массивы на левобережье (Пуховские, Михайловское, Лайские, Рубежанское и др.) и на правобережье р. Чулым (Лотарская болотная система, приуроченная к зоне линеаментов). Другие болотные массивы возникли, очевидно, в результате зарастания остаточных озер и участков русла в пределах ложбин стока. В дальнейшем, в процессе саморазвития, мелкие болотные массивы сливались между собой, постепенно наступая на прилегающие участки. Мощность торфа в болотах колеблется от 0,5 до 5 м. Степень разложения торфа 25—45%, реже 65—70%. Минеральное дно представлено суглинками, илами, глинами, песками.

На низких надпойменных террасах развиты болота рямого типа. Они обычно невелики по размерам, поросли мхами, мелкими кустарниками и угнетенными формами сосен. Большая степень заболоченности характерна для пойм рр. Чулым, Яя, Кия, Чичка-Юл, Улу-Юл, Большая Юкса, Четь и др. Обычно это травяно-моховые (сфагново-осоковые) болота: Кагаши, Челбак, Новокуское, Ишкольское, Симоновское, Бихтулинское, Малиновское и др. Мощность торфа местами достигает 1—3, иногда 7 м. Торф бурый, степень разложения 35—60%. Минеральное дно



болот сложено суглинками, илами, глинами, песками. Сильной заболоченности пойм способствуют несколько причин. Во-первых, болота на пойме образуются за счет зарастания и заторфовывания стариц. Форма таких болот дугообразная, в центральной части они обводнены. Мощность торфа небольшая, в основном до 2 м. Во-вторых, образованию болот на пойме способствует илесто-глинистый состав отложений, местами котловинный характер рельефа поймы, разгрузка грунтовых вод в подножьях террас или подпитывание напорными грунтовыми водами.

Приведем несколько примеров. Пойма р. Четь местами заболочена, особенно сильно в устьевой части (район с. Чердаты), но здесь нет торфяников, а развиты осоковые болота. Развитию осоковых болот способствует котловинный рельеф поймы, илесто-глинистый состав отложений и длительные паводки. Возможно, что определенную роль играют и грунтовые воды. На участке в районе дд. Симоновка—Сухой Лог и выше поймы р. Четь также сильно заболочена. Мощность торфа достигает 3,5 м. Торф сnivelировал нижнюю часть склона террасы. Здесь в пойму разгружаются грунтовые воды. В д. Симоновка глубина залегания грунтовых вод (в колодце) равна 4,5 м. Разгрузка грунтовых вод на пойму наблюдается и на правом берегу р. Четь в районе бывшей д. Яранской.

Нужно отметить, что местами поймы рек бассейна р. Чулым сильно заболочены. Например, в приустьевой части р. Кия, пойма р. Яя в районе бывшей д. Арышевская и вблизи д. Филимоновка.

Периодические процессы рельефообразования включают гравитационные явления (оползни, осыпи), эоловые и криогенные процессы.

Оползни, осыпи широко развиты на склонах надпойменных террас, пойм, встречаются и на склонах междуречных равнин, подмываемых реками. Оползни бассейна среднего и нижнего течения р. Чулым можно подразделить на несколько типов: оползни-оплывины, оползни-обвалы, оползни, связанные с суффозионной деятельностью (инсеквентные) [Земцов А. А., 1970].

Оползни-оплывины охватывают тонкий слой переувлажненного грунта склона до глубины не более 1—1,5 м. Такие оползни имеют солифлюкционную природу и развиваются даже на очень пологих склонах в 2—3°. Особенно часты оползни-оплывины на поймах рек, например в районе пос. Ивановка.

Оползни-обвалы широко развиты на склонах рек, сложенных рыхлыми отложениями: песками, супесями, суглинками и глинами. Интенсивный размыв залегающих в основании террас преимущественно песчаных отложений способствует образованию оползней-обвалов. Масса обвалившихся пород скапливается у подножья склона, а в половодье размывается. Оползни-обвалы развиваются в районах сс. Зырянское, Альмяково, п. Батурино, дд. Красноярка, Городок, Бихтулино, Сергеево, 1-го Пашинского и др.

Оползни, связанные в значительной мере с суффозионной деятельностью (инсеквентные), развиты в бортах долин рр. Чулым, Яя, Итатка, Кужербак, Долгоун и др. Оползни образуются в результате отрыва и оползания наклоненных в сторону реки водоупорных глинистых пород вместе с лежащими между ними рыхлыми песчаными отложениями. Поверхностью скольжения часто служит подошва нижнего водоносного горизонта [Земцов А. А., 1970].

На склоне к р. Долгоун (левый приток р. Четь) выделяется оползень, имеющий ступенчатое строение. Длина ступеней достигает 200—300 м. Мощность оползневого тела около 20 м, а амплитуда смещения достигает 50 м. Поверхностью скольжения верхнепочковских водоносных песков, отложений является подошва нижнепочковских водоносных песков.

Встречаются небольшие оползни циркообразной формы, развивающиеся в местах выхода грунтовых вод, например в борту долины руч. Ключ в бывшей д. Арышевской (долина р. Яя) и др.



Осыпи развиваются в песчаных отложениях пойм и террас. Эти отложения, вскрывающиеся в естественных обнажениях, в летний период высыхают и теряют свою связность. Пески становятся сыпучими и осыпаются к урезу воды. Уклоны осыпи имеют часто до  $30-35^\circ$ . На склонах поймы в результате интенсивного подмыва рекой постоянно наблюдаются обвалы пачек пород вместе с дерниной.

Эоловые формы рельефа как продукт довольно сильного эолового процесса позднелейстоценового времени характерны в основном для низовий р. Чулым — района Лайских озер, с. Балагачево и др. Кроме этого эоловые формы широко развиты в бассейнах притоков Чулыма: Улу-Юла (рис. 3), Чичка-Юла, Большой и Малой Юксы, Чети, левобережья Кужербака. Эоловые формы рельефа на поверхностях надпойменных террас и в пределах древних ложбин стока представлены гривами и песчаными буграми. При этом гривы наиболее характерны для поверхности III надпойменной террасы и ложбин стока, а песчаные бугры — для поверхности II надпойменной террасы р. Чулым (район д. Балагачево, п. Комсомольский).

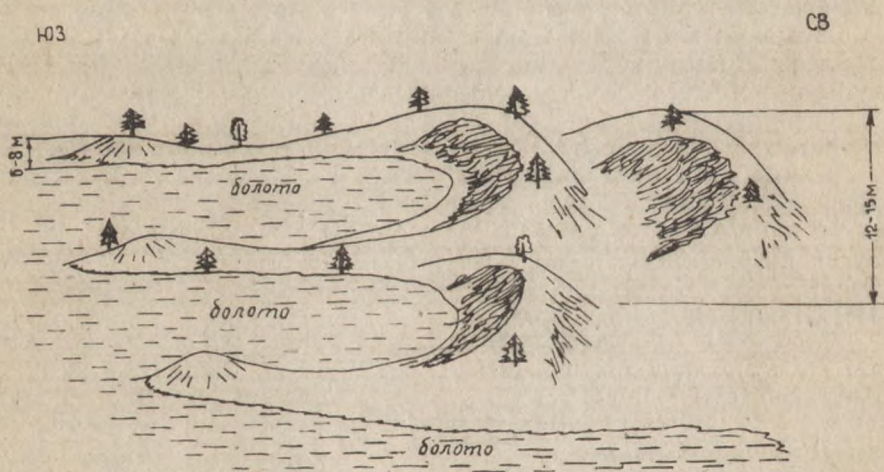


Рис. 3. Эоловые формы рельефа (гривы) древних ложбин стока

Высота грив может достигать 10—15 м (рис. 3), но чаще 3—5 м, высота песчаных бугров колеблется в пределах 1—3 м.

Современные эоловые процессы в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым не играют существенной роли в рельефообразовании. Эоловые процессы развиваются там, где с поверхности развиты песчаные отложения, а растительность уничтожена либо пожарами, либо вырублена, например на правобережье р. Чичка-Юл, в бассейне р. Улу-Юл.

Криогенные процессы. Это преимущественно резко выраженная пучинистость грунтов, развивающаяся в покровных лессовидных отложениях. Пучинистость связана с сезонным промерзанием грунтов до 2,2 м, что осложняет строительство дорог.

Кроме этого в бассейне Улу-Юла и Чичка-Юла встречаются «кольцевые» формы рельефа, достигающие 5 км в диаметре. Внутренняя часть этих понижений часто заболочена, поросла угнетенным березовым лесом и окружена рямом. Подобные формы рельефа нами наблюдались в бассейне р. Кеть, где они имеют термокарстовый генезис [Шамахов А. Ф., Земцов А. А., 1979].



В позднечетвертичное время на исследуемой территории были развиты многолетнемерзлые породы. Отдельные линзы их сохранились и до настоящего времени. Скважина 19 (верховья р. Улу-Юл), пробуренная в одной из кольцевых структур, вскрыла многолетнемерзлые породы в интервалах 173,0—175,0 и 193,0—195,5 м.

#### ЛИТЕРАТУРА

Западно-Сибирская равнина/С. А. Архипов, В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров, В. А. Николаев. — М.: Наука, 1970. — 259 с.

Земцов А. А. Географическое положение и рельеф. — В кн.: Природные ресурсы Томской области. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1966, с. 23—34.

Земцов А. А., Бураков Д. А. Современные геоморфологические процессы в центральной части Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Т. 3. Новосибирск, 1970, с. 133—142.

Земцов А. А. Оползни таежной зоны Западной Сибири. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Т. 3. Новосибирск, 1970, с. 159—163.

Звонкова Т. В. Прикладная геоморфология. — М., 1970. — 270 с.

Каменсков Ю. И. Выявление закономерности распределения и качественная характеристика типов ландшафтов поймы нижнего течения р. Чулыма. — Вопросы географии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978, вып. 11, с. 85—97.

Кулиш В. П., Сараев П. И. Эрозионные процессы в нижнем течении Чулыма. — В кн.: Вопросы гидрометеорологии. Новосибирск, 1967, вып. 1(5), с. 156—163.

Львов Ю. А. Характер и механизмы заболачивания территории Томской области. — В кн.: Теория и практика лесного болотоведения и гидролесомелиорации. Красноярск, 1976, с. 36—45.

Непряхин Е. М. Почвы Томской области. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1977. — 421 с.

Полов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. 2-е изд. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 360 с.

Сулакшина Г. А. Исследование пространственной изменчивости инженерно-геологических свойств пород и ее практическое использование: Автореф. дис.... докт. геол. наук. — Томск, 1973. — 32 с.

Увлажненность Западно-Сибирской равнины /В. С. Мезенцев, И. В. Карнацевич. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 167 с.

Шамахов А. Ф., Земцов А. А. Многолетняя реликтовая мерзлота в Западной Сибири и ее палеогеографическое значение. — Изв. ВГО, 1979, т. 111, № 2, с. 150—155.



А. Л. Вегеле

## КАРСТ БАССЕЙНА КАРА-ЧУМЫША (САЛАИРСКИЙ КРЯЖ)

Река Кара-Чумыш на значительном расстоянии течет в поле развития девонских известняков, которые, видимо, в той или иной степени закарстованы по всей площади. Косвенным доказательством этого является хорошо заметная на подробных картах разница в густоте гидросети на известняках и в поле развития сланцевой формации верхнего силура, распространенной западнее.

В данном сообщении описываются карстовые формы рельефа, развитые по обеим сторонам р. Кара-Чумыш между населенными пунктами Верхний Чумыш и Нижний Тереш — полосе, имеющей протяженность 28 км. Закарстованность известняков может представлять здесь определенный практический интерес, так как в этом районе располагается водохранилище, которое служит основным источником водоснабжения гг. Прокопьевка и Киселевска, а в дальнейшем будет осуществляться переброска воды в водохранилище из р. Томь-Чумыш.

Описываемая площадь характеризуется сплошным развитием довольно однообразных серых известняков, пронизанных большим количеством кальцитовых жил. Химический анализ образца, взятого из обнажения известняков на левом берегу Кара-Чумыша (Белый Камень) характеризуется следующими цифрами (%): окись кальция 54,41; кремнезем 0,10; окись алюминия 0,60—0,22; потери при прокаливании 43,36. Нерастворимый остаток составляет 1,23%.

Породы смяты в складки, обычно сильно трещиноваты. Преобладают трещины, параллельные напластованию и перпендикулярные им.

Рельеф представляет собой возвышенную волнистую равнину, формирующуюся под влиянием эрозии и сопряженных с нею склоновых процессов. Волнистый характер рельефу придают долины ряда параллельных рек, которые текут в направлении с севера-запада на юго-восток, подчиняясь общему простиранию Салаирского кряжа. При этом следует отметить, что чем крупнее река, тем теснее ее направление связано с тектонической структурой. Водоразделы имеют довольно выдержанную абсолютную высоту, близкую к 400 м. Отдельные вершины достигают 440—470 м над ур. м.

Обнаженность района плохая. Значительные выходы коренных пород наблюдаются лишь в долине Кара-Чумыша. Водоразделы и склоны долины перекрыты толщей лессовидных суглинков, мощность которых уменьшается на водораздельных вершинах и на некоторых склонах долин.

Растительность описываемого района делится на два типа, которые четко разграничиваются между собой р. Кара-Чумыш. В левобережье



Кара-Чумыша распространена лесостепь с преобладанием лесных элементов (береза, осина, парковые сосновые боры), в правобережье сразу же за рекой стеной встает черневая тайга со всеми ее особенностями. Растительный покров почти повсюду плотный, что значительно снижает интенсивность склоновых процессов.

Изученные в бассейне Кара-Чумыш карстовые формы рельефа имеют четвертичный возраст. Многие из них продолжают активно развиваться и в настоящее время.

### Поверхностные карстовые формы

**Карры.** Встречаются исключительно как микроформы. Лучше всего они выражены на стенках карстового колодца в районе Белого Камня. Карры в основном лунковые, на отдельных поверхностях — желобковые. Глубина отдельных лунок, как правило, не более 2 см, а желобков — не более 5 см.

Карровые поверхности могут служить индикационным признаком при определении происхождения пещерообразных полостей. Так, например, отсутствие карров на стенках «пещеры» в обнажении Белый Камень наряду с другими признаками указывает на ее искусственное происхождение.

Карстовые ниши и закарстованные трещины. Эти формы нужно рассматривать как разные стадии одного и того же процесса. Они присутствуют на многих обнажениях известняков, но значительных размеров достигают редко.

Закарстованию обычно подвергаются трещины, параллельные напластованию. В обнажении известняков близ пионерского лагеря «Березка» в таких трещинах можно встретить сталактитоподобные натечные формы кальцита, в то время как в трещинах другого направления натечный кальцит отсутствует.

Примером карстовой ниши, развивающейся по трещине, параллельной напластованию, является ниша по левому склону р. Каменушка (район Белого Камня). Подобные ниши образуются при выщелачивании водами, стекающими вниз по обрыву.

Кроме того, в описываемом районе известен ряд ниш, в формировании которых наряду с процессами выщелачивания определенную роль играли эрозионные процессы. Такова, например, ниша в пойме Кара-Чумыш выше д. Керлегеш. На обнажении, расположенном у лагеря «Березка», известны несколько ниш на уровне 15—20 м над современным урезом реки. Эти ниши, имеющие округлые очертания в поперечном сечении, вероятно, были выработаны древним Кара-Чумышом, воды которого в прошлом омывали этот выход известняков.

**Карстовые воронки.** На описываемой территории воронки встречаются на водоразделах, в днищах логов и реке на склонах.

Водораздельные воронки встречаются как подиночке, так и группами. Особенно многочисленная группа воронок отмечена западнее Кара-Чумышского водохранилища. Они имеют глубину 3—4 м, коническую форму, в плане округлые. Стенки и днище воронок задернованы, поноры отсутствуют.

Немногочисленные, но интересные воронки находятся в районе Белого Камня на правом берегу Кара-Чумыша. Воронки располагаются в днище лога. Выше места их расположения течет ручей, который летом исчезает. Этот ручей поглощается самой глубокой воронкой, которая в данное время активно развивается.

Воронка имеет в плане округлую форму, достигая в поперечнике 15 м (рис. 1). Борт воронки террасирован. Наблюдаются две ступени явно разного возраста. Верхняя часть воронки задернована, в средней



части из-под почвенного покрова выступают обломки известняка, а днище представляет собой совершенно незадернованный провал глубиной от 0,6 до 2 м. Таким образом, можно сделать вывод, что данная форма представляет собой типичную провальную воронку, которая формировалась путем трех последовательных обвалов.

Рядом с описанной воронкой располагается другая, которая по видимому, в прошлом поглощала ручей. Втекающий в эту воронку ручей находился в ту пору на 70—75 см выше современного уровня. Данная воронка интересна тем, что на ее дне располагается карстовый колодец, описываемый ниже.

Кроме этого здесь имеется еще ряд воронок в пределах одной и той же ложбины на пути подземного стока. По своему происхождению они, видимо, тоже являются провальными, но сейчас сплошь задернованы, что свойственно воронкам просасывания. Процессы просасывания, действительно, имеют здесь место. На дне почти каждой воронки есть поюр, куда и вмывается материал, сносимый на дно воронки.

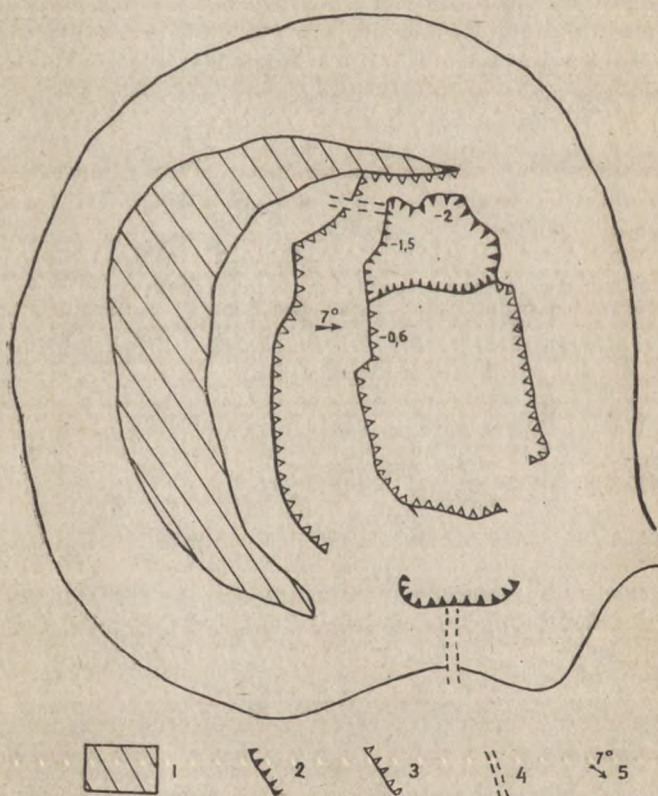


Рис. 1. План провальной карстовой воронки: 1 — горизонтальная площадка; 2 — уступ незадернованный; 3 — уступ задернованный; 4 — поноры; 5 — крутизна склона

Описываемая система воронок заканчивается в пойме реки Кара-Чумыш напорной воронкой, формирующейся путем выщелачивания известняков водами восходящего источника. Размеры озера, возникшего на месте воронки, не более 4,5 м в диаметре, глубина же, по крайней мере, вдвое больше. Сходные воронки, но меньшего размера имеются в пойме р. Кузуктова (правый приток Кара-Чумыша) и у обнажения



Белый Камень. Из последней вытекает довольно крупный ручей, который тут же впадает в Кара-Чумыш.

Суходолы. Нам известен лишь один типичный суходол на правобережье Кара-Чумыша в районе Белого Камня (рис. 2). Он имеет восточное и юго-восточное направление, длина его около 300 м. Русловой сток отсутствует. Дно в нижней части плоское, в верхней — осложнено воронками.

Гораздо чаще в бассейне Кара-Чумыша встречаются лога, которые имеют временный русловой сток. У русла таких карстово-эрозионных долин обычно чрезвычайно неровный продольный профиль, осложненный многочисленными ямами.

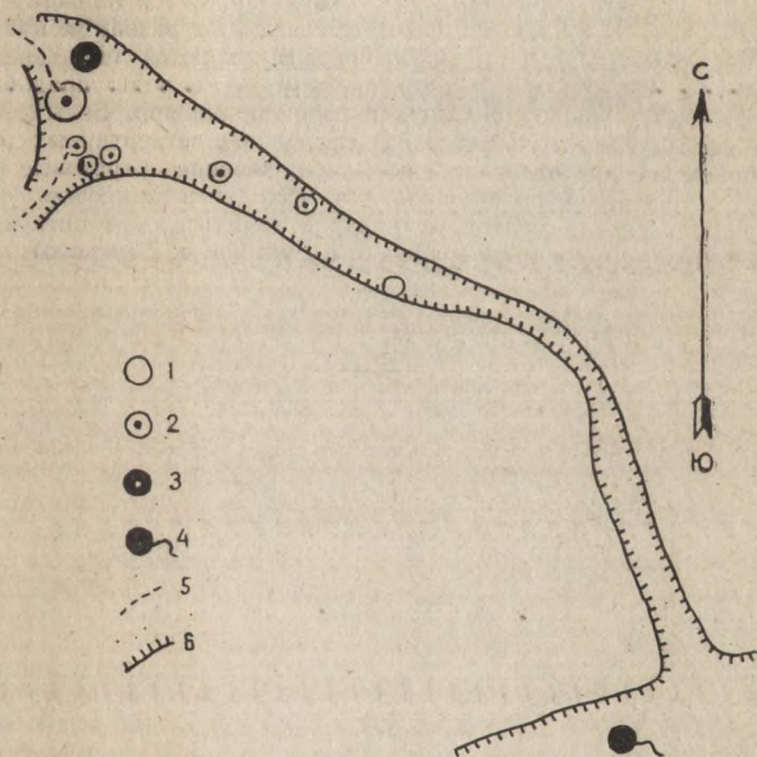


Рис. 2. План суходола и карстовых воронок в районе Белого Камня: 1 — блюдца; 2 — воронки с понорами; 3 — воронка с карстовым колодцем; 4 — напорная воронка; 5 — временные водотоки; 6 — подошва склонов суходола

Карстовые желоба. К этому типу карстовых форм мы относим желобообразное понижение в районе Кара-Чумышского водохранилища. Оно протягивается параллельно карстово-эрозионной долине и в 40 м от нее. Продольный профиль этого желоба, в общем имеющий наклон в сторону водохранилища, местами обращен в другую сторону. Возможно, что данный желоб образован в результате оседания глыб карстующихся пород над подземными пустотами в зоне интенсивного стока подземных вод.

### Подземные карстовые формы

Крупных подземных форм в описываемом районе не обнаружено. Пещерообразные формы длиной менее 5 м отнесены нами к поверхност-



ным и описаны как карстовые ниши. Единственной формой, которую можно отнести к подземным, является карстовый колодец в урочище Белый Камень. Устье колодца находится на дне 4-метровой воронки и имеет поперечник около 1 м. Верхняя часть колодца вертикальна, средняя наклонна, колодец заканчивается горизонтальным ходом в несколько метров, переходящим в расширенную трещину. Дно колодца расположено примерно на 4 м ниже дна воронки. Общая же длина полости составляет 8—10 м. Весной колодец заполнен льдом, который полностью растаивает лишь к июлю. Видимо, в формировании колодца наряду с процессами выщелачивания большое значение имеет морозное выветривание.

Таким образом, описанный карст характеризуется большим разнообразием форм, но в количественном отношении он развит не настолько, чтобы определять облик данного района. Выделяются лишь два участка, где карстовые процессы играют значительную роль: правобережье Кара-Чумышского водохранилища и район обнажения Белый Камень.

Не исключено, что под толщей лессовидных четвертичных суглинков и более древних отложений погребены древние карстовые формы. Косвенным указанием на это являются находки в ложковых отложениях гравия и гальки желтоватого кварца, гематита, лимонита и бокситов с оолитовым строением (район р. Кузуктова, с. Томского).

---



Л. Н. Окишева

## К ИССЛЕДОВАНИЮ СЕЗОННОЙ РИТМИЧНОСТИ УСЛОВИЙ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ГЕОСИСТЕМ ВЫСОКИХ ШИРОТ

(на примере Обь-Енисейского Севера)

Постановления ЦК КПСС и Совета Министров СССР «О комплексном развитии сельского хозяйства в районах Сибири, Дальнего Востока и в Курганской области» (март 1982 г.) и майского (1982 г.) Пленума ЦК КПСС предусматривают увеличение производства сельскохозяйственной продукции на основе зональных научно обоснованных систем ведения хозяйства, учета конкретных природно-экономических условий. Дальнейшее развитие научных исследований рассматривается как одна из мер реализации «Продовольственной программы СССР на период до 1990 года», поскольку взаимосвязь отраслей сельского хозяйства с характером природных условий географически закономерна и носит, по Ф. Ф. Давитая (1957), всеобщий характер. Это свидетельствует об актуальности углубленного познания как зональности, так и местных особенностей природы районов интенсивного освоения, каким является Обь-Енисейский Север (ОЕС).

Интенсивное комплексное освоение ОЕС требует создания здесь собственной сельскохозяйственной базы с учетом местных природных ресурсов.

Проблема рационального использования естественных ресурсов требует для своей реализации углубленного познания не только современного состояния природной среды, но и функционирования, а также и тенденций динамики слагающих ее природных комплексов (геосистем). Для решения данных вопросов необходим анализ характера изменений условий существования геосистем не только в пространстве (по территории), но и во времени — в течение года, от года к году и в среднем за определенный, достаточно длительный период как одной из инвариантных их характеристик.

Пространственно-временной анализ природной среды ОЕС весьма актуален, поскольку [Михайлов Н. И., 1976] его природным комплексам присуща ярко выраженная сезонность функционирования как одно из следствий континентальности климата Сибири. В силу этого условия развития геосистем, особенно их биотического [Солищев Н. А., 1957] компонента, резко изменяются не только в течение года, но и от года к году.

Для экзогенных факторов образования и функционирования геосистем характерна устойчивая ритмичность. В среднем многолетнем она определяется устойчивой ритмичностью поступления к земной поверхности лучистой энергии Солнца в течение года и суток, астрономической точностью его высоты и продолжительности дня, то есть факторами, лежащими за пределами геосистем. Поэтому ритмичность функциони-



рования в равной мере свойственна почвообразовательным и гидрологическим, метеорологическим и особенно биотическим процессам. Ритмичности, по Н. А. Солнцеву (1961), подчиняются характер и интенсивность большинства геоморфологических процессов, а также формирование генетических типов отложений. Отсюда принципиальная правомерность установления присущего геосистемам сезонного ритма функционирования на основании сезонной ритмики любого из их компонентов. Однако, отмечает А. Д. Арманд (1975), воспроизведение хода во времени медленно протекающих процессов пока затруднительно. Кроме того, выбор компонента ограничивается и наличием временного ряда.

Основу структуры сезонного ритма условий функционирования геосистем районов длительного залегания снежного покрова составляет ритмика свойств воздушной массы (климата), а в теплый период, по А. А. Мадасовой (1977), — развитие биоты и ее компонентов. Динамические и гидротермические свойства воздушной массы определяются количеством поступающей в геосистему солнечной энергии и отражают степень качественных изменений ее под воздействием всех элементов ярусной структуры геосистем. Поэтому в свойствах ее основных элементов — температуре и абсолютной влажности «...как в зеркале отражаются изменения всех составляющих теплового и водного баланса, а вместе с ними и климата, почвы и ландшафта» [Константинов А. Р., 1978, с. 5], а взаимодействия геолого-геоморфологических и биоклиматических факторов прежде всего и формируют физико-географический комплекс [Михайлов Н. И., 1976]. Кроме того, свойства воздушной массы выгодно отличаются от других компонентов геосистем своей динамичностью, что, по К. Н. Дьяконову (1971), позволяет им осуществлять обмен веществом и энергией между компонентами и комплексами различного ранга (от фации до страны). Это свидетельствует о наибольшей предпочтительности исследования сезонной ритмики условий функционирования геосистем, их устойчивости, динамики во времени на основании сезонной ритмики климата и ее индикатора — растений.

Количественные характеристики климата (в сравнении с другими компонентами геосистем) имеют наиболее длительный временной ряд, что дает возможность использования математических методов для выявления связей между параметрами климатического режима и компонентами геосистем, выявления длительных переменных состояний и тенденций их изменения за пределами ряда. Не сводя ритмику функционирования геосистем как целого к ритмике отдельных компонентов, ритмику воздушной массы рассматриваем сопряженно не только с ритмикой биотического компонента, но и других компонентов геосистем. Это дает возможность контролировать выделы ритмов и соблюсти генетический принцип в подходе к их изучению, поскольку географические компоненты в своем развитии и пространственном размещении, отмечает А. Г. Исаченко (1982), не только взаимосвязаны, но и взаимообусловлены.

Вопрос сезонной ритмики условий функционирования геосистем ОЕС в теплую (вегетационную) часть годового цикла в литературе не разработан. Исследования фенологической периодизации года единичны и касаются преимущественно востока северной тайги [Буторина Т. Н., Крутовская Е. А., 1972; Буторина Т. Н., 1979 и др.]. В работе Г. Э. Шульца «Фенологические явления лесотундры и перспективы их дальнейшего изучения» (1967) периодизация года западносибирской области зоны не находит освещения. Сезонные ритмы фаций средней тайги района Тугрского стационара Института географии Сибири и Дальнего Востока СОАН СССР (крайний юго-запад ОЕС), выделенные А. А. Мадасовой (1977), и сезоны вегетации этой территории, по Г. П. Колобковой (1981), сопоставимы лишь количественно. Наложение их на интег-



ральную кривую хода элементов климата показывает, что они (даже летний сезон в целом) занимают различное место и время в теплом периоде. Растения же, имея наиболее ярко выраженную сезонность развития, чутко реагируют на тепло, высоту солнца и продолжительность дня — исходные причины сезонности, отличающиеся устойчивостью и астрономической точностью.

Одним из «первичных критериев фаз» А. А. Мадасовой (1977) взята средняя суточная температура воздуха, но величины ее, разделяющие фазы лета, как и ограничивающие конец сезона в целом, остались невыясненными. Т. Н. Буторина (1979) отмечает отсутствие ясности термических границ лета высоких широт Сибири. Это свидетельствует о целесообразности исследования сезонной ритмики условий функционирования геосистем конкретных лет на основе ее интегральной структурной модели, сопряженно с анализом интегральных комплексных графиков посуточного хода основных элементов климата.

К обоснованию интегральной структурной модели сезонного ритма [Окишева Л. Н., 1978, 1983] нами приняты следующие исходные установки:

1) Термические критерии в  $5^\circ$  для вегетационного периода и  $10^\circ$  — для летнего сезона, эмпирически установленные и научно обоснованные для культурных растений умеренных широт, не могут быть приняты для основной территории ОЕС в силу общеизвестного закономерного понижения температур с ростом широты.

2) Климатические критерии начала лета, как и других структурных единиц вегетационного периода, должны неуклонно и постепенно понижаться с широтой, но не исключена возможность и более резкого изменения их на уже известных природных рубежах.

3) Различия в степени континентальности климата западных и восточных районов ОЕС, нарушения зональности в распределении суммарной солнечной радиации и в теплую часть года, общеизвестное запаздывание начала сезонных явлений с движением к востоку-северо-востоку, усиленное на ОЕС ростом снеготопливных запасов, не могут не вызвать различий термических критериев начала летнего сезона этих районов на одних и тех же широтах.

4) Определенные различия генетических факторов климата на восходящем и нисходящем этапах вегетационного периода, чуткая реакция растений на динамику тепла в начале вегетации и радиационные факторы — на заключительных этапах ее являются основанием для асимметрии термических критериев начал и концов сезонных ритмов.

5) Правильный сезонный ход высоты Солнца и продолжительности дня — исходных причин сезонности на Земле, отличающихся устойчивостью и астрономической точностью, свидетельствуют о симметричном расположении сезонных ритмов на интегральных кривых посуточного хода основных элементов климата как проявление его относительной устойчивости в среднем многолетнем плане.

Данные исходные установки, сопряженный анализ интегральных комплексных графиков климатического режима [Окишева Л. Н., 1978] с ходом сезонного развития биоты и других сезонных процессов, применение комплексного метода климатологии позволяют разработать интегральную структурную модель сезонного ритма условий функционирования геосистем [Окишева Л. Н., 1983], ее пространственно-временную динамику, типы, закономерность смен в конкретные годы выбранного периода и циклы.

Такой подход к исследованиям сезонности в природе вместе с комплексной характеристикой выделенных ритмов позволяет расширить базу современных ландшафтных исследований, использовать в них



данные сети метеостанций. Это весьма актуально, поскольку в ландшафтоведении наших дней, подчеркивает А. А. Крауклис (1979), сезонная ритмика природных явлений хотя и считается «само собой разумеющейся» составной частью ландшафта, но часто эти исследования не выходят за рамки фенологических. Одной из причин этого Н. Л. Беручашвили (1980) считает отсутствие разработок вопроса, как на основании эмпирических материалов стационарных исследований выделить и изучать сезоны года.

## ЛИТЕРАТУРА

Арманд А. Д. Географическое моделирование на основе сравнительного метода. — В кн.: Новое в физической географии. М., 1975, с. 56—64.

Беручашвили Н. Л. Пространственно-временной анализ и синтез природно-территориальных комплексов (на примере Кавказа): Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. — М.: Изд-во МГУ, 1980 — 45 с.

Буторина Т. Н. Биоклиматическое районирование Красноярского края. — Новосибирск: Наука, 1979. — 230 с.

Буторина Т. Н., Крутовская Е. А. Сезонные ритмы природы Средней Сибири. — М.: Наука, 1972.—155 с.

Давитая Ф. Ф. Природно-климатические условия и дифференцированное ведение сельского хозяйства. — М.: Изд-во Мин-ва сельского хозяйства СССР, 1957.—20 с.

Дьяконов К. Н. Изучение вертикальной структуры ландшафта. — В кн.: Методика ландшафтных исследований. Л., 1971, с. 67—73.

Константинов А. Р. Погода, почва и урожай. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 248 с.

Исаченко А. Г. Система основных понятий современного ландшафтоведения. — В кн.: География и современность. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1982, с. 17—50.

Колобкова Г. П. Биотические ритмы и их региональный природный анализ (на примере Кондо-Сосьвинского Приобья): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Иркутск, 1981. — 17 с.

Крауклис А. А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. — Новосибирск, 1979. — 230 с.

Мадасова А. А. Сезонный ритм и фазовые варианты структуры среднетаежных фаций. — В кн.: Природные режимы средней тайги Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 245—257.

Михайлов Н. И. Природа Сибири. Географические проблемы. — М.: Мысль, 1976. — 156 с.

Окишева Л. Н. Сезонные ритмы климата Крайнего Севера Западно-Сибирской равнины. — Вопросы географии Сибири. Томск, 1978, вып. 11, с. 97—110.

Окишева Л. Н. Структурная модель сезонной динамики климата Обь-Енисейского Севера и ее обоснование. — Вопросы географии Сибири, 1983, вып. 14, с. 26—43.

Солицев Н. А. Значение цикличности и ритмичности экзогенных ландшафтообразующих процессов. — Вестник МГУ. География, 1961, № 4, с. 3—7.

Шульц Г. Э. Фенологические явления лесотундры и перспективы их дальнейшего изучения. — В кн.: Растительность лесотундры и пути ее освоения. Л.: Наука, 1967, с. 167—169.



Н. В. Рутковская, О. Г. Акилова

## АНАЛИЗ МАКСИМАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА НА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ДУДИНКА В ХОЛОДНО- СНЕЖНУЮ ЧАСТЬ ГОДА

Объективное планирование при освоении природных богатств севера Западной Сибири настоятельно требует глубокого познания природы этого края и, в частности, его метеорологического режима.

Ветер — такой метеорологический показатель, который влияет на многие отрасли народного хозяйства, особенно на разные виды транспорта, строительные работы, нефтедобывающую промышленность.

Метеорологическая станция Дудинка располагается на северо-востоке Енисейско-Тазовой провинции лесотундры Западно-Сибирской равнины, в правобережье р. Енисей (рис. 1). В северо-восточных и северных районах провинции, примыкающих к тундре, величина максимальных скоростей ветра является наибольшей в сравнении с более южными районами провинции и частота их возникновения значительно больше.

На станции Дудинка имеется флюгёр с тяжелой доской, предназначенной для регистрации сильных ветров. Станция расположена вблизи населенного пункта и имеет наибольшую (сравнительно хорошую) степень открытости в 9—10 баллов с запада, северо-запада и севера, т. е. со стороны той части горизонта, с которой повторяемость ветра не особенно велика. Наименее открыта станция с востока (7 баллов), а преобладающими ветрами по повторяемости в холодно-снежную часть года являются восточные и юго-восточные. Следовательно, максимальные скорости ветра на этой станции могут быть несколько заниженными.

В климатическом справочнике (1967) по станции Дудинка довольно полно освещены такие показатели ветрового режима, как направление ветра и средняя его скорость. Наибольший практический интерес представляют максимальные скорости ветра в холодно-снежную часть года, когда скорости вообще велики. В то же время, по нашему мнению, они недостаточно полно охарактеризованы в имеющихся литературных источниках. В указанном справочнике есть только две таблицы — наибольшее число дней с сильным ветром и наибольшие скорости ветра различной вероятности.

Максимальная скорость ветра по сравнению с другими его параметрами представляет наибольший интерес, поскольку с ней связаны опасные и весьма опасные метеорологические явления, затрудняющие хозяйственную деятельность человека и приносящие материальный ущерб. В системе УГКС опасным метеорологическим явлением считается ветер



со скоростью от 15 до 24 м/с, а весьма опасным  $\geq 25$  м/с. Так, начиная со скорости ветра 15 м/с, в гражданской авиации запрещается полет самолетов АН-2 [Наставление, 1967], при скорости ветра 18 м/с не разрешаются полеты вертолетов МИ-4 и МИ-8, нарушается ритмическая работа других видов транспорта. Это значит, что срываются графики перевозки грузов, не доставляются к местам работы рабочие. На море при скорости ветра более 15 м/с наблюдается потеря управления малотоннажными, а при скорости в 22 м/с и более и крупнотоннажными судами [Дробышев А. Д., Кашинский С. Д., 1981]. Кроме того, скорость ветра учитывается при составлении ряда характеристик, где ветер комплексируется или с температурой, или с временем переноса снега. Например, опасным метеорологическим явлением считается метель со скоростью ветра  $\geq 7$  м/с в течение 12 ч и более, а при скорости ветра 15 м/с и больше метель считается особо опасным явлением.

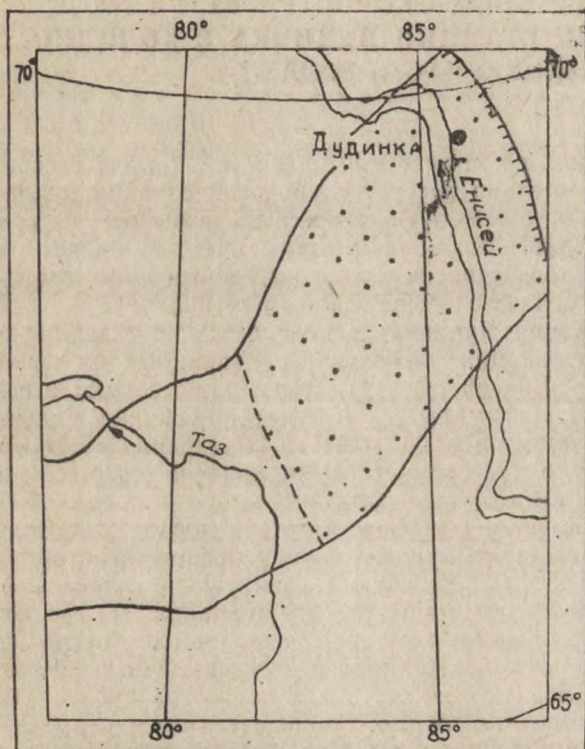


Рис. 1. Схема географического положения метеорологической станции Дудинка. Физико-географическая страна — Западно-Сибирская равнина (с востока ограничена зубчатой линией); границы лесотундры (сплошная линия); Таз-Енисейская провинция (показана точками).

Следует подчеркнуть, что в системе УГКС выделяются одни и те же опасные и весьма опасные метеорологические явления для разных физико-географических стран, без учета физико-географических особенностей каждой. Это приведет к тому, что обычно выявляются не все опасные и весьма опасные явления, присущие данному району. Этот недостаток замечен и другими исследователями. Совершенно справедливо А. Д. Дробышев и С. Д. Кашинский (1981) указывают, что удовлетворить запросы различных потребителей одной характеристикой по ветру невозможно. Они рекомендуют вместо необоснованных «абсолютных» критериев особо опасных явлений для всей территории СССР использовать экстремум определенной обеспеченности, например 5—7%, т. е. экстремум, возможный один раз в 15—20 лет. «В этом случае, хотя обеспеченность будет постоянная для всей территории, значение самого экстремума, являющегося особо опасным, будет различным в зависи-



мости от индивидуальных климатических особенностей района исследования, потребителя конкретной народнохозяйственной организации и отрасли» (с. 6).

Представляется, что эти данные должны быть изображены в удобном для потребителя виде и не только за месяц и более продолжительные отрезки времени, но и за каждые сутки, поскольку только тогда представляется возможность рассматривать динамику максимальных скоростей ветра во времени. Такой формой являются графики их посуточного хода.

Полезно на этих графиках также показать границы структурных единиц холодно-снежной части года, так как каждой структурной единице соответствует определенный уровень радиационного баланса и каждая структурная единица отличается только ей присущей повторяемостью основных форм циркуляции атмосферы и классов погод. Показав границы структурных единиц, легко объяснить, почему в отдельные фазы холодно-снежной части года максимальные скорости ветра имеют более высокие значения, а в другие они ниже.

Чтобы показать посуточный ход максимальных скоростей ветра, из основных таблиц ТМ-1 были выбраны их значения по станции Дудинка для каждых суток холодно-снежной части года, для каждого года 35-летнего периода (с зимы 1935/36 по зиму 1969/70 г.), а затем были определены: 1) максимальная скорость ветра за этот период; 2) скорость ветра 5% обеспеченности, т. е. встречающаяся один раз в 20 лет; 3) скорость ветра 7% обеспеченности, т. е. встречающаяся один раз в 15 лет и 4) средняя из максимальных скоростей ветра за 35-летний период (рис. 2).

Полученные графики могут быть использованы как при прогнозе погоды на одни или несколько суток, так и на фазу или зимний сезон года.

Рассмотрим материалы по структуре холодно-снежной части года для станции Дудинка. Зимой в лесотундре, расположенной в субарктической зоне, господствующим является арктический воздух, и структура зимы лесотундры имеет сходство с зоной тундры [Рутковская Н. В. и др., 1975], т. е. она четырехфазная. К холодно-снежной части года кроме зимы еще относятся фазы «предзимье» и «снеготаяние». Таким образом, средняя многолетняя структура холодно-снежной части года на станции Дудинка шестифазная.

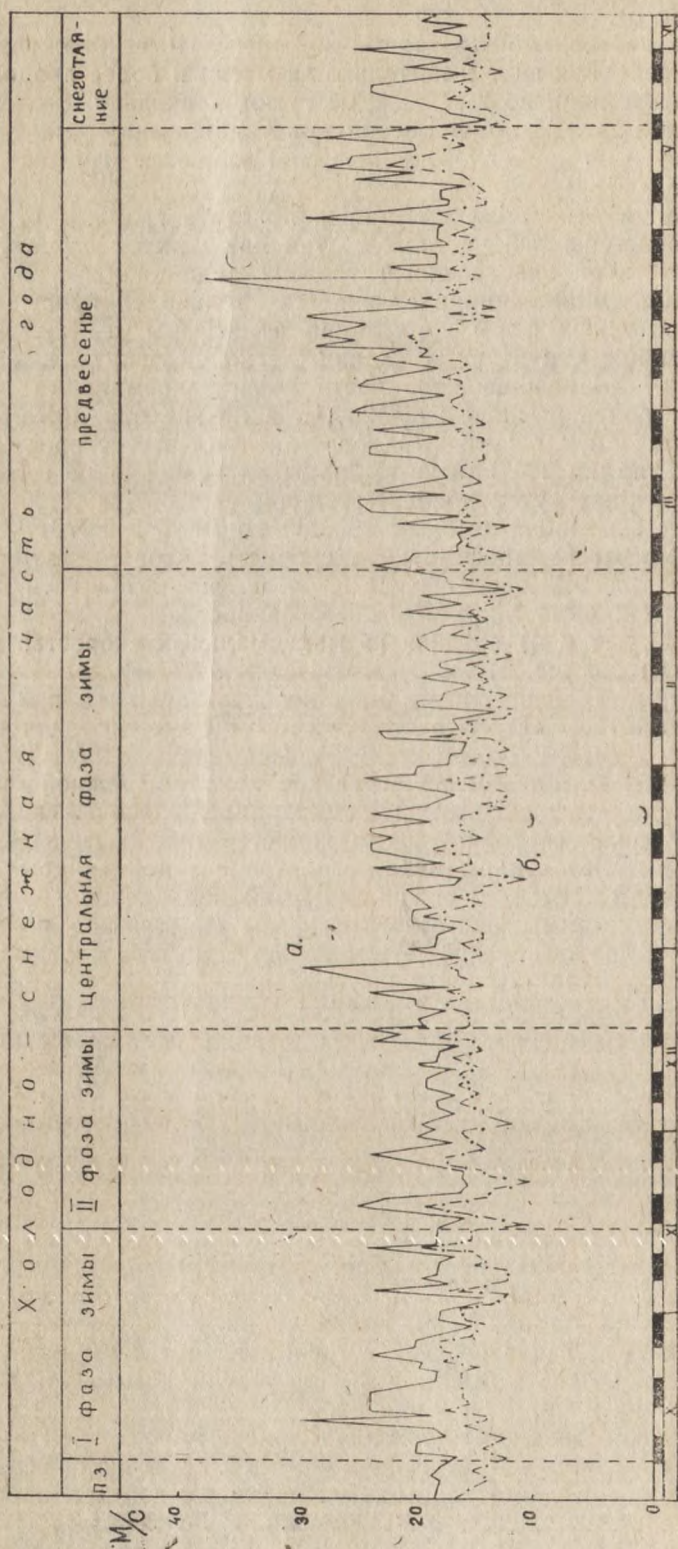
Начало ее приходится на 1 октября. Оно отмечается образованием первого, еще неустойчивого, снежного покрова и переходом средней суточной температуры воздуха через  $0^{\circ}$ . В фазу «предзимье» интенсивное развитие получает западная форма циркуляции. Существенно меняется характер подстилающей поверхности. Наблюдается чередование зимнего аспекта ландшафта с осенним.

Зима начинается 6 октября. Начало ее знаменуется образованием устойчивого снежного покрова и наступлением устойчивых морозов. Резко возрастает величина отраженной радиации, радиационный баланс становится отрицательным. Наибольшую повторяемость получает умеренно-морозный класс погоды. В эту фазу 41% от общего количества дней бывает с западной формой циркуляции.

Устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через  $-18^{\circ}$  на ветве ее спада означает начало второй фазы зимы. В среднем многолетнем она начинается 9 ноября.

Центральная фаза зимы, т. е. ее холодное ядро, с обеих сторон ограничивается устойчивым переходом средней суточной температуры воздуха через  $-26^{\circ}$ . Это последний устойчивый переход средней суточной температуры воздуха в зимнем сезоне. Устойчивого ее перехода через  $-27^{\circ}$  на станции Дудинка не бывает. Наибольшую повторяемость







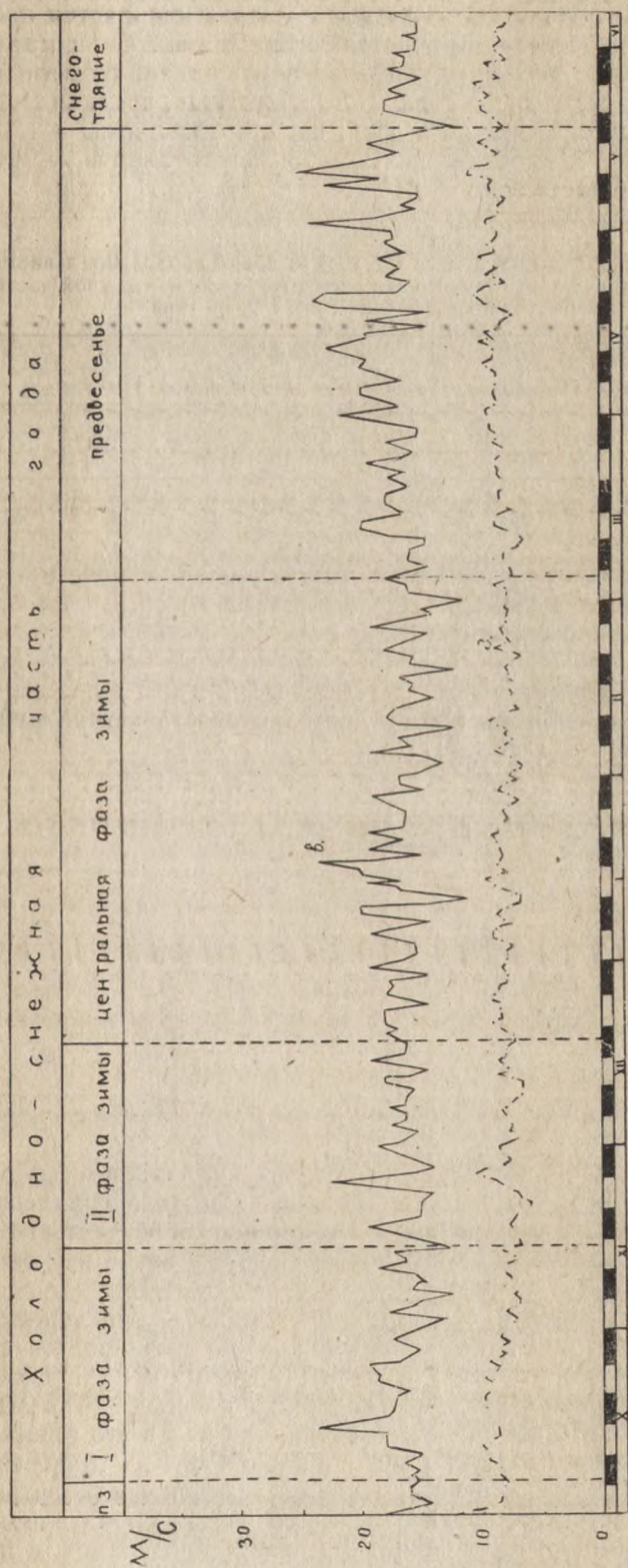


Рис. 2. Посуточный ход максимальных скоростей ветра за холодно-снежную часть года (за период 1935/36—1969/70 гг.): *a* — максимальная скорость ветра (из максимальных значений за 35-летний период); *б* — максимальная скорость ветра 7% обеспеченности; *в* — максимальная скорость ветра 5% обеспеченности; *г* — средняя из максимальных скоростей ветра; пз — предзимье



в эту фазу получает восточная форма циркуляции. На нее приходится 54% от общего количества дней за фазу. Третья фаза начинается 18 декабря и заканчивается 4 марта. С 5 марта начинается последняя фаза зимы «предвесенье». Кончается зима 18 мая. С 19 мая начинается фаза «снеготаяние». Дата окончания ее совпадает с датой разрушения устойчивого снежного покрова — 5 июля. Итак, средняя продолжительность фазы «предзимье» — 5 дней, первой фазы зимы — 39, второй — 34, третьей — 77, «предвесенья» — 75, «снеготаяния» — 18 и всей холодно-снежной части года — 248 дней.

Таблица 1

Доля дней с сильным ветром (15 м/с) от общей продолжительности фазы (в днях и в %) по структурным элементам холодно-снежной части года на станции Дудинка с 1935/36 по 1969/70 г.

| Предзимье |    | Зима   |   |         |   |          |   |         |    | Снеготаяние |    |
|-----------|----|--------|---|---------|---|----------|---|---------|----|-------------|----|
|           |    | I фаза |   | II фаза |   | III фаза |   | IV фаза |    |             |    |
| дни       | %  | дни    | % | дни     | % | дни      | % | дни     | %  | дни         | %  |
| 1         | 20 | 3      | 8 | 3       | 9 | 2        | 3 | 8       | 11 | 2           | 11 |

По ежесуточным данным о максимальной скорости ветра была также произведена выборка числа дней, в которые она доходила до 15 м/с или больше (табл. 1).

Наибольшую скорость ветра различной вероятности приводим из работы А. Д. Дробышева (1976), поскольку в ней в сравнении с климатическим справочником (1967) дается скорость ветра, возможная еще и один раз в 50 лет (табл. 2).

Таблица 2

Наибольшая скорость ветра (м/с) различной вероятности (Дробышев А. Д., 1976)

| Скорость ветра, возможная один раз в |       |        |        |        |        |
|--------------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|
| год                                  | 5 лет | 10 лет | 15 лет | 20 лет | 50 лет |
| 28                                   | 32    | 34     | 35     | 36     | 40     |

Проанализируем посуточный ход максимальных скоростей ветра в холодно-снежную часть года.

В ходе указанных скоростей отмечаются такие закономерности:

1) из-за того, что в вегетационную часть года градиенты давления значительно ниже в сравнении с холодно-снежной частью года, в начале и конце последней максимальные скорости ветра имеют низкие значения;

2) начало каждой структурной единицы характеризуется уменьшением их величины, поскольку начало обуславливается затокном холодного арктического воздуха и формированием над рассматриваемой территорией области высокого давления, а конец — знаменуется усилением максимальных скоростей ветра, так как в это время интенсивно развивается западная или меридиональная форма циркуляции;

3) наибольших значений максимальные скорости ветра достигают в фазу «предвесенье», когда отмечается частая смена одних форм циркуляции другими, а наименьших — в фазу «предзимье», в пору наименьших градиентов давления;



4) в центральную фазу зимы вследствие наибольших градиентов давления максимальные скорости ветров выше, чем во вторую фазу зимы.

Максимальная скорость ветра за сутки, выбранная из максимальных значений за 35-летний период, в большинстве дней холодно-снежной части года более 15 м/с, в основном она варьирует от 18 до 23 м/с, выше 25 м/с она достигала: в фазу «предвесенье» 17 раз (особенно часто с третьей пентады апреля по 17 мая), в центральную фазу зимы — три и первую фазу зимы два раза. В фазы «предзимье», «снеготаяние», а также во вторую фазу зимы максимальные скорости ветра 25 м/с не достигали ни разу. Один раз за 35-летний период (21 апреля 1967 г.) скорость ветра имела ураганную силу (35 м/с).

На станции Дудинка ежегодно возможны скорости ветра до 28 м/с, один раз в 20 лет — до 36 м/с и один раз в 50 лет — до 40 м/с.

Максимальные скорости ветра 5% обеспеченности в основном варьируют от 15 до 20 м/с. Более 25 м/с они отмечались только один раз за рассматриваемый период в фазу «предвесенье» (рис. 2).

Максимальные скорости ветра 7% обеспеченности в большинстве суток колебались от 15 до 18 м/с, выше 20 м/с они бывали всего несколько раз в фазу «предвесенье».

Наименьший размах колебаний имеют средние из максимальных скоростей ветра. Во все сутки холодно-снежной части года они ниже 15 м/с, а в большинстве суток ниже 10 м/с.

Итак, максимальные скорости ветра 5% и 7% обеспеченности, бесспорно, являются для станции Дудинка опасным метеорологическим явлением, а максимальные скорости ветра (из максимальных значений за 35-летний период) могут считаться особо опасным метеорологическим явлением.

## ЛИТЕРАТУРА

Дробышев А. Д. Распределение максимальных скоростей ветра на территории Западной Сибири и методы их расчета. — В кн.: Вопросы климатологии. Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 60—73.

Дробышев А. Д., Кашинский С. Д. О климатологическом прогнозе опасных явлений погоды на территории региона Сибири и Урала. — В кн.: Вопросы региональной климатологии и механизации обработки метеорологической информации. М.: Гидрометеиздат, 1981, с. 3—17.

Рутковская Н. В., Пустовайт С. А., Севостьянова Л. В. Средняя многолетняя структура зимы в тундре Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Материалы исследования природной среды и населения Западной Сибири. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1975, с. 27—37.

Справочник по климату СССР, вып. 21, ч. 3. Ветер. — Л.: Гидрометеиздат, 1967, с. 253.



В. А. Земцов

## К РАСЧЕТУ КОЭФФИЦИЕНТОВ ВАРИАЦИИ ГОДОВОГО СТОКА В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Исследованию временной изменчивости годового стока рек СССР, Западной Сибири и отдельных ее частей посвящено много работ [Воскресенский К. П., 1962; Шмаков В. М., 1964; Плиткин Г. А., 1976; Кулиш В. П., 1980 и др.]. Однако вопрос о влиянии площади водосбора  $F$  на коэффициенты вариации годового стока  $C_v$  не вполне ясен. Обычно при картировании коэффициентов вариации таким влиянием для широкого диапазона площадей водосбора пренебрегают, однако формулы, рекомендуемые для расчета коэффициентов вариации на неизученных реках (в частности, формула К. П. Воскресенского), показывают, что оно может быть весьма заметным. В настоящей статье делается попытка на основании данных по стоку рек указанной территории по 1977 г. включительно количественно оценить влияние площади водосбора и некоторых местных физико-географических факторов на коэффициенты вариации годового стока в лесной зоне Западно-Сибирской равнины и уточнить методы расчета последних.

Существуют две главные причины снижения коэффициентов вариации с ростом площади водосбора в увлажненных районах: 1) с увеличением размеров бассейна усиливается асинхронность процессов формирования стока в разных его частях; 2) возрастает доля сильно зарегулированного подземного притока в реки.

Принципиальное решение вопроса о роли первой причины — асинхронности — нашло отражение в формуле, предложенной С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем в 1934 г.:

$$C_v = C_{v0} \sqrt{\bar{r}},$$

где  $C_{v0}$  — коэффициент стока элементарных ( $F \rightarrow 0$ ) бассейнов;  $\bar{r}$  — средний коэффициент корреляции между стоком элементарных бассейнов, убывающий с ростом  $F$ . Значение  $r$  по Г. П. Калинину (1968), может быть установлено для каждого водосбора с помощью пространственной корреляционной функции (ПКФ) стока  $r = r(L)$ , если известно среднее расстояние между элементарными бассейнами  $L$ , численно равное среднему расстоянию от центра тяжести данного бассейна до водораздела. Последнее связано с  $F$  соотношением  $L = 0,6 \sqrt{F}$ , поэтому величину  $\bar{r}$  можно определить через площадь водосбора. Чем быстрее затухает корреляция с увеличением расстояния между бассейнами, тем сильнее уменьшается коэффициент вариации с ростом  $F$ . Более детальное исследование асинхронности с привлечением характеристик речной



сети [Лобанова Н. И., Кононенко Л. А., 1977] в конечном итоге также приводит к установлению довольно тесной зависимости между коэффициентами вариации и площадью водосбора.

Результирующую же тенденцию изменения коэффициентов вариации при возрастании  $F$  с учетом их зональных особенностей обычно аппроксимируют эмпирическими зависимостями  $C_v$  от нормы годового стока  $M$  и площади водосбора. Для расчета коэффициентов вариации на неизученных реках СССР рекомендуется формула К. П. Воскресенского

$$C_v = \frac{A'}{M^{0.4} (F + 1000)^{0.1}} \quad (1)$$

или, при наличии крупных проточных озер выше расчетного створа, формула, основанная на исследованиях Л. Д. Соколовского и М. Э. Шевелева по рекам ЕТС:

$$C_v = \sigma' - 0,29 \lg M - 0,063 \lg (F+1) - 0,08 \lg (f_0+1),$$

где  $A'$ ,  $\sigma'$  — параметры определяемые по данным пунктов-аналогов;  $M$  — норма годового стока в л/(с · км<sup>2</sup>),  $F$  — площадь водосбора в км<sup>2</sup>,  $f_0$  — озерность водосбора в процентах [Руководство, 1973].

Для решения поставленных задач нами использованы значения коэффициентов вариации по 101 бассейну лесной зоны. В пунктах-аналогах с продолжительностью наблюдений более 30 лет они подсчитаны методом моментов. Коэффициенты вариации коротких рядов длиной не менее 10 лет приведены к многолетнему периоду по пунктам-аналогам. Взятые бассейны имеют площадь от 110 до 95100 км<sup>2</sup>, а 7 из них — до 1000 км<sup>2</sup>.

Сначала нами сделана попытка оценить влияние площади водосбора на коэффициенты вариации, учитывая только асинхронность формирования стока в бассейнах. С этой целью вычислены ПКФ годового стока в разных районах лесной зоны (рис. 1). Линейные размеры районов не превышают 400 км, поэтому при статистическом анализе гипотеза однородности и изотропности, как правило, не отвергается. Значения параметра  $a$ , характеризующего в формуле  $r = 1 - aL$  быстроту затухания корреляции с ростом  $L$ , невелики: от 0,0008 до 0,0015 при среднем для лесной зоны 0,0012 1/км. Они изменяются по территории нерегулярно. Зависимость  $C_v$  от площади водосбора, оцениваемая, по Г. П. Калинин, коэффициентом

$$K = C_v / C_{v0} = \sqrt{1 - 0,6a \sqrt{F}}, \quad (2)$$

прослеживается довольно слабо (табл. 1).

Таблица I

Значения коэффициента  $K = C_v / C_{v0}$ , вычисленные по разным формулам

| Площадь<br>бассейна<br>$F$ , км <sup>2</sup> | Лесная зона Западно-Сибирской<br>равнины |        |        |                | ЕТС по<br>Г. П. Ка-<br>линину,<br>формула<br>(2) при<br>$a=0,0014$ | Вся территория<br>СССР по<br>К. П. Воскре-<br>сенскому, фор-<br>мула (1) |
|----------------------------------------------|------------------------------------------|--------|--------|----------------|--------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|
|                                              | Значение параметра $a$<br>в формуле (2)  |        |        | Формула<br>(3) |                                                                    |                                                                          |
|                                              | 0,0008                                   | 0,0015 | 0,0012 |                |                                                                    |                                                                          |
| 10                                           | 1,0                                      | 1,0    | 1,0    | 1,0            | 1,0                                                                | 1,0                                                                      |
| 100                                          | 1,0                                      | 1,0    | 1,0    | 0,99           | 1,0                                                                | 0,99                                                                     |
| 1000                                         | 0,99                                     | 0,99   | 0,99   | 0,96           | 0,99                                                               | 0,93                                                                     |
| 10000                                        | 0,97                                     | 0,95   | 0,96   | 0,87           | 0,96                                                               | 0,79                                                                     |
| 50000                                        | 0,94                                     | 0,89   | 0,92   | 0,79           | 0,91                                                               | 0,68                                                                     |
| 100000                                       | 0,92                                     | 0,85   | 0,88   | 0,76           | 0,86                                                               | 0,63                                                                     |



Затем в рамках общей линейной модели регрессии исследовалась зависимость коэффициентов вариации от зональных факторов, характеризующихся среднесовокупным модулем годового стока, и площади водосбора. Проверка на адекватность, по рекомендациям Н. Дрейпера и Г. Мита (1973), показала, что модель

$$C_v = a_1 - a_2 \lg M - a_3 \lg (F + 1)$$

( $a_1, a_2, a_3$  — параметры), отвечающая формуле Д. Л. Соколовского и М. Э. Шевелева, для рек исследуемой территории неадекватна: при низких и высоких значениях  $\lg M$  рассчитанные значения  $C_v$  меньше фактических, а при  $\lg M$ , близких к средним, — наоборот. Адекватная модель имеет структуру формулы К. П. Воскресенского, но сильно отличается значениями параметров:

$$C_v = \frac{A}{M^{0,79} (F + 1000)^{0,06}}, \quad (3)$$

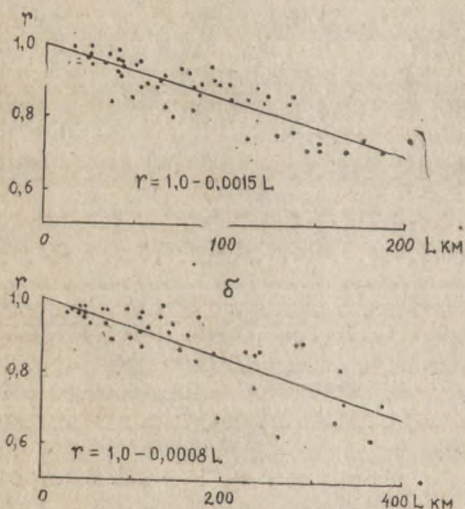


Рис. 1. Пространственные корреляционные функции годового стока рек лесной зоны Западно-Сибирской равнины: а — бассейны Тары и Уя; б — бассейны Чаи, Парабели и Васюгана

где  $A = 1,77$ . Она получена в результате потенцирования линейного относительно логарифмов предиктанта и предикторов уравнения регрессии, характеризующегося полным коэффициентом корреляции  $0,96 \pm 0,01$ . Влияние площади водосбора статистически значимо. Средняя относительная ошибка вычисления коэффициентов вариации по 101 бассейну 12,0%. Заметим, что если одним из предикторов взять не фактическую, а зональную (снятую с карты на рис. 2) норму стока  $M_z$ , вид и параметры зависимости получаются такими же, что и в формуле (3), но ошибка увеличивается до 13,4%. Сравнение параметров формул (1) и (3) свидетельствует, что в лесной зоне Западно-Сибирской равнины роль зональных факторов в распределении коэффициентов вариации по территории больше, а влияние площади водосбора слабее, чем в среднем по СССР. Возможно, это объясняется ярче выраженной зональностью природных условий равнины и большей однородностью факторов формирования стока в речных бассейнах.

Коэффициенты  $K = C_v/C_{v0}$ , соответствующие различным формулам, приведены в табл. 1, откуда следует, что формулы, учитывающие только асинхронность стока в разных частях бассейна, показывают меньшее влияние площади водосбора на  $C_v$ . По-видимому, такая оценка не отражает ряд процессов, происходящих на поверхности и в недрах бассейна. Известно, например, что в засушливых районах коэффи-



циенты вариации при увеличении  $F$  могут даже возрастать [Естафьев Г. А., 1975], хотя корреляция стока элементарных бассейнов закономерно снижается. На нашей же территории обратная зависимость коэффициентов вариации от площади водосбора может усиливаться за счет изменения доли подземного притока либо каких-то других не учтенных формулой (2) факторов. Поэтому предпочтение следует отдать формуле (3), которая основана не на косвенных данных, а непосредственно аппроксимирует связь  $C_v = C_v(M, F)$ .

Из табл. 1 видно, что по формуле (3) влияние  $F$  в диапазоне 1000—50000 км<sup>2</sup> близко к допустимой точности вычисления коэффициентов вариации по материалам наблюдений. Поэтому правомерно картографировать  $C_v$  без учета площади водосбора, как это и сделано в СН 435-72. Такую карту можно использовать только в указанном диапазоне площадей, для расширения которого необходимо учитывать тенденцию

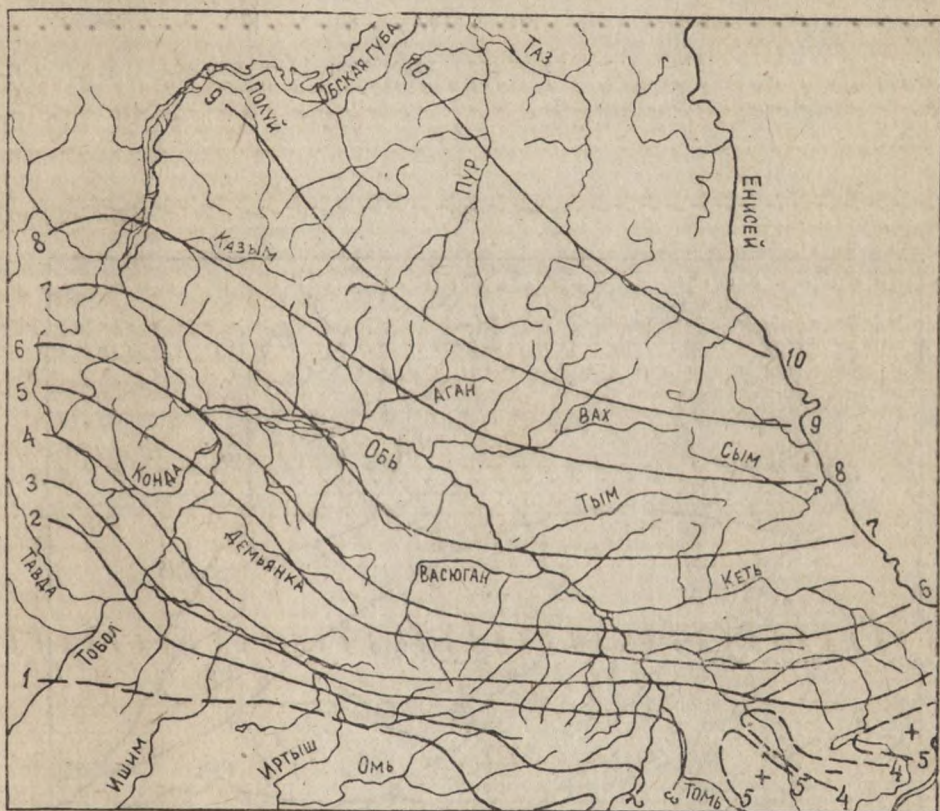


Рис. 2. Норма годового стока средних рек лесной зоны  $M_3$ , л/(с·км<sup>2</sup>)

снижения коэффициентов вариации с ростом  $F$ , применяя более корректный подход к картографированию коэффициентов вариации. С помощью формулы (3) фактические значения  $C_v$  в 101 створе приведены нами к единой площади 2000 км<sup>2</sup> и построена карта изолиний  $C_{v2000}$  (рис. 3), по которой определяются зональные значения  $C_{v2000}$  неизученных рек без ограничений в площади водосбора, а затем вводится поправка на влияние  $F$ ;

$$C_v = C_{v2000} \left( \frac{3000}{F + 1000} \right)^{0.06} \quad (4)$$

Применение карты изолиний  $C_{v2000}$  совместно с формулой (4) дает наиболее высокую точность определения  $C_v$  (табл. 2). Карта СН 435-72 существенно занижает коэффициенты вариации в южных районах.



Сравнение точности определения  $C_v$  годового стока разными способами

| Способ определения $C_v$                                                   | Число бассейнов | Средняя относительная ошибка, % | Процент относительных ошибок в диапазоне |         |      | Максимальная относительная ошибка, % |
|----------------------------------------------------------------------------|-----------------|---------------------------------|------------------------------------------|---------|------|--------------------------------------|
|                                                                            |                 |                                 | 0—20 %                                   | 20—40 % | 40 % |                                      |
| По карте СН 435-72                                                         | 87              | 15,1                            | 71                                       | 24      | 5    | 58,8                                 |
| По карте изолиний $C_v_{2000}$ с последующим расчетом $C_v$ по формуле (4) | 101             | 9,4                             | 89                                       | 9       | 2    | 48,4                                 |
|                                                                            | 87              | 8,6                             | 91                                       | 9       | 0    | 39,4                                 |
| По формуле (3) с подстановкой $M_3$                                        | 101             | 13,4                            | 80                                       | 17      | 3    | 56,5                                 |

Примечание. 101 — общее количество бассейнов; 87 — количество бассейнов с площадями от 1000 до 50000 км<sup>2</sup>

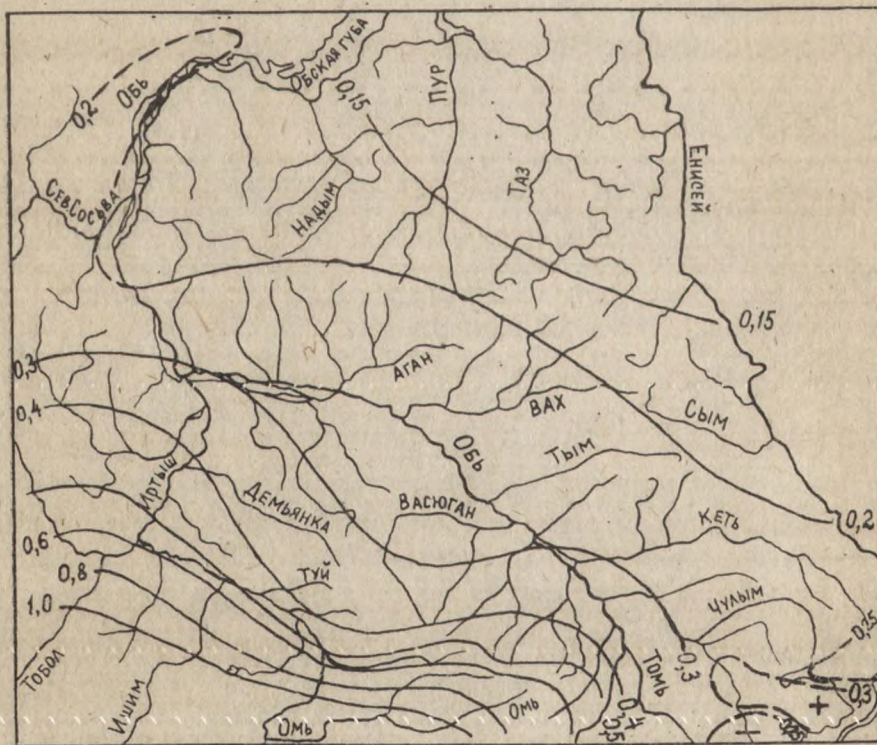


Рис. 3. Приведенные к площади водосбора 2000 км<sup>2</sup> коэффициенты вариации  $C_v_{2000}$  годового стока рек лесной зоны



Ранее нами было показано, что в ряде районов равнины с увеличением относительной площади дренированных типов местности в бассейне ( $f_d$ ) на фоне зональных условий возрастает подземное питание рек, а также естественная зарегулированность внутригодового распределения стока [Земцов В. А., 1979]. Это способствует и выравниванию многолетних колебаний среднегодовых расходов. Дренированные типы местности занимают всю территорию бассейна, кроме заболоченных водораздельных и приводораздельных пространств. Величину  $f_d$  можно определить по карте «Растительность Западно-Сибирской равнины» (1976), а для бассейнов малых рек — по топографическим, почвенным или ландшафтным картам более крупного масштаба. Так как полученные по разным картам значения  $f_d$  линейно связаны, для малых рек они легко приводятся к показаниям карты растительности.

Достаточно ясную зависимость отношения  $K_1$  фактических значений коэффициента вариации к рассчитанным по формуле (4) от величины  $f_d$  удалось обнаружить только для южных районов лесной зоны Обь-Иртышского междуречья — бассейны рр. Тара, Уй, Чая, Парабель (рис. 4). Хотя относительные отклонения фактических значений коэффициента вариации  $C_{vf}$  от рассчитанных  $C_{vp}$  редко превышают  $\pm 20\%$ , ее нельзя объяснить только случайными ошибками исходных данных. Зависимость на рис. 4 можно использовать для введения поправок к рассчитанным по формуле (4) коэффициентам вариации стока рек с площадью водосбора более  $300\text{--}400\text{ км}^2$  в бассейнах Тары и Уя и более  $2000\text{ км}^2$  в бассейнах Чаи и Парабели на влияние  $f_d$ .

Исходя из изложенного, предлагается следующий порядок расчета коэффициентов вариации неизученных рек:

- 1) по карте на рис. 3 определяется  $C_{v2000}$ ;
- 2) по формуле (4) вычисляется  $C_{vp}$ ;
- 3) если расчетный бассейн находится в районе действия зависимости  $K_1 = K_1(f_d)$  на рис. 4, то по ней определяется поправочный коэффициент  $K_1$ ;
- 4)  $C_{vp}$  умножается на  $K_1$ .

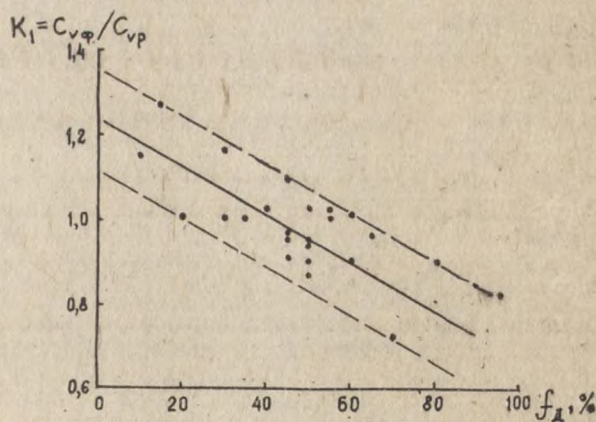


Рис. 4. Зависимость поправочного коэффициента  $K_1$  от величины  $f_d$  на юге лесной зоны Обь-Иртышского междуречья

Для определения коэффициентов вариации стока неизученных рек предлагается также формула (3), значение параметра  $A$  в которой вычисляется обратным путем по данным реки-аналога. В южных районах лесной зоны Обь-Иртышского междуречья бассейн-аналог и расчетный бассейн должны иметь близкие значения  $f_d$ .



Рассмотренным выше способам расчета, основанным на выборочных оценках  $C_v$  методом моментов свойственно некоторое занижение истинных значений коэффициентов вариации. Преимущества метода моментов заключаются в простоте вычислений и в том, что он не накладывает жестких требований в отношении закона распределения вероятностей случайных величин. Однако выборочные оценки коэффициентов вариации имеют отрицательное смещение тем большее, чем меньше объем выборки и выше корреляция между смежными членами ряда. Поэтому полученные по картам и формулам значения  $C_v$ , превышающие 0,5—0,6, целесообразно исправлять на смещенность, по рекомендации А. В. Рождественского (1977). Исходными величинами для этого являясь смещенная оценка коэффициента вариации, длина выборки, коэффициент корреляции  $r_1$  между смежными членами ряда и отношение коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации  $C_s/C_v$ .

Групповой статистический анализ коэффициентов корреляции между среднегодовыми расходами смежных лет по 40 бассейнам рассматриваемой территории показывает, что исправленные на смещенность по формуле А. В. Рождественского значения  $r_1$  связаны с зональной нормой стока зависимостью, координаты которой приведены в табл. 3. Характер зависимости соответствует представлениям об усилении инерционности гидрологических процессов с уменьшением увлажнения. Коэффициент корреляции  $r_1$  определяется по табл. 3, длина выборки принимается равной средней продолжительности наблюдений в стоках-аналогах (37 лет), которые использовались для приведения коэффициентов вариации коротких рядов к многолетнему периоду, а  $C_s/C_v = 2$ . Максимальная величина поправки на смещенность на юге лесной зоны достигает 5—6% от неисправленной величины коэффициента вариации.

Таблица 3

Зависимость коэффициентов корреляции среднегодовых расходов смежных лет от зональной нормы годового стока

| Зональная норма стока $M_3$ , л/(с · км <sup>2</sup> )          | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6—9 |
|-----------------------------------------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Значения функции $r_1 = r_1(M_3)$ , исправленные на смещенность | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,4 |

### Выводы

1. Зависимость коэффициентов вариации годового стока от зональных факторов и площади водосбора в лесной зоне Западно-Сибирской равнины наилучшим образом выражается формулой (3), имеющей структуру формулы К. П. Воскресенского, но другие значения параметров. Вследствие своеобразия природных условий рассматриваемой территории влияние зональных факторов на коэффициент вариации сказывается сильнее, а площади водосбора — слабее, чем в среднем по СССР.

2. Карта изолиний коэффициентов вариации, приведенных к площади водосбора 2000 км<sup>2</sup>, наиболее полно отражает зональные особенности вариации годового стока. Определенные по карте значения  $C_{v2000}$  корректируются по формуле (4) на влияние площади водосбора.

3. На юге лесной зоны Обь-Иртышского междуречья на коэффициенты вариации заметно влияет степень дренированности территории, характеризующаяся величиной  $f_d$ . Это обстоятельство необходимо учитывать при подборе аналогов для определения параметра  $A$  в форму-



ле (3) и при расчете коэффициентов вариации по карте изолиний  $C_{v2000}$  и формуле (4), вводя соответствующие поправки.

4. Высокие значения коэффициентов вариации (более 0,5—0,6) должны исправляться на смещенность по рекомендациям А. В. Рождественского, если при их определении использовались способы, основанные на выборочных оценках коэффициентов вариации методом моментов.

5. Предложенные нами карты и зависимости позволяют существенно повысить точность расчета коэффициентов вариации годового стока неизученных рек лесной зоны Западно-Сибирской равнины.

## ЛИТЕРАТУРА

Воскресейский К. П. Нормы и изменчивость годового стока рек Советского Союза. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 280 с.

Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. — М.: Статистика, 1973. — 392 с.

Естафьев Г. А. Годовой сток рек Северо-Востока европейской части СССР. — Л.: Наука, 1975. — 100 с.

Земцов В. А. Влияние физико-географических условий на естественную зарегулированность стока рек Западно-Сибирской равнины. — Вопросы географии Сибири. Томск, 1979, вып. 12, с. 46—58.

Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 376 с.

Кулиш В. П. Картографирование характеристик годового стока (на примере Западной Сибири). — В кн.: Природные ресурсы и размещение производительных сил Тюменского Приобья. Тюмень, 1980, с. 80—90.

Лобанова Н. И., Кононенко Л. А. Структурно-статистические закономерности вариации стока вдоль восточного участка трассы БАМа. — Тр./Дальневост. н.-и. гидрометеорол. ин-т, 1977, вып. 66, с. 77—85.

Плиткин Г. А. Водный баланс Западной Сибири. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 247 с.

Растительность Западно-Сибирской равнины. М 1:1 500 000. — М.: ГУГК, 1976. — 4 листа.

Рождественский А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 270 с.

Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 111 с.

Шмаков В. М. Годовой сток рек Западной Сибири и методика расчета его колебаний. — В кн.: Водные ресурсы Западной Сибири. Новосибирск, 1964, с. 5—25.



Б. М. Кривоносов

## ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ПЕРИОДА НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЯ В АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В отдельных регионах, в частности в Алтае-Саянской горной стране, наледеобразование обусловлено особенностями рельефа, климата, гидрографии, наличием сезонной и вечной мерзлоты и рядом других факторов.

Специфика наледеобразования в значительной степени зависит от зимних температурных условий и условий влажности почвогрунтов в зимний сезон года. Остановимся на некоторых результатах этих зависимостей.

Сильные морозы интенсивно способствуют увеличению толщины льда на реках и постепенному сужению живого сечения водотока или полному промерзанию его. Промерзание русла на перекатах является следствием влияния низких температур и причиной выхода речных вод на поверхность, то есть причиной образования наледей. Образование трещин в толще льда на реках и озерах также является следствием влияния температуры (большие температурные градиенты). Итак, термическое расширение льда часто приводит к образованию наледи.

Мощный снежный покров в одних случаях благоприятствует, в других мешает наледеобразованию. В случаях образования наледи снег является дополнительной составной частью наледного льда. При отсутствии снега на поверхности земли и сильных морозах процессы наледеобразования интенсифицируются.

Образование наледи на поверхностных водотоках обеспечивается не только перехватом или сужением русла, но и резко меняющимся режимом рек на отдельных участках. Такими условиями характеризовалась зима 1977/78 г. в центральном и юго-восточном районах Алтая. Ледовый покров почти на всем протяжении рр. Катунь, Чуя, Кубадру, Башкаус и др. часто прерывался наличием больших и малых пойней, ниже которых располагались наледи, разлившиеся на поймы или в пределах русла.

В отдельные зимы при определенных гидрометеорологических условиях формирование больших по площади и по толщине отложений наледей происходит за счет излияния на дневную поверхность подземных вод. Из работ ряда авторов [Мандаров А. А., Толстяков Д. Н., 1973 и др.] известно, что при промерзании грунтов происходит миграция влаги из нижних талых слоев в верхние промерзающие. Увеличивается влажность грунта не только во вновь промерзающем слое, но и в вышележащих слоях, которые промерзли или начали промерзать раньше. Ряд исследователей [Ананян А. А., 1960; Мандаров А. А., Толстя-



## Временные характеристики периода потенциальной наледной аккумуляции

| Пункт                              | Даты наступления ср. суточной температуры воздуха |                          | Продолжительность аккумулятивного периода, дни |
|------------------------------------|---------------------------------------------------|--------------------------|------------------------------------------------|
|                                    | осенью $\leq -5^{\circ}$                          | весной $\geq -5^{\circ}$ |                                                |
| 1                                  | 2                                                 | 3                        | 4                                              |
| Горно-Алтайская автономная область |                                                   |                          |                                                |
| Катунь                             | 19.X                                              | 14.IV                    | 178                                            |
| Ак-Кем                             | 16.X                                              | 19.IV                    | 196                                            |
| Кара-Тюрек                         | 8.X                                               | 1.V                      | 206                                            |
| Кош-Агач                           | 18.X                                              | 6.IV                     | 171                                            |
| Катанда                            | 30.X                                              | 28.III                   | 150                                            |
| Усть-Кокса                         | 30.X                                              | 27.III                   | 149                                            |
| Усть-Улаган                        | 22.X                                              | 2.IV                     | 163                                            |
| Онгудай                            | 1.XI                                              | 23.III                   | 143                                            |
| Усть-Кан                           | 1.XI                                              | 26.III                   | 146                                            |
| Чемал                              | 16.XI                                             | 14.III                   | 119                                            |
| Яйлю                               | 22.XI                                             | 13.III                   | 112                                            |
| Кызыл-Озек                         | 6.XI                                              | 30.III                   | 145                                            |
| Турочак                            | 3.XI                                              | 28.III                   | 146                                            |
| Алтайский край                     |                                                   |                          |                                                |
| Соусканиха                         | 6.XI                                              | 30.III                   | 145                                            |
| Краснощеково                       | 10.XI                                             | 27.III                   | 138                                            |
| Успенское                          | 8.XI                                              | 24.III                   | 137                                            |
| Змеиногорск                        | 8.XI                                              | 26.III                   | 139                                            |
| Тогоул                             | 4.XI                                              | 1.IV                     | 149                                            |
| Кемеровская область                |                                                   |                          |                                                |
| Усть-Кабырза                       | 2.XI                                              | 31.III                   | 150                                            |
| Кондома                            | 2.XI                                              | 31.III                   | 150                                            |
| Кузедеево                          | 5.XI                                              | 30.III                   | 146                                            |
| Крапивино                          | 4.XI                                              | 2.IV                     | 150                                            |
| Центральный Рудник                 | 31.X                                              | 2.IV                     | 154                                            |
| Тисуль                             | 4.XI                                              | 26.III                   | 143                                            |
| Красноярский край                  |                                                   |                          |                                                |
| Минусинск, оп. поле                | 3.XI                                              | 26.III                   | 144                                            |
| Пономарево                         | 31.X                                              | 26.III                   | 147                                            |
| Верхний Амыл                       | 29.X                                              | 3.IV                     | 157                                            |
| Оленья Речка                       | 22.X                                              | 11.IV                    | 172                                            |
| Кара-Кем                           | 6.XI                                              | 22.III                   | 137                                            |
| Нижне-Усинское                     | 25.X                                              | 1.IV                     | 159                                            |
| Усть-Уса                           | 1.XI                                              | 25.III                   | 145                                            |
| Хакасская автономная область       |                                                   |                          |                                                |
| Уйбат, ж. д. ст.                   | 2.XI                                              | 26.III                   | 145                                            |
| Маинский Рудник                    | 11.XI                                             | 23.III                   | 133                                            |
| Таштып                             | 6.XI                                              | 25.III                   | 140                                            |



| 1               | 2    | 3      | 4   |
|-----------------|------|--------|-----|
| Тувинская АССР  |      |        |     |
| Толбукская      | 25.X | 4.IV   | 162 |
| Туран           | 23.X | 11.IV  | 171 |
| Кызыл           | 28.X | 4.IV   | 159 |
| Знаменка        | 26.X | 9.IV   | 166 |
| Чадан, оп. поле | 27.X | 31.III | 156 |
| Ак-Тал          | 23.X | 4.IV   | 164 |
| Тэли            | 26.X | 31.III | 157 |
| Кунгур-Тук      | 19.X | 10.IV  | 174 |
| Эрзин           | 26.X | 11.IV  | 168 |

ков Д. Н., 1973; Чистотинов Л. В., Мандаров А. А., Чистотинова Л. Т., 1966] подтвердили вывод о существовании миграции влаги при отрицательных температурах не только в глинистых и суглинистых грунтах, но и в песчаных.

Основными причинами образования наледей в Алтае-Саянской горной стране следует считать:

— специфику развития наледообразования в зависимости от зимних температурных условий и условий влажности почвогрунтов;

— значительные снеговые нагрузки — в одних районах и глубокое промерзание грунтов в условиях малоснежья в сочетании с суровыми температурными условиями — в других;

Характеристика периода формирования наледей для Алтае-Саянской горной страны

| Показатели                                                           |                                    | Алтай         |                |               |               |
|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------|---------------|----------------|---------------|---------------|
| Высотные уровни, м                                                   |                                    | >2000         | 2000—<br>1000  | 1000—<br>500  | 500—<br>200   |
| Дата наступления ср. сут. тем-<br>пературы воздуха                   | осенью<br>≤ -5°<br>весной<br>≥ -5° | 8.X           | 18.X'          | 30.X          | 6.XI          |
| Продолжительность аккумулятивного периода,<br>дни                    |                                    | 206           | 171            | 150           | 145           |
| Интегральная сумма средних сут. температур<br>воздуха ниже -5°       |                                    | 6600—<br>7500 | 5300—<br>18000 | 7300—<br>8300 | 3300—<br>5300 |
| Минимальные возможные суммы холода по гра-<br>дациям в градусо-днях: |                                    |               |                |               |               |
| —10° и ниже                                                          |                                    | 1500          | 1350           | 1200          | 1050          |
| —15° и ниже                                                          |                                    | 2950          | 2300           | 2500          | 1650          |

— термическое расширение льда на водотоках и водоемах.

Материалы наблюдений гидрометеорологических станций и постов даже при весьма высокой степени их репрезентативности не могут дать полной характеристики наледности того или иного района. Для этого необходимо ежегодно проводить экспедиционные обследования всех по-



тенциальных мест наледеобразования. В настоящее время мы имеем материалы систематических наблюдений за наледеобразованием лишь по ограниченной территории.

Учитывая особенности тепло-и массообмена при наледных процессах, нами за начало аккумулятивного периода наледеобразования принята дата устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через  $-5^{\circ}$  и ниже, а за окончание периода — выше  $-5^{\circ}$ .

В табл. 1 приведены данные о продолжительности аккумулятивного периода наледеобразования на территории Алтае-Саянской горной страны. Данные таблицы, составленной по справочникам, свидетельствуют о значительных различиях продолжительности аккумулятивного периода как по отдельным физико-географическим провинциям и областям, так и по высотным зонам. В Западном Саяне продолжительность аккумулятивного периода в высотной зоне от 200 до 500 м составляет 137 дней, на Алтае — 145, на севере Кузнецкого Алатау — 154 дня. На Алтае выделяются сокращенным аккумулятивным периодом пункты Яйлю, Чемал (соответственно 112 и 119 дней) и другие, имеющие специфические климатические особенности. В высотной зоне от 1000 до 2000 м аккумулятивный период на Алтае и в Западном Саяне почти одинаковой продолжительности — 171 и 172 дня, а в Туве он короче — 164 дня.

В табл. 2 приведены обобщенные данные по физико-географическим провинциям и областям. Кроме того, в таблице приведены интегральные суммы средних суточных температур воздуха ниже  $-5^{\circ}$  и минимально возможные суммы холода по грациям ( $-10$ ,  $-15^{\circ}$  и ниже), выраженные в градусо-днях, которые дают представление о потенциале наледеобразования.

Таблица 2

| Салаирский<br>кряж | Горная<br>Шория | Кузнецкий<br>Алатау | Минусин-<br>ская кот-<br>ловина | Западный<br>Саян |               |               | Тува           |                |
|--------------------|-----------------|---------------------|---------------------------------|------------------|---------------|---------------|----------------|----------------|
| 500—<br>200        | 500—<br>200     | 500—<br>200         | 500—<br>200                     | 2000—<br>1000    | 1000—<br>500  | 500—<br>200   | 2000—<br>1000  | 1000—<br>500   |
| 4.XI               | 2.XI            | 31.X                | 3.XI                            | 22.X             | 2.XI          | 6.XI          | 23.X           | 27.X           |
| 1.IV               | 31.III          | 2.IV                | 26.III                          | 11.IV            | 26.III        | 22.III        | 4.IV           | 31.III         |
| 149                | 150             | 154                 | 144                             | 172              | 145           | 137           | 164            | 156            |
| 4900               | 5200—<br>7400   | 4500—<br>5100       | 6400                            | 6350             | 5650—<br>9350 | 5250—<br>7950 | 9570—<br>11770 | 9000—<br>11250 |
| 1170               | 1200            | 1200                | 1200                            | 1350             | 1200          | 1150          | 1370           | 1350           |
| 2200               | 2300            | 2000                | 2650                            | 2800             | 2600          | 2400          | 3200           | 3050           |

Таким образом, по нашему мнению, потенциал наледеобразования можно выражать следующими характеристиками по высотным зонам и физико-географическим провинциям и областям:

а) сроками наступления средней суточной температуры воздуха (датами);



Потенциальные периоды образования наледей и их абляции в Алтайско-Саянской горной стране

| Пункт | Высота, м | Дата наступления ср. сут. температуры воздуха |                | Потенциальная продолжительность периода, дни |                  | Дата наступления ср. сут. температуры воздуха |                  | Потенциальная продолжительность периода между 0° и -10° С, дни |        | Дата наступления ср. сут. температуры воздуха |                                   | Потенциальная продолжительность периода между -10° С и -15° С, дни |       | Потенциальная продолжительность периода со ср. сут. температуры воздуха -15° С и ниже, дни |       |
|-------|-----------|-----------------------------------------------|----------------|----------------------------------------------|------------------|-----------------------------------------------|------------------|----------------------------------------------------------------|--------|-----------------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------------------------------|-------|--------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
|       |           | Весной<br>≥0°С                                | Осенью<br>≤0°С | В осенне-зимний период<br>≥-10°С             | Весной<br>≥-10°С | В осенне-зимний период<br>≥-15°С              | Весной<br>≥-15°С | Осенью<br>и -10°С                                              | Весной | В осенне-зимний период<br>≥-15°С              | В зимне-весенний период<br>≤-15°С | Осенью<br>и -15°С                                                  | Зимой | Осенью<br>и -15°С                                                                          | Зимой |
| 1     | 2         | 3                                             | 4              | 5                                            | 6                | 7                                             | 8                | 9                                                              | 10     | 11                                            | 12                                | 13                                                                 | 14    | 15                                                                                         | 15    |

## Горно-Алтайская автономная область

|             |      |        |       |     |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |  |
|-------------|------|--------|-------|-----|-------|--------|----|----|-----|--------|--------|----|----|-----|--|
| Катунь      | 1800 | 5.V    | 3.X   | 150 | 26.X  | 30.III | 22 | 35 | 156 | 6.XI   | 12.III | 10 | 17 | 127 |  |
| Ак-Кем      | 2050 | 9.V    | 29.IX | 142 | 3.XI  | 1.IV   | 34 | 37 | 150 | 4.XII  | 9.III  | 30 | 22 | 96  |  |
| Кара-Тюрек  | 2600 | 24.V   | 16.IX | 114 | 2.XI  | 3.IV   | 46 | 20 | 153 | 26.XI  | 4.III  | 23 | 29 | 99  |  |
| Кош-Агач    | 1758 | 24.IV  | 3.X   | 161 | 1.XI  | 25.III | 28 | 27 | 145 | 10.XI  | 18.III | 8  | 6  | 129 |  |
| Катанда     | 900  | 11.IV  | 15.X  | 186 | 11.XI | 15.III | 26 | 26 | 125 | 25.XI  | 2.III  | 13 | 12 | 98  |  |
| Усть-Кокса  | 978  | 12.IV  | 7.X   | 187 | 11.XI | 16.III | 34 | 16 | 126 | 28.XI  | 4.III  | 16 | 11 | 97  |  |
| Усть-Улаган | 1936 | 20.IV  | 5.X   | 167 | 3.XI  | 21.III | 28 | 29 | 139 | 15.XI  | 9.III  | 11 | 11 | 98  |  |
| Онгундай    | 832  | 6.IV   | 18.X  | 194 | 13.XI | 2.III  | 25 | 25 | 119 | 30.XI  | 26.II  | 16 | 12 | 89  |  |
| Усть-Кан    | 1037 | 16.IV  | 14.X  | 180 | 16.XI | 10.III | 32 | 36 | 115 | 8.XII  | 23.II  | 21 | 14 | 78  |  |
| Чемал       | 410  | 31.III | 30.X  | 212 | 10.XI | 25.II  | 10 | 33 | 78  |        |        |    |    |     |  |
| Яйлю        | 441  | 5.IV   | 29.X  | 206 |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |  |
| Кызыл-Озек  | 331  | 13.IV  | 24.X  | 193 | 23.XI | 12.III | 29 | 31 | 110 | 30.XII | 17.II  | 36 | 22 | 50  |  |
| Туронак     | 320  | 13.IV  | 20.X  | 189 | 16.XI | 13.III | 26 | 30 | 118 | 5.XII  | 23.II  | 18 | 17 | 81  |  |



| 1                   | 2    | 3     | 4    | 5   | 6     | 7      | 8  | 9  | 10  | 11     | 12     | 13 | 14 | 15  |
|---------------------|------|-------|------|-----|-------|--------|----|----|-----|--------|--------|----|----|-----|
| Алтайский край      |      |       |      |     |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |
| Соусканха           | 200  | 13.IV | 24.X | 193 | 19.XI | 16.III | 25 | 27 | 118 | 10.XII | 28.II  | 20 | 15 | 81  |
| Краснощеково        | 240  | 9.IV  | 27.X | 200 | 24.XI | 12.III | 27 | 27 | 109 | 24.XII | 23.II  | 29 | 16 | 62  |
| Успенское           | 285  | 6.IV  | 26.X | 215 | 21.XI | 14.III | 25 | 22 | 114 | 16.XII | 1.III  | 24 | 12 | 76  |
| Змеиногоorsk        | 355  | 8.IV  | 26.X | 200 | 26.XI | 11.III | 30 | 27 | 106 | 3.I    | 10.II  | 37 | 28 | 39  |
| Тогул               | 272  | 14.IV | 22.X | 190 | 18.XI | 14.III | 26 | 30 | 117 | 14.XII | 22.II  | 25 | 19 | 71  |
| Кемеровская обл.    |      |       |      |     |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |
| Усть-Кабырза        | 410  | 16.IV | 17.X | 183 | 13.XI | 14.III | 26 | 32 | 122 | 27.XI  | 27.II  | 13 | 14 | 93  |
| Колдома             | 354  | 16.IV | 19.X | 185 | 16.XI | 15.III | 27 | 31 | 120 | 4.XII  | 23.II  | 17 | 19 | 82  |
| Кузедеево           | 291  | 14.IV | 22.X | 190 | 17.XI | 14.III | 25 | 30 | 118 | 9.XII  | 20.II  | 21 | 21 | 74  |
| Крапивино           | 152  | 16.IV | 20.X | 186 | 16.XI | 19.III | 26 | 27 | 124 | 30.XI  | 2.III  | 13 | 16 | 93  |
| Центр. Рудник       | 495  | 20.IV | 14.X | 176 | 15.XI | 15.III | 31 | 35 | 121 | 15.XII | 5.II   | 29 | 37 | 53  |
| Тисуль              | 213  | 12.IV | 19.X | 189 | 16.XI | 12.III | 27 | 30 | 117 | 8.XII  | 22.II  | 21 | 17 | 77  |
| Красноярский край   |      |       |      |     |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |
| Минусинск, ол. поле | 252  | 9.IV  | 20.X | 193 | 16.XI | 16.III | 26 | 23 | 121 | 1.XII  | 7.III  | 14 | 9  | 97  |
| Пономарево          | 445  | 14.IV | 19.X | 187 | 7.XI  | 11.III | 18 | 33 | 125 | 18.XII | 22.II  | 40 | 16 | 67  |
| Верхний Амыл        | 780  | 22.IV | 11.X | 171 | 11.XI | 14.III | 30 | 38 | 124 | 22.XI  | 21.II  | 10 | 20 | 92  |
| Оленья Речка        | 1402 | 4.V   | 6.X  | 154 | 8.XI  | 20.III | 32 | 44 | 133 | 23.XI  | 27.II  | 14 | 20 | 97  |
| Кара-Кем            | 446  | 6.IV  | 20.X | 196 | 17.XI | 10.III | 27 | 26 | 114 | 28.XI  | 24.II  | 10 | 13 | 89  |
| Нижне-Усинское      | 662  | 14.IV | 10.X | 178 | 7.XI  | 21.III | 27 | 23 | 135 | 15.XI  | 12.III | 7  | 8  | 118 |
| Усть-Уса            | 464  | 8.IV  | 17.X | 191 | 13.XI | 16.III | 26 | 22 | 124 | 23.XI  | 9.III  | 9  | 6  | 107 |
| Хакасская авт. обл. |      |       |      |     |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |
| Уйбат, ж.-д. ст.    | 525  | 12.IV | 16.X | 186 | 15.XI | 14.III | 29 | 28 | 120 | 30.XI  | 28.II  | 14 | 13 | 91  |



| 1               | 2    | 3     | 4    | 5   | 6     | 7      | 8  | 9  | 10  | 11     | 12     | 13 | 14 | 15  |
|-----------------|------|-------|------|-----|-------|--------|----|----|-----|--------|--------|----|----|-----|
| Манский Рудник  | 331  | 7.IV  | 27.X | 202 | 23.XI | 9.III  | 26 | 28 | 107 | 19.XII | 22.II  | 26 | 14 | 66  |
| Таштып          | 457  | 10.IV | 18.X | 190 | 18.XI | 13.III | 30 | 26 | 116 | 7.XII  | 27.II  | 18 | 13 | 83  |
| Тувинская АССР  |      |       |      |     |       |        |    |    |     |        |        |    |    |     |
| Толбукская      | 920  | 24.IV | 3.X  | 161 | 6.XI  | 20.III | 33 | 34 | 135 | 14.XI  | 6.III  | 7  | 13 | 113 |
| Туран           | 862  | 19.IV | 10.X | 173 | 3.XI  | 2.IV   | 23 | 16 | 151 | 13.XI  | 23.III | 9  | 9  | 131 |
| Кызыл           | 628  | 14.IV | 14.X | 182 | 7.XI  | 28.III | 23 | 16 | 142 | 14.XI  | 21.III | 6  | 6  | 128 |
| Знаменка        | 706  | 18.IV | 12.X | 176 | 6.XI  | 1.IV   | 24 | 16 | 147 | 14.XI  | 23.III | 7  | 8  | 131 |
| Чадан, оп. поле | 723  | 8.IV  | 14.X | 188 | 6.XI  | 23.III | 22 | 15 | 138 | 13.XI  | 15.III | 6  | 7  | 123 |
| Ак-Тал          | 1030 | 21.IV | 6.X  | 167 | 7.XI  | 23.III | 31 | 28 | 137 | 16.XI  | 15.III | 8  | 7  | 120 |
| Тэли            | 880  | 9.IV  | 12.X | 185 | 4.XI  | 25.III | 22 | 14 | 142 | 13.XI  | 15.III | 8  | 9  | 123 |
| Кунгур-Тук      | 1310 | 27.IV | 2.X  | 157 | 4.XI  | 26.III | 32 | 31 | 143 | 14.XI  | 5.III  | 9  | 10 | 122 |
| Эрзин           | 1101 | 20.IV | 15.X | 177 | 5.XI  | 2.IV   | 20 | 17 | 149 | 13.XI  | 24.III | 7  | 8  | 132 |



- б) продолжительностью аккумулятивного периода (в днях);
- в) интегральными суммами средних суточных температур воздуха ниже  $-5^{\circ}$ ;
- г) минимально возможными суммами холода, выраженными в градусо-днях.

Учитывая, что в зависимости от физико-географических и гляцио-гидрологических факторов образование наледей происходит при различных температурных условиях в различных высотных зонах и по территории рассматриваемой горной страны, нами в табл. 3 приведены потенциальные периоды образования наледей и их абляции. При этом выделен потенциальный период абляции ( $0^{\circ}$  и выше) и дополнительно к табл. 1 ( $-5^{\circ}$  и ниже) приведены еще две градации среднесуточных температур воздуха, которые в отдельных районах обуславливают начало периода наледеобразования или интенсивность этого процесса.

Приведенные выше данные могут быть использованы при подготовке Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, в частности при разработке карты динамики наледей.

## ЛИТЕРАТУРА

Ананян А. А. Исследование процессов перемещения влаги и образование сегрегационного льда в замерзающих и мерзлых горных породах. — Тр./Гидропроект, 1960, сб. 3, с. 82—95.

Кривоносов Б. М. Основные черты климата Горного Алтая. — Гляциология Алтая. Томск, 1976, вып. 10, с. 44—67.

Мандаров А. А., Толстяков Д. Н. Миграция влаги и теплообороты в промерзающем грунте. — В кн.: Проблемы геокриологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 70—77.

Чистотинов Л. В., Мандаров А. А., Чистотинова Л. Т. О миграции влаги в промерзающих тонкодисперсных горных породах с неполным водонасыщением. — Материалы VIII Всес. межвед. совещ. по геокриологии (мерзлотоведению). Якутск, 1966, вып. 4, с. 94—108.



**В. В. Рудский**

**КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ РЕСУРСОВ  
ДИКОРАСТУЩИХ ПОЛЕЗНЫХ РАСТЕНИЙ  
(на примере гор южной Сибири)**

Современная географическая наука сочетает в себе разработку теоретических основ планомерного преобразования природы в целях эффективного использования и воспроизводства ее ресурсов, прогноза изменений природной среды под влиянием антропогенного фактора, изучение производственно-территориальных комплексов, решения проблем территориального размещения общественного производства с учетом ресурсного потенциала среды и возможных изменений ее человеком [Миланова Е. В., Рябчиков А. М., 1979]. Поэтому исследования именно географического характера в отношении любых природных ресурсов, в том числе и растительных, позволяют выявить особенности влияния природных различий на эффективность освоения того или иного ресурса.

Для географического изучения недревесных растительных ресурсов необходим анализ имеющий информации об условиях их размещения по территории, а также уровнях и существующих способах использования. При этом устанавливается, что размещение ресурсов является следствием территориальной неоднородности природы и находится в связи с более частными, региональными, закономерностями строения и пространственной неоднородностью природно-территориальных комплексов. Практически данные вопросы решались на основе серий ресурсных карт.

Картографический метод — один из древнейших методов географии, хотя далеко не единственный. Особенности применения картографического метода при изучении ресурсов дикорастущих полезных растений впервые проанализировала А. С. Карпенко (1972).

Термин «картографический метод исследования» введен К. А. Салищевым (1966), он обозначает метод использования карт для описания, анализа и познания явлений, для получения новых знаний и характеристик, изучения процессов развития, установления пространственных взаимосвязей и прогноза явлений.

Естественно, что разнообразный картографический материал, используемый нами, был бы неприемлем без детальных маршрутных и стационарных исследований, полученных при этом сведений о конкретных местонахождениях, запасах и заготовках интересующих нас видов полезных растений, без материалов о развитии природно-территориальных и территориально-производственных комплексов региона.

На разных этапах работы использовались соответствующие карты, в первую очередь топографические. Особое значение при создании ре-



сурсных карт имеет использование универсальных геоботанических карт [Карпенко А. С., 1966].

Современные геоботанические карты, или карты растительности, по определению Д. Д. Вышивкина, представляют собой «уменьшенное изображение на плоскости типичного, обобщенного, математически определенного размещения растительных сообществ и их сочетаний, распространенных на картографируемой территории, отбираемых, объединяемых и характеризующихся в соответствии с масштабом и назначением карты» (1977, с. 6).

Составленные в Центральном Сибирском ботаническом саду СОАН СССР под руководством А. В. Куминовой и в Институте географии Сибири и Дальнего Востока СОАН СССР под общим руководством академика В. Б. Сочавы разномасштабные геоботанические карты, включающие и территорию гор Южной Сибири, использовались в полевых и камеральных условиях для составления карт ареалов и ресурсов полезных растений.

Непосредственному составлению ресурсных карт предшествовали полевые исследования, в процессе проведения которых имеющиеся геоботанические карты согласовывались с данными учетов на ключевых участках и определялась продуктивность в конкретных растительных сообществах. В маршрутах и на трансектах прослеживаются выявленные на ключевых участках закономерности размещения ресурсов на значительных по площади территориях (с целью интерполяции и экстраполяции сведений о продуктивности). При этом чем шире экологическая амплитуда растений и больше их роль в сложении сообществ, тем с большей достоверностью устанавливается принадлежность изучаемых видов к определенным растительным сообществам, нашедшим отражение на геоботанической карте, и наоборот.

Поэтому учитывая специфику изучаемых видов (за редким исключением они не являются доминантами растительного покрова), наиболее приемлемыми масштабами геоботанической карты следует признать средний и крупный. Но в связи с отсутствием таковых на всю территорию и значительными ее размерами пришлось довольствоваться картами мелкого масштаба. Ресурсные карты, составленные с использованием геоботанических карт мелкого масштаба (не мельче 1:1500000), дают возможность отразить общую картину размещения ресурсов определенного вида или группы видов на значительной по площади территории.

Карты растительности при изучении ресурсов полезных растений и составлении ресурсных карт используются для отбора сообществ растительного покрова, в которых интересующие нас пищевые и лекарственные растения произрастают в количествах, пригодных для организации их заготовок или образуют группировки, комплексное использование которых также целесообразно; и расчета интегральных показателей продуктивности по подгруппам (пищевые и лекарственные) растительных ресурсов для каждого выдела геоботанической карты.

Ресурсные карты составляются в виде картограммы или изолинейным способом. Как замечает Ю. П. Михайлов (1978), применение изолинейного способа обогащает ресурсное картографирование никак не меньше, чем отображение с его помощью рельефа на топографических картах.

Карты ресурсов полезных растений показывают размещение запасов отдельных видов или их групп на определенной территории. Составление таких карт — первая и весьма важная задача, которая в значительной мере определяет всю дальнейшую исследовательскую работу. Решением этой задачи традиционно занимаются ботаники-ресурсоведы.



Ими составлены повидовые карты ресурсов полезных растений, но пока на ограниченные по площади территории. Отличительная черта географического подхода — выявление закономерностей размещения ресурсов. Поэтому исключительно важны целенаправленные экспедиционные исследования, использование разнообразных картографических материалов и литературных источников.

Таблица 1

Расчет показателей, используемых для составления ресурсных карт  
(на примере кедровых лесов верхних склонов)

| Вид                          | Показатель обилия | Осред-<br>ненная<br>продук-<br>тивность<br>кг/га | Доля<br>участия<br>продук-<br>тивных<br>площадей<br>в типе<br>растит.<br>сооб-<br>ществ.,<br>% | Уд. вес<br>собств.<br>плодонос.<br>участков<br>в составе<br>массива,<br>% | Показатель<br>для карто-<br>графирова-<br>ния, кг/га |
|------------------------------|-------------------|--------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|
| Брусника<br>(ягода)          | sol-sp.           | 80                                               | 10                                                                                             | 70                                                                        | 5,6                                                  |
| Голубика                     | sol-cop.          | 200                                              | 5                                                                                              | 70                                                                        | 7,0                                                  |
| Жимолость                    | sp.-cop           | 140                                              | 20                                                                                             | 75                                                                        | 21,0                                                 |
| Кедровый орех                | —                 | 80                                               | 90                                                                                             | 50                                                                        | 36,0                                                 |
| Малина                       | sp.               | 60                                               | 3                                                                                              | 65                                                                        | 1,2                                                  |
| Рябина                       | sol-sp.           | 20                                               | 50                                                                                             | 70                                                                        | 7,0                                                  |
| Черемуха                     | sol               | 40                                               | 2                                                                                              | 65                                                                        | 0,5                                                  |
| Черника                      | sol-cop           | 100                                              | 8                                                                                              | 75                                                                        | 6,0                                                  |
| Шиповник                     | sp.               | 10                                               | 2                                                                                              | 70                                                                        | 0,1                                                  |
| Итого по<br>пищевым...       |                   |                                                  |                                                                                                |                                                                           | 84,4                                                 |
| Бадан                        | sol-cop           | 1200                                             | 10                                                                                             | —                                                                         | 120,0                                                |
| Брусника<br>(лист)           | sol-sp.           | 135                                              | 10                                                                                             | —                                                                         | 13,5                                                 |
| Горец змеиный                | sol               | 100                                              | 1                                                                                              | —                                                                         | 1,0                                                  |
| Папоротник мужской           | sp.               | 300                                              | 5                                                                                              | —                                                                         | 15,0                                                 |
| Пион уклоняющийся            | sol               | 120                                              | 2                                                                                              | —                                                                         | 2,4                                                  |
| Синюха лазоревая             | sol-sp.           | 50                                               | 0,2                                                                                            | —                                                                         | 0,1                                                  |
| Чемерица                     | sol-sp.           | 200                                              | 4                                                                                              | —                                                                         | 8,0                                                  |
| Итого по<br>лекарственным... |                   |                                                  |                                                                                                |                                                                           | 160,0                                                |

Программа составления ресурсных карт осуществляется в следующем порядке:

1. Инвентаризация сведений о полезных растениях региона, отбор видов, заготовка которых будет актуальна и экономически оправдана.

2. Выбор при необходимости тематической карты (обычно геоботанической) используемой для нанесения объектов содержания ресурсной карты.

3. Составление таблиц продуктивности и расчет показателей, наносимых на карту.

При характеристике ресурсов полезных растений важно учитывать колебания продуктивности растений от места к месту и от года к году, что объясняется недостаточностью и некондиционностью материалов



о средней многолетней продуктивности и удельном весе продуктивных площадей, которые приходится использовать. Эти сведения о продуктивности заимствованы нами из литературных источников и данных наших рекогносцировочных исследований (до 1977 г.). Более поздние наблюдения проводились с использованием методов математической статистики. В качестве примера расчета соответствующих величин рассмотрим табл. 1.

В первой графе таблицы приведены по алфавиту сначала пищевые, а затем лекарственные растения, имеющие по нашим или литературным данным (см. материалы А. В. Куминовой, 1960, приложение) значительное распространение в рассматриваемом в соответствии с легендой карты растительности типе растительных сообществ.

Во второй графе (при наличии данных) приводятся показатели обилия, обычно по шкале Друда или в процентах.

В третьей графе нашла отражение осредненная или минимальная продуктивность полезных растений. Для лекарственных растений нами используется минимальная плотность запаса вида в данном растительном сообществе. Ее определяют в результате натурных исследований на стационарах и в маршрутах. Если это невозможно, используются литературные данные. Так, например, плотность запаса бадана толстолистного в кедровых лесах верхних склонов на Алтае, по нашим данным [Суров Ю. П. и др., 1978], изменяется от 2 до 7 т/га, по данным Г. М. Свиридонова (1978) — от 0,8 до 8 т/га, мы в своих расчетах используем величину 1,2 т/га.

Для пищевых растений берется средняя урожайность вида для среднего по урожаю года или минимальная урожайность в урожайный год (при использовании литературных или анкетных данных). Эти величины бывают близки. Для наших данных берется средняя арифметическая урожайность за вычетом ошибки. Например, урожайность брусники в нашем примере составляет  $105 \pm 25$  кг/га, мы берем за исходную величину 80 кг/га.

Таблица 2

Доля участия некоторых типов растительных сообществ к площади ключевых участков на Восточном Саяне

| Тип сообщества                   | Ключ. уч. 1.<br>Истоки рр.<br>Казыр и Уда |      | Ключ. уч. 2.<br>Бассейн<br>р. Чело-<br>Монго<br>в верх.<br>р. Уда |    | Ключ. уч. 3.<br>Бассейн<br>р. Гутара |    | Ключ. уч. 4.<br>Окрест.<br>с. Алыгджер |    |
|----------------------------------|-------------------------------------------|------|-------------------------------------------------------------------|----|--------------------------------------|----|----------------------------------------|----|
|                                  | га                                        | %    | га                                                                | %  | га                                   | %  | га                                     | %  |
| Высоког. дуга                    | 12500                                     | 10,8 | 11500                                                             | 10 | 7000                                 | 6  | 3000                                   | 3  |
| Кедровые леса,<br>включ. редкол. | 29100                                     | 25,4 | 40100                                                             | 35 | 50200                                | 44 | 31400                                  | 27 |
| Лиственнич. леса                 | —                                         | —    | —                                                                 | —  | 15200                                | 13 | 52000                                  | 45 |
| Гольцы                           | 73600                                     | 63,8 | 63600                                                             | 55 | 42800                                | 37 | 28800                                  | 25 |

В связи с тем, что продуктивность видов приводится нами не для всего растительного сообщества (по легенде геоботанической карты), а только для продуктивных площадей, в четвертой графе предпринята попытка ввода коэффициентов, учитывающих долю участия этих продуктивных площадей в данном сообществе. Продуктивные площади — это участки растительных сообществ, в которых изучаемые виды распространены в количествах, пригодных для их заготовки.



Расчет коэффициентов — наиболее трудоемкая задача, достижение достоверных данных возможно только путем натурного учета. Кроме того, для Горного Алтая определенную информацию о встречаемости интересующих нас видов можно получить из приложения к книге А. В. Куминовой «Растительный покров Алтая» (1960). Для остальной территории нами закладывались специальные трансекты значительной протяженности с целью определения процента занимаемого сообществом с полезными растениями к общей площади выдела геоботанической карты, а также доли участия самих растений в составе сообщества. Длина трансектов для Западного Саяна составила 147 км, для Восточного Саяна — 80 км. С этой же целью для Восточного Саяна (с использованием топографической карты М 1 : 100000) заложено четыре ключевых участка, для которых подсчитаны площади различных растительных сообществ (табл. 2).

В пятой графе табл. 1 приведены коэффициенты, учитывающие долю плодоносящих участков в составе массива (касается только плодово-ягодных и орехоплодных видов). Величина коэффициента определяется периодичностью плодоношения видов.

Осредненные данные о периодичности хороших и средних урожаев для Горного Алтая и Саян приведены в табл. 3, составленной по материалам Ю. П. Сурова (1967), Г. М. Свиридонова (1975), Т. П. Некрасовой (1961), а также на основании анкетирования и наших полевых наблюдений (1974 — 1980 гг.) [Рудский В. В., 1982].

В шестой графе табл. 1 рассчитываются величины, наносимые на карту, по отдельным видам полезных растений, а также суммарные по подгруппам пищевых и лекарственных растений.

Таблица 3  
Периодичность наступления  
средних и хороших урожаев плодов  
и ягод на 10 лет для Алтая и Саян

| Вид                       | Кол-во лет |
|---------------------------|------------|
| Боярышник кроваво-красный | 9—10       |
| Брусника                  | 7—8        |
| Жимолость алтайская       | 7—8        |
| Калина                    | 9—10       |
| Малина                    | 7—8        |
| Облепиха                  | 9—10       |
| Рябина                    | 5—6        |
| Смородина высочайшая      | 7—8        |
| Смородина красная         | 8—9        |
| Смородина черная          | 4—5        |
| Черемуха                  | 3—4        |
| Черника                   | 6—7        |
| Шиповник                  | 9—10       |
| Кедровый орех             | 7—8        |

С использованием исходной геоботанической карты составляется ресурсная. Осуществляется это путем соединения контуров геоботанической карты, получивших одинаковый показатель продуктивности. В целях удобства в обращении и лучшей наглядности градиент суммарной продуктивности по подгруппам пищевых и лекарственных растений составил 20 кг/га. Полученная ресурсная карта имеет вид картограммы.

Опыт показывает, что практическое использование картограммы мало эффективно. Они не всегда наглядно отображают районы повышенной и пониженной концентрации ресурсов. Зачастую карта получается пестрой и трудночитаемой. Ликвидировать эти недостатки позволяют, как мы уже отмечали, изолинейные карты.

Преобразование дискретной информации о ресурсах полезных растений в непрерывное поле плотности, позволяющее провести изолинии равных величин продуктивности, осуществлялось с использованием рекомендации В. А. Червякова (1978), В. А. Червякова и В. Л. Юлинова (1975). Практически преобразование сводилось к следующим последовательным операциям: а) исходная геоботаническая карта покрывалась регулярной сеткой равносторонних треугольников; б) во всех контрольных



точках, за которые принимались пересечения линий сетки, вычисляются плотности путем суммирования данных о продуктивности по 19 вершинам шести равносторонних треугольников, в совокупности образующих шестиугольник, полученная сумма делится на 19, а результат записывается в контрольной точке.

Такой способ переработки данных позволяет создать поле плотности и провести на нем изолинии. Достоинства и недостатки изолинейных карт и картограмм видны на рис. 1 и 2.

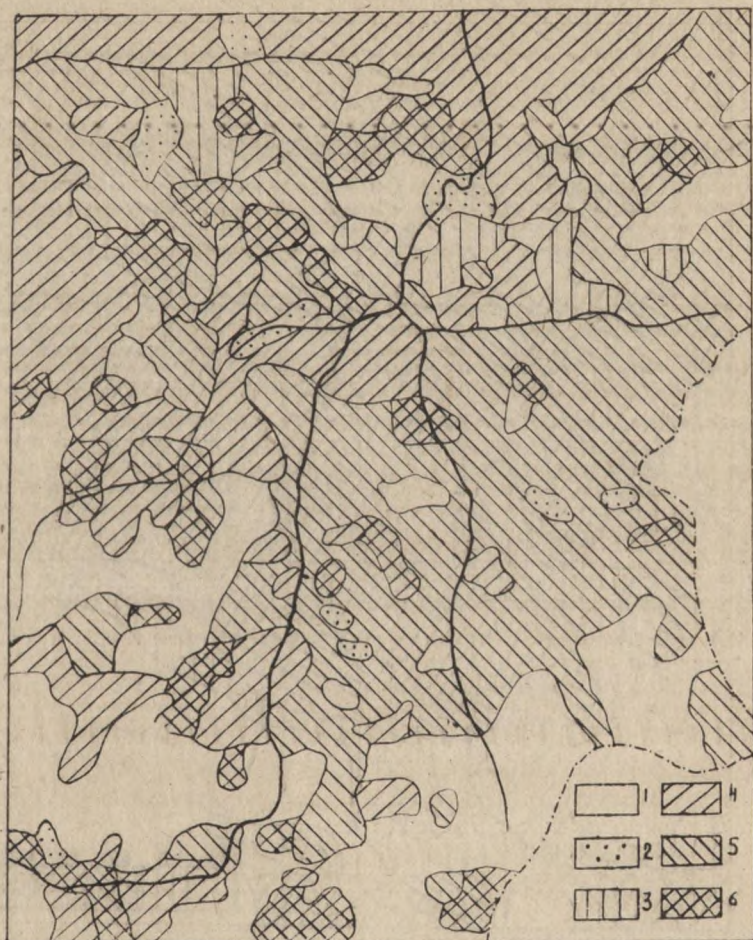


Рис. 1. Фрагмент ресурсной карты, составленной способом картограммы. Ступени продуктивности (кг/га): 1 — менее 20; 2 — 20—40; 3 — 40—60; 5 — 80—100; 6 — более 100

Несмотря на то, что данные о продуктивности на изолинейных картах как бы «размазаны» по территории и изолинии, показывающие значение продуктивности могут заходить, например, на гольцовые участки, это не умаляет достоинств этих карт. Изолинейные карты позволяют выходить на более высокую степень обобщения материала и дают наглядное представление о потенциальной продуктивности единицы площади в местах концентрации полезных растений, при рассмотрении значительных по площади регионов. Это отвечает целям нашей работы. Возможные отклонения рисунка изолиний от истинного значения про-



дуктивности (объясняются сущностью изолинейного способа) не вносят сколько-нибудь существенного несоответствия и ошибок в конечные результаты.

Наложение изолиний продуктивности, например, на гольцовые пространства объясняется близким расположением к ним высокопродуктивных высокогорных лугов. Для уточнения продуктивных и непродуктивных районов высокогорья может служить карта высокогорных комплексов, в которых отсутствуют сырьевые виды полезных растений.

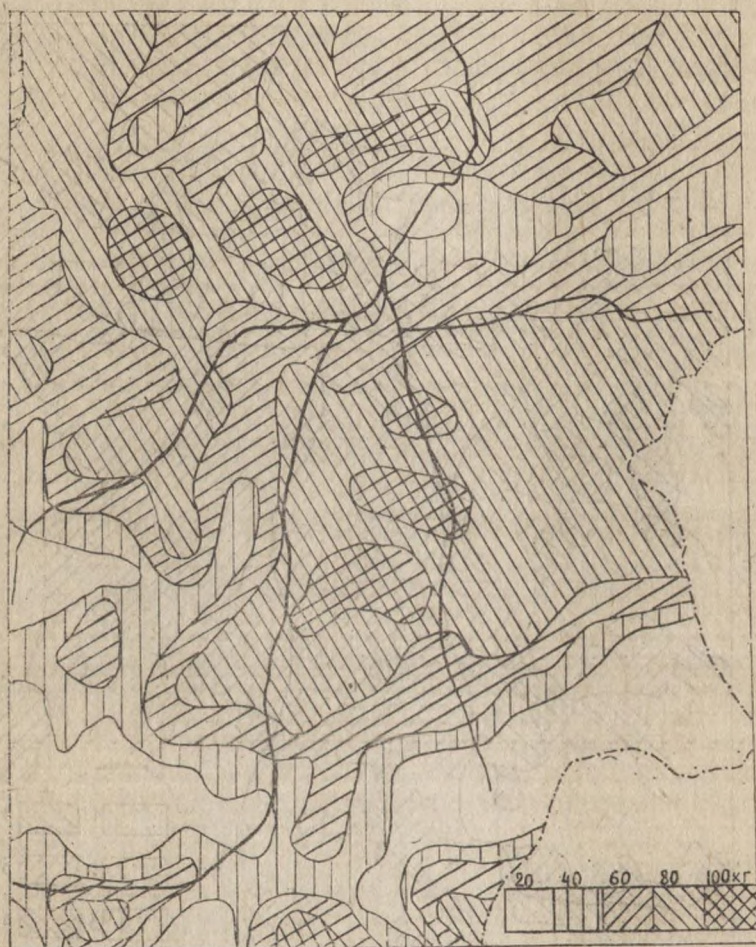


Рис. 2. Фрагмент ресурсной карты, составленной изолинейным способом

Составленные карты позволили: а) установить закономерности размещения ресурсов пищевых и лекарственных растений в связи с природными факторами; б) выявить места концентрации ресурсов; в) выявить районы, перспективные для организации заготовок. Однако этим исследования не должны исчерпываться. В перспективе следует составить карту экономической оценки ресурсов, показывающей эффективность освоения ресурсов.

Следующие этапы географического изучения растительных ресурсов основываются на рассмотренных картах и включают разработку вопросов освоения, оптимизации размещения и развития всего комплек-



са производств по заготовке, первичной переработки и воспроизводства изучаемых нами ресурсов как составной части растительных ресурсов региона.

## ЛИТЕРАТУРА

Вышивкин Д. Д. Геоботаническое картографирование. — М.: Изд-во МГУ, 1977. — 175 с.

Карпенко А. С. Методические вопросы картирования ресурсов полезных растений лесов на основе геоботанических карт. — Растит. ресурсы, 1966, т. 2, вып. 2, с. 277—283.

Карпенко А. С. О понятии «картографический метод исследования». — В кн.: Геоботан. картограф. Л.: Наука 1972, с. 50—53.

Куминова А. В. Растительный покров Алтая. — Новосибирск, 1960. — 450 с.

Миланова Е. В., Рябчиков А. М. Географические аспекты охраны природы. — М.: Мысль, 1979. — 290 с.

Михайлов Ю. П. Карты полей плотности в географическом ресурсоведении. — В кн.: Карты полей плотности в геогр. исслед. Иркутск, 1978, с. 16—32.

Некрасова Т. П. Плодоношение кедра в Западной Сибири. — Новосибирск: Изд-во СОАН СССР, 1961. — 71 с.

Рудский В. В. География ресурсов дикорастущих пищевых и лекарственных растений Горного Алтая и Саян и их использование: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Л., 1982. — 18 с.

Салищев К. А. Картография — М.: Высшая школа, 1966. — 216 с.

Свиридонов Г. М. Важнейшие лекарственные и плодово-ягодные растения Северного Алтая: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. — Томск, 1975. — 18 с.

Свиридонов Г. М. Полезные растения Горного Алтая. — Горно-Алтайск, 1978. — 232 с.

Суров Ю. П. Лекарственные и плодово-ягодные растения кедровников Северо-Восточного Алтая: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. — Свердловск, 1967. — 18 с.

Суров Ю. П. и др. Запасы и заготовки лекарственного растительного сырья в Горно-Алтайской автономной области. — В кн.: Вопросы биологии. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1978, с. 128—133.

Червяков В. А. Концепция поля в современной картографии. — Новосибирск: Наука, 1978. — 148 с.

Червяков В. А., Юлинов В. Л. Составление карты запасов древесины методом перекрывающихся шестиугольников. — Геодезия и картография, 1975, № 6 с. 51—55.



Л. Б. Филандышева

## ОБЕСПЕЧЕННОСТЬ ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ ТЕПЛОМ И ВЛАГОЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Основным фактором, обуславливающим колебания урожайности сельскохозяйственных культур, является климатический [Обухов В. М., 1949; Слядняяев А. П., 1972; Федоров Е. К., 1973 и др.]. Анализ тепло- и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур позволяет дифференцированно подойти к планированию агротехнических мероприятий во времени и пространстве, направленных на устойчивость сельскохозяйственного производства. Тепло- и влагообеспеченность яровой пшеницы оценивается на основе данных по гидротермическому режиму структурных единиц (фаз) вегетационной части годового цикла. Внутри вегетационной части на рассматриваемой территории выделяются фазы: «предлетье», «умеренно прохладное лето», «умеренно теплое лето», «спада лет», «становление осени» [Филандышева Л. Б., 1982]. В течение структурных единиц яровая пшеница проходит основные фазы своего развития. В предлетье — ее начинают сеять, фаза «умеренно прохладное лето» — время всходов — кушения ранних и посева поздних сортов яровой пшеницы; в первую подфазу умеренно теплого лета пшеница выходит в трубку, колосится и цветет, во вторую — формируется зерно. В последние фазы вегетационной части года происходит уборка урожая. Поэтому можно считать, что гидротермические условия отдельных фаз вегетационной части годового цикла являются показателями обеспеченности яровой пшеницы теплом и влагой в определенные периоды ее развития. Чтобы оценить климатические ресурсы для целей сельского хозяйства, необходимо знать потребности в них сельскохозяйственных культур.

К. А. Тимирязев (1937) указывал, что климатические условия представляют интерес лишь тогда, когда известны требования, предъявляемые к ним растением: без этих последних сведений бесконечные вереницы метеорологических дневников остаются бесплодным балластом (табл. 1).

Сумма температур за период от посева до восковой спелости (от устойчивого перехода средней суточной температуры от  $5^{\circ}$  на подъеме до  $10^{\circ}$  на спаде температур) представлена в табл. 2.

Из сопоставления потребности яровой пшеницы в тепле с фактическими суммами температур за ее период вегетации (табл. 1, 2) следует, что в южной тайге хорошо обеспечены теплом ранние и среднеспелые сорта яровой пшеницы, а в подтайге и лесостепи и позднеспелые.

Обеспеченность яровой пшеницы осадками за период от посева до восковой спелости приведена в табл. 3. Сумма осадков от посева яро-



вой пшеницы до восковой спелости равна в среднем многолетнем 210—260 мм. Один раз в 10 лет она может быть 100—135 и 380—390 мм.

Для оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных культур важно знать не только количество осадков, но и запасы влаги в почве.

Таблица 1

Потребность яровой пшеницы в тепле, выраженная в биологических суммах температур воздуха [Синицына Н. И., Гольцберг И. А., Струнников З. А., 1973]

| Яровая пшеница | Скороспелость сортов                            | Биол. миним. темп., град. |         | Биол. сумма температур для широты 55° |
|----------------|-------------------------------------------------|---------------------------|---------|---------------------------------------|
|                |                                                 | начало роста              | созрев. |                                       |
| Мягкая         | Раннеспелые (Гарнет и т. д.)                    | 5                         | 10      | 1400                                  |
|                | Среднеспелые (Лютеценс, Эритросперум 841 и др.) | 5                         | 10      | 1500                                  |
|                | Позднеспелые (Мильтурум 321 и др.)              | 5                         | 10      | 1700                                  |
|                | Среднеранние                                    | 5                         | 12      | 1500                                  |
| Твердая        | Среднеспелые (Мелянопус 69 и др.)               | 5                         | 12      | 1600                                  |
| Твердая        | Позднеспелые                                    | 5                         | 12      | 1700                                  |

Таблица 2

Суммы температур за период со среднесуточной температурой от 5° на подъеме до 10° на спаде температур различной обеспеченности

| Природная зона | Средняя многолетняя | Максимальная   | Минимальная    | Обеспеченность, % |      |      |      |      |      |      |
|----------------|---------------------|----------------|----------------|-------------------|------|------|------|------|------|------|
|                |                     |                |                | 5                 | 10   | 25   | 50   | 75   | 80   | 90   |
| Южная тайга    | 1860                | 2432 (1957 г.) | 876 (1956 г.)  | 2396              | 2170 | 2032 | 1860 | 1752 | 1690 | 1606 |
| Подтайга       | 2170                | 2621 (1951 г.) | 1654 (1969 г.) | 2528              | 2326 | 2266 | 2172 | 1985 | 1939 | 1790 |
| Лесостепь      | 2210                | 2634 (1951 г.) | 1629 (1969 г.) | 2540              | 2510 | 2422 | 2210 | 2005 | 2041 | 1880 |

Таблица 3

Суммы осадков (мм) различной обеспеченности за период вегетации яровой пшеницы

| Природная зона | Средняя многолетняя | Минимальная    | Максимальная  | Обеспеченность, % |     |     |     |     |     |     |
|----------------|---------------------|----------------|---------------|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
|                |                     |                |               | 5                 | 10  | 25  | 50  | 75  | 80  | 95  |
| Южная тайга    | 260                 | 118 (1958 г.)  | 499 (1950 г.) | 384               | 357 | 303 | 258 | 200 | 194 | 187 |
| Подтайга       | 250                 | 82,6 (1936 г.) | 414 (1943 г.) | 384               | 356 | 300 | 257 | 200 | 180 | 120 |
| Лесостепь      | 210                 | 98 (1951 г.)   | 400 (1938 г.) | 380               | 312 | 262 | 208 | 178 | 162 | 119 |



В табл. 4 приведены запасы продуктивной влаги в пахотном (0—20 см) и метровом слоях в сроки начала и конца фаз вегетационной части года, данные о влагозапасах взяты из агроклиматических справочников 1971 и 1972 гг.

Изменения влагозапасов по территории происходят в соответствии с особенностями географической зональности, а также определяются типом и механическим составом почв и формой рельефа. Запасы влаги в метровом слое почвы в начале вегетационной части года уменьшаются с севера на юг со 180 до 120 мм (см. табл. 4). Пользуясь оценкой Н. И. Синицыной и др. (1973), весенние влагозапасы в южной тайге можно считать хорошими, а в подтайге и лесостепи — удовлетворительными.

Таблица 4

Запасы продуктивной влаги (мм) на начало и конец структурных единиц вегетационной части годового цикла в пахотном (0—20 см) и метровом слоях

| Станция и<br>слой (см) | Начало<br>вегетационной<br>части<br>года | Начало<br>фазы<br>«умеренно-<br>прохладное<br>лето» | Начало<br>фазы<br>«умеренно<br>теплое лето» | Конец<br>первой<br>подфазы<br>«умеренно<br>теплое<br>лето» | Конец<br>фазы<br>«умеренно-<br>теплое<br>лето» |
|------------------------|------------------------------------------|-----------------------------------------------------|---------------------------------------------|------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| Южная тайга            |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| Леуши                  |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| 0—20                   | 35                                       | 25                                                  | 20                                          | 16                                                         | 15                                             |
| 0—100                  | 160                                      | 145                                                 | 145                                         | 130                                                        | 120                                            |
| Уват                   |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| 0—20                   | 40                                       | 50                                                  | 45                                          | 20                                                         | 40                                             |
| 0—100                  | 170                                      | 140                                                 | 160                                         | 90                                                         | 105                                            |
| Подтайга               |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| Тюмень                 |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| 0—20                   | 55                                       | 35                                                  | 35                                          | 20                                                         | 25                                             |
| 0—100                  | 180                                      | 155                                                 | 145                                         | 90                                                         | 95                                             |
| Викулово               |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| 0—20                   | 40                                       | 30                                                  | 25                                          | 15                                                         | 20                                             |
| 0—100                  | 140                                      | 125                                                 | 110                                         | 70                                                         | 70                                             |
| Лесостепь              |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| Ялуторовск             |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| 0—20                   | 40                                       | 30                                                  | 30                                          | 25                                                         | 15                                             |
| 0—100                  | 125                                      | 120                                                 | 110                                         | 75                                                         | 75                                             |
| Омск                   |                                          |                                                     |                                             |                                                            |                                                |
| 0—20                   | 35                                       | 30                                                  | 20                                          | 10                                                         | 25                                             |
| 0—100                  | 95                                       | 100                                                 | 85                                          | 55                                                         | 60                                             |

Для оценки летних влагозапасов используем показатели С. А. Вериго (1963), который установил, что в период от всходов до кущения зерновых (фаза «умеренно прохладное лето») в пахотном слое оптимальными считаются запасы продуктивной влаги 25—30 мм, хорошими 20—25 мм, удовлетворительными 15—20 мм, плохими 10 мм. В период развития злаков от выхода в трубку до цветения (первая подфаза умеренно теплого лета) решающее значение приобретает влажность в метровом слое почвы (120 мм и более — хорошие, 120—80 мм — удовлетворительные, 80 мм и менее — неудовлетворительные) запасы продуктивной



влаги). В завершающем этапе развития злаковых (вторая подфаза умеренно теплого лета) условия увлажнения оцениваются следующим образом: оптимальные запасы — 80—100 мм, удовлетворительные — 30—40 мм, плохие — менее 25 мм и более 125 мм.

Исходя из указанных выше характеристик следует, что в фазу «умеренно прохладное лето» запасы почвенной влаги в пахотном слое в среднем многолетнем повсеместно оптимальные (см. табл. 4). В начале фазы «умеренно теплое лето» (яровая пшеница выходит в трубку) запасы почвенной влаги в южной тайге хорошие, в подтайге и лесостепи — удовлетворительные, в конце этой подфазы в южной тайге они становятся удовлетворительными, а в подтайге и лесостепи — неудовлетворительными, особенно в южной лесостепи.

Во вторую подфазу (период развития яровой пшеницы от цветения до восковой спелости) влагозапасы в метровом слое оптимальные в южной тайге, а в подтайге и лесостепи удовлетворительные.

Влагообеспеченность яровой пшеницы по фазам лета охарактеризована по методу Л. М. Алпатьева (1954), который оценивает ее по оптимальной потребности растений во влаге и фактическому водопотреблению (по их отношению или разности). Фактическое водопотребление определяется по формуле

$$E_{\text{фак}} = W_n - W_k + r,$$

где  $W_n$  — запасы продуктивной влаги в метровом слое на начало вегетационного периода;  $W_k$  — запасы продуктивной влаги в метровом слое на конец периода;  $r$  — сумма осадков за рассматриваемое время. Оптимальная потребность растений равна  $E_{\text{опт}} = \kappa \Sigma d$ , где коэффициент  $\kappa$  равен для периода от всходов до колошения — 0,45, а от колошения до восковой спелости — 0,3 (для дефицита влажности, выраженного в миллибарах);  $\Sigma d$  есть сумма среднесуточных дефицитов влажности за соответствующий период. За период вегетации яровая пшеница в южной тайге влагообеспечена на 90%, в подтайге — на 75—85%, в лесостепи на 55—70%.

Разница между оптимальным водопотреблением и фактическим также характеризует влагообеспеченность растений. Если эта разница не превышает  $\pm 50$  мм, то условия увлажнения можно считать оптимальными. Разность более 50 мм с отрицательным знаком свидетельствует о недостатке увлажнения, а с положительным — об избытке. Изменения этой разницы по структурным единицам представлены в табл. 5.

Во все фазы лета оптимальное увлажнение наблюдается в южной тайге и подтайге. В лесостепной зоне неудовлетворительное увлажнение бывает в подфазу «умеренно прохладное лето» и первую подфазу «умеренно теплого лета», что согласуется с данными В. К. Иванова (1956) о наибольшей вероятности засушливости на юге Западной Сибири в мае, июне и первой декаде июля. Лишь со второй половины фазы «умеренно теплое лето» увлажненность становится оптимальной и в лесостепи.

За 35 лет в лесостепной зоне, по данным станции Омск, было 30% лет с оптимальной влагообеспеченностью, 11% — с избыточной и 59% — с недостаточной. Это свидетельствует о необходимости проводить в лесостепной зоне агротехнические мероприятия, направленные на сбережение и сохранение влаги.

Соотношение тепла и влаги по природным зонам для фаз лета оценивалось по ГТК Г. Т. Селянинова (1937). Показатель ГТК представляет собой отношение сумм осадков за рассматриваемый период к сумме температур за этот же период, уменьшенную в 10 раз. Показатель ГТК характеризуется большой устойчивостью на границах распростра-



нения культур. Кроме этого с его помощью внутри вегетационной части года можно выделить засушливые ( $ГТК < 1,0$ ) и сухие ( $ГТК < 0,5$ ) периоды, а также переувлажненные ( $ГТК > 1,5$ ).

В табл. 6 приведены значения ГТК и его обеспеченность по природным зонам за лето в целом, фазу «умеренно теплое лето», а также за ее первую подфазу. ГТК за лето в целом изменяется от 1,3—1,4 в южной тайге до 1,0—1,1 в лесостепи, а ГТК за фазу «умеренно теплое лето» — соответственно от 1,2 до 1,0. Из табл. 6 следует, что в южной тайге лишь в один из десяти ГТК за лето может быть меньше 1,0, тогда как в

Таблица 5

Влагообеспеченность яровой пшеницы (мм) по фазам лета и за вегетационную часть года

| Природная зона | Умеренно прохладное лето |             |                     | Первая подфаза умеренно теплого лета |             |                     | Вторая подфаза умеренно теплого лета |             |                     | Вегетационная часть года |             |                     |
|----------------|--------------------------|-------------|---------------------|--------------------------------------|-------------|---------------------|--------------------------------------|-------------|---------------------|--------------------------|-------------|---------------------|
|                | водопотребление          |             | влагообеспеченность | водопотребление                      |             | влагообеспеченность | водопотребление                      |             | влагообеспеченность | водопотребление          |             | влагообеспеченность |
|                | оптимальное              | фактическое |                     | оптимальное                          | фактическое |                     | оптимальное                          | фактическое |                     | оптимальное              | фактическое |                     |
| Южная тайга    | 78                       | 52          | —26                 | 92                                   | 75          | —17                 | 54                                   | 80          | +26                 | 224                      | 202         | —22                 |
| Подтайга       | 84                       | 44          | —40                 | 152                                  | 125         | —27                 | 54                                   | 85          | +31                 | 290                      | 250         | —40                 |
| Лесостепь      | 106                      | 35          | —71                 | 188                                  | 122         | —66                 | 65                                   | 80          | +15                 | 360                      | 230         | —130                |

Таблица 6

Среднее многолетнее значение ( $N$ ), изменчивость ( $C_v$ ) и обеспеченность гидротермического коэффициента

| Природная зона                            | N   | C <sub>v</sub> | Обеспеченность, % |     |     |     |     |     |     |     |
|-------------------------------------------|-----|----------------|-------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
|                                           |     |                | 5                 | 10  | 25  | 50  | 75  | 80  | 90  | 95  |
| За лето                                   |     |                |                   |     |     |     |     |     |     |     |
| Южная тайга                               | 1,4 | 0,39           | 2,7               | 2,4 | 1,7 | 1,4 | 0,9 | 0,8 | 0,8 | 0,7 |
| Подтайга                                  | 1,2 | 0,36           | 2,0               | 1,7 | 1,4 | 1,1 | 0,9 | 0,8 | 0,5 | 0,3 |
| Лесостепь                                 | 1,0 | 0,41           | 1,9               | 1,5 | 1,2 | 1,0 | 0,7 | 0,7 | 0,5 | 0,3 |
| За фазу «умеренно теплое лето»            |     |                |                   |     |     |     |     |     |     |     |
| Южная тайга                               | 1,2 | 0,56           | 2,4               | 2,1 | 1,6 | 1,2 | 0,9 | 0,6 | 0,4 | 0,3 |
| Подтайга                                  | 1,1 | 0,59           | 2,4               | 1,8 | 1,4 | 1,1 | 0,9 | 0,6 | 0,4 | 0,2 |
| Лесостепь                                 | 1,0 | 0,8            | 1,9               | 1,5 | 1,3 | 1,0 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,2 |
| За первую подфазу «умеренно теплого лета» |     |                |                   |     |     |     |     |     |     |     |
| Южная тайга                               | 0,9 | 0,7            | 2,0               | 1,6 | 1,4 | 0,9 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 0,2 |
| Подтайга                                  | 0,8 | 0,7            | 1,8               | 1,7 | 1,2 | 0,8 | 0,5 | 0,4 | 0,2 | 0,2 |
| Лесостепь                                 | 0,7 | 0,8            | 1,4               | 1,1 | 0,9 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 0,3 | 0,1 |

подтайге — в трех годах из десяти, а в лесостепи — в четырех годах. Еще меньше ГТК в первую подфазу фазы «умеренно теплое лето». Средние многолетние значения его равны в южной тайге — 0,9, в подтайге — 0,8 и в лесостепи — 0,7. В пяти из десяти лет этот основной для развития яровой пшеницы период будет засушливым.



Таким образом, имеющийся в распоряжении автора материал позволил дать оценку тепло- и влагообеспеченности яровой пшеницы по природным зонам юго-запада Западной Сибири. В южной тайге и подтайге хорошо обеспечены теплом ранние и среднеспелые сорта яровой пшеницы, а в подтайге и лесостепи и позднеспелые.

Во все фазы лета в южной тайге и подтайге в среднем многолетнем пшеница имеет оптимальное увлажнение, лишь в первую подфазу умеренно теплого лета оно несколько ниже требуемого. В лесостепной зоне неудовлетворительно увлажнены фаза «умеренно-прохладное лето» и первая подфаза умеренно теплого лета.

## ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматические ресурсы Омской области. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 187 с.

Агроклиматические ресурсы Тюменской области. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 151 с.

Алпапьев А. М. Влагооборот культурных растений. — Л.: Гидрометеиздат, 1954. — 248 с.

Вериго С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 289 с.

Иванов В. К. Метеорологический режим сухих и влажных лет в Западной Сибири и засухи ЕТС.: — Труды Всесоюз. науч. метеорол. совещ. Секция агрометеорологии. Л., 1963, т. 8, с. 270—275.

Обухов В. М. Урожайность и метеорологические факторы. — М.: Госпланиздат, 1949. — 318 с.

Селянинов Г. Т. Методика сельскохозяйственной характеристики климата. — В кн.: Мировой агроклиматический справочник. — Л., 1937, с. 5—28.

Синицына Н. И., Гольцберг И. А., Струнников З. А. Агроклиматология Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 344 с.

Сляднев А. П. Климатические ресурсы сельского хозяйства Западной Сибири. — В кн.: Географические проблемы Сибири. Новосибирск, 1972, с. 107—142.

Тимирязев К. А. Сочинения. Т. 3. — М.: Сельхозиздат, 1937. — 499 с.

Федоров Е. К. Погода и урожай. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 56 с.

Филандышева Л. Б. Климатический анализ вегетационной части годового цикла и его фаз на юго-западе Западной Сибири: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Новосибирск, 1982. — 16 с.



М. В. Петкевич

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЫСОТНОЙ ПОЯСНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ЦЕНТРАЛЬНОМ АЛТАЕ

Современный морфологический облик горной страны можно представить как сочетание различных склонов, разнообразных по строению, длине и крутизне [Щукин И. С., 1964; Симонов Ю. Г., 1967; Воскресенский С. С., 1971], происхождение и развитие которых связано с процессами формирования морфоструктуры, когда образуются первичные склоны, с их одновременным и непрерывным моделированием под влиянием склоновых процессов, создающих элементы морфоскульптуры.

Под склонами [Тимофеев Д. А., 1978] понимают наклонные участки земной поверхности, в пределах которых совершается перемещение вещества в различных формах, но главным образом под влиянием силы тяжести. Соответственно этому склоновые процессы — экзогенные процессы, различающиеся по особенностям движения вещества на склонах и генетическому типу рыхлых отложений. При этом сила тяжести рассматривается не только как движущаяся сила, но и как среда переноса. Вот почему склоновые процессы — движения самопроизвольные, т. е. самостоятельные, осуществляющие плоскостную денудацию, в отличие от движений, совершающихся в средах — вода, лед, воздух.

Само явление плоскостной денудации на склонах сложное, состоит из ряда параллельно идущих и пересекающихся процессов: обрушения, скольжения, течения, сползания, плоскостного смыва, которые образуют коррелятные генетические типы и фации отложений и склоны соответствующей размерности.

Наблюдаемые в пространстве однотипные сочетания современных комплексов процессов, выделяемых по ведущей роли рельефообразующей силы, позволяют выделить не только морфологические типы природной среды [Щукин И. С., 1960, 1964], парагенетические сочетания родственных связей процессов, форм и осадков [Шанцер Е. В., 1965], но и историко-генетические, функциональные, изменяющиеся во времени, динамические типы процессов, представляющих общий процесс создания и становления морфологической структуры [Симонов Ю. Г., 1972; Флоренсов Н. А., 1976; Флоренсов Н. А., Коржуев С. С., 1982].

При этом «современность» склоновых процессов проявляется только отчасти, поскольку она имеет, как справедливо заметил Л. Н. Ивановский (1983), два возрастных рубежа: время возникновения и современное скользящее время. Действительно, методы геоморфологических исследований позволяют их наблюдать непосредственно в действии,



а также опосредованно, в генетических однородностях элементов рельефа и отложениях, сохраняющихся длительное время — в течение десятков, сот и тысяч лет.

Выделение геоморфологической поясности сопутствует выявлению общей географической поясности в горах Центрального Алтая. Климатическая зависимость экзогенного рельефообразования предопределяет качественную определенность ландшафтного комплекса. Поэтому закономерно совпадение горных ландшафтов, по Г. С. Самойловой (1970), с нашими поясами экзогенного рельефообразования [Петкевич М. В., 1968].

Имея в виду приуроченность склонового выноса к определенному уровню (ярусу), на котором складываются оптимальные сочетания тепла и влаги, состава и строения горных пород для развития ведущего процесса, мы тогда выделили гляциально-нивальное (2800—3000 м) и морозно-солифлюкционное, перигляциальное (2100—2800 м) высокогорья и эрозионно-аккумулятивное, внеледниковое среднегорье (1500—2000 м).

Первый и второй уровни современного склоноформирования разделены снеговой границей, второй и третий — границей леса.

Однако совпадение названных поясов склоновых процессов с ландшафтными комплексами далеко не полное, и объясняется этот факт тем, что геоморфологический пояс к ландшафтному относится как часть к целому, которому (последнему) присущи более общие по сравнению с первым зональные и аazonальные закономерности.

В Центральном Алтае повсеместно распространены экзогенные, вторичные, элементарные склоны гор, развитие которых предопределено не только интенсивностью поднятия складчато-глыбовых блоков Центрального Алтая, но и саморазвитием позднеледников-голоценового оледенения, которое только отчасти имеет зональную предопределенность [Ивановский Л. Н., 1981; Богачкин Б. М., 1981; Окишев П. А., 1982], и связанных с ним процессов склонового экзоморфогенеза. Вот почему в соответствии с ведущим зонально-высотным процессом склонообразования и склоноформирования вторичные, частные склоны могут быть разделены на следующие: 1) снежно-ледниковые (кары, цирки, морены); 2) мерзлотные (водотоки первых порядков) перигляциального расчлененного и выравненного высокогорья; 3) водно-ледниковые (долины-троги); 4) водно-эрозионные склоны речных долин и ложбин, водно-аккумулятивных конусов выноса. Каждому из этих типов склонов соответствует морфология (строение), особенности движения материала на них (характер и интенсивность), приводящие к непрерывному усложнению и нарастанию нарушений морфологического и литологического строения разнопорядковых склоновых поверхностей.

Сопоставление генетически однородных типов рыхлых отложений, сохраняющихся длительное время и функционирующих современных склоновых процессов, указывает на их динамику, изменяющую систему экзогенного рельефообразования (таблица).

Анализируя проявление склоновых процессов, можно видеть, что они имеют взаимные переходы внутри одного типа и к смежным типам экзогенных процессов, развиваются на формах, образующихся в других высотно-поясных палеогеографических условиях. В своем большинстве они протекают на склонах, генетические типы которых возникли в древнеледниковые эпохи. Именно они наиболее широко «просвечивают» в форме склонов и типе отложений, в направленности и интенсивности современных процессов, являясь индикаторами напряженности протекающих процессов. Прогрессирующий процесс отступления ледников, сокращение площади оледенения ведет к увеличению объемов линейно-



го стока, в конечном счете к увеличению площадей денудации, созданию новой системы местных базисов денудации, к которым «привязаны» все склоновые процессы.

Экспозиционная приуроченность тепловлагооборота [Щербаков Ю. А., 1982] обуславливает температурный режим и режим влажности грунтов. Различные их сочетания на склонах разной экспозиции и крутизны предопределяют генетический тип современного склонового, поясного движения.

#### Изменчивость поясности современных склоновых процессов

| №<br>п/п | Типы современных склоновых процессов              | Рыхлые отложения                                  |                  |
|----------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------|
|          |                                                   | Тип                                               | Возраст          |
| 1        | Делювиально-пролювиальные                         | Озерно-болотные                                   | Q <sub>4</sub>   |
| 2        | Элювиально-делювиальные и морозно-солифлюкционные | Элювиально-делювиальные и морозно-солифлюкционные | Q                |
| 3        | Элювиально-делювиальные и солифлюкционные         | Элювиально-делювиальные и солифлюкционные         | Q                |
| 4        | Морозно-солифлюкционные                           | Морозно-солифлюкционные                           | Q                |
| 5        | Гравитационно-ниважно-солифлюкционные             | Гравитационно-ниважно-солифлюкционные             | Q                |
| 6        | Гравитационно-десерпционные и суффозионные        | Гравитационно-десерпционные                       | Q                |
| 7        | Гравитационно-десерпционные                       | Гравитационно-десерпционные и суффозионные        | Q                |
| 8        | Нивально-гравитационные                           | Нивально-гравитационные                           | Q                |
| 9        | —, —                                              | Нивально-гравитационные значительной мощности     | Q                |
| 10       | Делювиально-пролювиальные и оползневые            | Делювиально-пролювиальные и оползневые            | Q <sub>3-4</sub> |
| 11       | Делювиально-пролювиальные                         | Аллювиальные незначительной мощности              | Q <sub>3-4</sub> |
| 12       | —, —                                              | Водно-ледниковые                                  | Q <sub>3</sub>   |
| 13       | —, —                                              | Озерно-ледниковые                                 | Q <sub>3</sub>   |
| 14       | —, —                                              | Ледниковые значительной мощности                  | Q <sub>3</sub>   |
| 15       | Делювиально-пролювиальные и солифлюкционные       | Ледниковые незначительной мощности                | Q <sub>3</sub>   |
| 16       | Делювиально-пролювиальные                         | Аллювиальные значительной мощности                | Q <sub>2-3</sub> |
| 17       | —, —                                              | Озерные                                           | Q <sub>2-3</sub> |
| 18       | —, —                                              | Озерные незначительной мощности                   | Q <sub>2-3</sub> |
| 19       | Делювиально-солифлюкционные                       | Делювиально-солифлюкционные                       | Q <sub>2</sub>   |
| 20       | Элювиально-делювиально-пролювиальные              | Элювиально-делювиально-пролювиальные              | K—F              |

Анализ склоновых процессов показал их подчинение закону высотной поясности, что прослежено в спектрах склоновых процессов, выделенных для склонов северной и южной экспозиции (рис. 1). Различия в склоновых спектрах запада, центра и востока может быть связано с высотной литологической изменчивостью факторов рельефообразования, выступающих как местное проявление общего закона поясности склоновых процессов и явлений в горах.



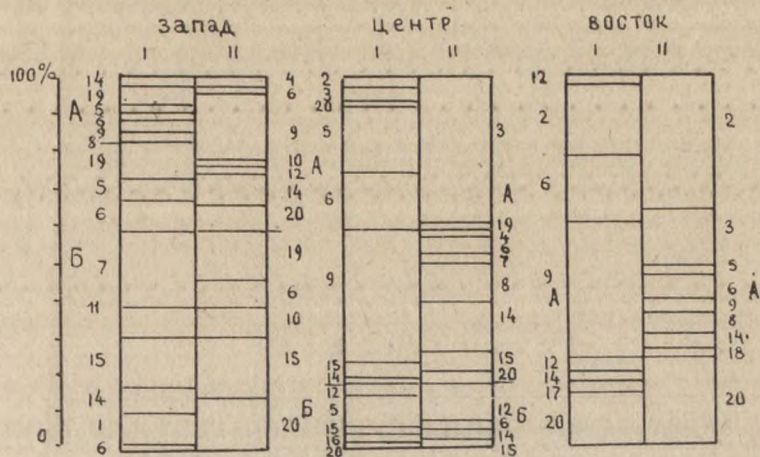


Рис. 1. Спектры склоновых процессов Центрального Алтая: I — южная экспозиция; II — северная экспозиция; А — высокогорье; Б — среднегорье; 1, 2, 3... — объяснение арабских цифр в таблице

## ЛИТЕРАТУРА

- Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. — М.: Наука, 1981. — 130 с.
- Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. — М.: Изд-во МГУ, 1971. — 228 с.
- Ивановский Л. Н. Гляциальная геоморфология гор. — Новосибирск: Наука, 1981. — 172 с.
- Ивановский Л. Н. Значение коррелятных отложений в изучении современных экзогенных процессов рельефообразования. — География и природн. ресурсы, 1983, № 1, с. 16—23.
- Окишев П. А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1982. — 208 с.
- Петкевич М. В. О зональности рельефа и рельефообразующих процессов в высокогорье Юго-Восточного Алтая. — В кн.: Проблемы геоморф. и неотект. ороген. обл. Сибири и Д. Вост. Новосибирск: Наука, 1968, с. 74—81.
- Самойлова Г. С. Высокогорные типы местности Алтая. — В кн.: Гляциология Алтая, Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970, с. 213—228.
- Симонов Ю. Г. Проблемы регионального геоморфологического анализа внутриконтинентальных областей умеренного пояса: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. — М., 1967. — 39 с.
- Симонов Ю. Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. — 250 с.
- Тимофеев Д. А. Терминология денудации и склонов. — М.: Наука, 1978. — с. 119, 133.
- Флоренсов Н. А. Геоморфологические формации. — В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 399—419.
- Флоренсов Н. А., Коржув С. С. В поисках основ геоморфологических концепций. — Геоморфология, 1982, № 2, с. 13—18.
- Шанцер Е. В. О принципах литолого-генетического изучения и фациального анализа четвертичных континентальных образований. — В кн.: Четв. пер. и его история. М.: Наука, 1965, с. 15—20.
- Щербаков Ю. А. Склоновые ландшафты. Калинин: Изд-во Калинин. ун-та, 1982. — 87 с.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. — М.: Изд-во МГУ, 1960, т. 1, с. 198; 1964, т. 2, с. 268.



Н. С. Евсеева

## СВЯЗЬ РЕЛЬЕФА БАССЕЙНА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЧУЛЫМ С ТЕКТОНИЧЕСКИМИ СТРУКТУРАМИ

Бассейн среднего течения р. Чулым расположен в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Рельеф равнины здесь пологий, полого-увалистый с абсолютными отметками, редко превышающими 180—200 м. По данным С. А. Архипова и др. (1970), Б. В. Мизерова и др. (1970), рельеф этой части равнины обнаруживает достаточно тесную связь со структурами платформенного чехла и фундамента. Однако до настоящего времени на эту связь не обращалось должного внимания. На картах тектоники мезозойско-кайнозойского чехла юго-востока Западно-Сибирской плиты отражены лишь структуры I—II порядков.

В настоящей статье сделана попытка выявить структуры III порядка в пределах исследуемого района. Для этой цели в совокупности с полевыми геолого-геоморфологическими наблюдениями и дешифрированием аэрофотоснимков нами были применены морфометрические исследования, составлены карты интенсивности расчленения рельефа и уклонов гидросети бассейна среднего течения р. Чулым.

На основе сопоставления, анализа вышеперечисленных и геофизических материалов и данных глубокого бурения составлены: сводная карта тектоники и неотектоники района и таблица, в которой зафиксирована 21 структура III порядка и дана их характеристика.

### Классификация структур III порядка бассейна среднего течения р. Чулым

В бассейне среднего течения р. Чулым развиты унаследованные структуры I и II порядков. К ним относятся Степановский свод и Чачанское куполовидное поднятие, Киселевский мегапрогиб, Долгоунское поднятие, Зимовской и Чулымский структурные мысы, Тегульдетская и Киселевская впадины. Они повторяют основные черты структур доюрского фундамента и постепенно выполаживаются вверх по разрезу отложений от более древних свит к более молодым. Выделенные нами структуры III порядка и локальные поднятия, осложняющие перечисленные выше формы, можно подразделить на четыре группы:

1. Структуры, устойчиво развивающиеся в мезозое и кайнозое. К ним можно отнести Верхнечикаульский, Четский валы, Чебаковское, Оленкинское и другие поднятия, Верхнекетскую впадину.

2. Структуры, сформировавшиеся на месте перемычек, седловин и моноклиналей внутренней области плиты в позднемеловое время. —



Большеуткинский, Тонгульский, Луговой валы, Сушняковское поднятие.

3. Структуры, образовавшиеся предположительно в олигоцен-четвертичное время: Айгудатское поднятие и ряд безымянных локальных поднятий, расположенных в пределах структур I — II порядков.

4. Структуры, развивавшиеся с перерывами — Начальнический и Заревский валы, Килинское поднятие. Они выделены в особую группу из-за недостатка фактических данных. Так, на геофизических картах, построенных по кровле поздней юры, все названные структуры были хорошо выражены. На картах, построенных по кровле отложений сеномана, они не выражены, а возможно, что были вовлечены в процесс погружения. В коньяк-сантоне Начальнический, Заревский валы снова выделяются как положительные структуры.

#### Характеристика основных структур бассейна среднего течения р. Чулым, активных в неоген-четвертичное время

Степановский свод — унаследованная, сложно построенная структура, четко прослеживающаяся на геофизических картах. Наиболее крупной структурой, осложняющей Степановский свод, является Чачанское куполовидное поднятие, осевая часть которого расположена в верховьях рр. Большая Утка и Средняя Оленка. В начале поздней юры Чачанское куполовидное поднятие осложняли структуры III порядка — Оленкинское и Килинское поднятия, Большеуткинский и Заревский валы. Чачанская впадина в это время имела размытые контуры. В сеномане осевая часть Чачанского куполовидного поднятия разделилась Чачанской впадиной на два купола, высота которых достигала 50 м. В общих чертах эти купола соответствуют современным Большеуткинскому валу и Оленкинскому поднятию. Килинское поднятие, Начальнический и Заревский валы в рельефе не выражены, а два последних, возможно, были вовлечены в процесс опускания. В сеномане произошло зарождение Верхнекетской впадины. В позднемерловое время (коньяк-сантон) Чачанское куполовидное поднятие, очевидно, испытывало разнонаправленные движения, что отразилось на структурах более мелкого порядка, осложняющих его. Так, в коньяке и сантоне хорошо были выражены Оленкинское поднятие, Начальнический вал, Верхнекетская впадина. Последняя имела удлиненную форму субширотной ориентировки. Размеры ее достигали 40×40 км при глубине более 10 м. Впадина располагалась несколько севернее своего современного положения. Коньяк и сантон — время зарождения Катайгинского поднятия (табл. 1.).

В кампане и маастрихте Чачанское куполовидное поднятие продолжало расти. Причем уже в кампане началось более активное воздымание его восточной части. Особенно интенсивно эта структура росла в маастрихте. Амплитуда воздымания Чачанского куполовидного поднятия в восточной его части была (за кампан и маастрихт) более 200 м.

Верхнекетская впадина в кампане и маастрихте продолжала прогибаться: в кампане глубина впадины превышала 20 м, а в маастрихте она имела связь в виде залива с Киселевским мегапрогибом. Длинная ось впадин была ориентирована с СВ на ЮЗ. Величина прогибания Верхнекетской впадины по кровле сымской свиты в среднем составила 40 — 50 м.

Поскольку осадков палеоцена — раннего олигоцена на Чачанском куполовидном поднятии нет, то можно предположить, что в это время продолжался его рост. Амплитуда поднятия превышала 20 м, так как мощность юрковской свиты здесь была не более 20 м. Верхнекетская



впадина в палеоцене, эоцене и раннем олигоцене соединялась с Киселевским мегапрогибом.

В среднем и позднем олигоцене Чачанское куполовидное поднятие продолжало расти. Амплитуда поднятия в позднем олигоцене колебалась от 20 до 40 м. Верхнекетская впадина в позднем олигоцене потеряла связь с Киселевским мегапрогибом и в конце олигоцена имела округлую форму при диаметре до 35 км и глубине до 20 м.

В неогене рост Чачанского куполовидного поднятия продолжался, причем неравномерно. Амплитуда роста увеличивалась с запада от 5—10 м до 20—30 м — на востоке. Верхнекетская впадина в неогене имела примерно те же размеры, что и в настоящее время.

Чулымский структурный мыс — унаследованная структура, довольно хорошо прослеживающаяся по подошве позднеюрских отложений. Особенно четко выделяется юго-западная его часть. Длинная ось ориентирована субширотно. В сеномане Чулымский структурный мыс имел довольно четкие контуры в плане. В это время зародились и начали расти структуры III порядка: Берегаевский, Ореховский и Луговой валы. В коньяк-сантоне Чулымский структурный мыс имел расплывчатые очертания в плане и, очевидно, испытывал неравномерное поднятие. Наиболее интенсивно росла восточная часть мыса, где оформился вал длиной до 50 и шириной до 20 км. В общих чертах этот вал соответствует Луговому валу и локальным поднятиям в низовьях р. Балыкты-Юл. В кампане и маастрихте Чулымский структурный мыс продолжал подниматься и разрастался по площади за счет окраинных частей Киселевского мегапрогиба. Рост этого мыса в маастрихте был значителен и неравномерен. На куполе и крыльях мыса нет осадков верхнесымской подсвиты, а на прилегающей к структуре территории мощность свиты колеблется от 5 до 100 м. Амплитуда поднятия мыса по кровле сымской свиты в среднем оценивается следующим образом: северное крыло поднялось на 10—20 м, а южное — на 30—40 м. Ориентировка длинной оси Чулымского структурного мыса в течение позднего мела была субширотной.

В палеоцене, эоцене и начале раннего олигоцена Чулымский структурный мыс продолжал подниматься, о чем свидетельствует отсутствие на его поверхности отложений этого возраста. Тенденция к поднятию у Чулымского структурного мыса сохранялась в течение среднего и позднего олигоцена. Причем поднятие происходило неравномерно. Так, в западной части мыса на поверхности купола нет осадков новомихайловской свиты, в то время как в его восточной части и на крыльях мощность новомихайловской свиты достигает 30 м. Величина прироста мыса в позднем олигоцене по кровле лагернотомской свиты составила 10—30 м.

Таким образом, в течение палеогена амплитуда поднятия Чулымского структурного мыса достигала, без учета роста за палеоцен и первую половину эоцена, 70—90 м. В неогене активность мыса стала затухать. Рост его по кровлям таганской и кочковской свит составил 5—10 м.

Долгоунское поднятие — унаследованная структура, большая часть которой расположена за пределами исследованной территории. В начале поздней юры это поднятие имело хорошо выраженные контуры. Уже в это время существовал и Четский вал. В позднем мелу Долгоунское поднятие испытывало устойчивую тенденцию к вздыманию. Так, в сеномане прирост его по кровле симоновской свиты составил 70 м. В сеномане сформировался Поваренкинский вал, который находился несколько севернее своего современного положения. В кампане и маастрихте Долгоунское поднятие имело четкие границы. Амплитуда его роста по кровле сымской свиты достигла 50 м. В течение палеогена описы-



**Структура III порядка и локальные поднятия осадочного чехла бассейна  
среднего течения р. Чулым, выделенные по данным морфометрического анализа**

| Наименование<br>структуры | Предпо-<br>лагае-<br>мые<br>разме-<br>ры, км <sup>2</sup> | Удли-<br>нение<br>(отно-<br>шение<br>длин-<br>ной<br>оси к<br>корот-<br>кой) | Связь структур<br>III порядка со<br>структурами<br>I—II порядков      | Морфометри-<br>ческие данные,<br>на основе ко-<br>торых выделе-<br>ны структуры<br>III порядка |                     | Геолого-<br>геофизи-<br>ческие<br>данные |
|---------------------------|-----------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|------------------------------------------|
|                           |                                                           |                                                                              |                                                                       | Интенсив-<br>ность<br>расчленения<br>рельефа                                                   | Уклоны<br>гидросети |                                          |
| Катайгинское поднятие     |                                                           |                                                                              | Степановский<br>свод                                                  | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Большеуткинский вал       | 300                                                       | 5 : 1                                                                        | То же                                                                 | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Оленкинское поднятие      | 400                                                       | 2 : 1                                                                        | —,,—                                                                  | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Килинское поднятие        | 280                                                       | 2 : 1                                                                        | —,,—                                                                  | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Начальничевский вал       | 180                                                       | 4 : 1                                                                        | Крылья Степа-<br>новского свода                                       | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Заревский вал             | 180                                                       | 7 : 1                                                                        | То же                                                                 | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Чебаковское поднятие      | 160                                                       | 1 : 1                                                                        | Зимовский струк-<br>турный мыс                                        | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Нижнечичкаюльский<br>вал  | 660                                                       | 6 : 1                                                                        | То же                                                                 | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Пролетарское поднятие     | 120                                                       | 2 : 1                                                                        | Чулымский<br>структурный мыс                                          | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Ореховское поднятие       | 110                                                       | 2 : 1                                                                        | То же                                                                 | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Берегаевский вал          | 120                                                       | 5 : 1                                                                        | —,,—                                                                  | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Луговой вал               | 260                                                       | 5 : 1                                                                        | —,,—                                                                  | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Четский вал               | 800                                                       | 8 : 1                                                                        | Долгоуинское<br>подняtie                                              | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Поваренкинский вал        | 30                                                        | 1 : 1                                                                        | То же                                                                 | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Айгудатское поднятие      | 80                                                        | 2 : 1                                                                        | —,,—                                                                  | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Тонгульский вал           | 400                                                       | 5 : 1                                                                        | Область пере-<br>мычек, монокли-<br>налей внутренней<br>области плиты | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Верхнечичкаюльский<br>вал | 400                                                       | 5 : 1                                                                        | Киселевский ме-<br>гапрогиб                                           | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Сушняковское поднятие     | 140                                                       | 1 : 1                                                                        | То же                                                                 | +                                                                                              | +                   | +                                        |
| Чачанская впадина         | 450                                                       | 5 : 1                                                                        | Чачанское купо-<br>ловидное поднятие<br>(Степановский<br>свод)        | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Верхнекетская впадина     | 280                                                       | 3 : 1                                                                        | —,,—                                                                  | +                                                                                              |                     | +                                        |
| Комсомольская<br>впадина  | 120                                                       | 3 : 1                                                                        | —,,—                                                                  |                                                                                                |                     |                                          |

Примечание. В пределах территории на основе морфометрического анализа выделен ряд мелких (локальных) поднятий, осложняющих положительные и отрицательные структуры I—II порядков. Размеры их колеблются от 20 до 100 км<sup>2</sup>, а удлинение, как правило, до 3 : 1.



ваемое поднятие продолжало расти, так как на его поверхности нет осадков юрковской (мощность до 20 м) и новомихайловской (мощность до 30 м) свит. За поздний олигоцен это поднятие по кровле лагерьнотомской свиты выросло на 20 м.

В течение неогена Долгоунское поднятие продолжало расти. Амплитуда роста в миоцене достигла 60 м. В плиоцене поднятие воздымалось неравномерно. Рост ее по кровле кочковской свиты составил 5 — 10 м. Однако локальные поднятия, осложняющие Долгоунскую структуру, были более активны. Например, рост некоторых локальных поднятий по кровле кочковской свиты достигал 30 м, а также интенсивно поднимался и Четский вал.

Зимовской структурный мыс — унаследованная структура, четко прослеживающаяся по подошве верхнеюрских отложений. Уже в начале поздней юры этот мыс осложняли структуры III порядка: Нижнечичкаюльский вал и Чебаковское поднятие. В позднемеловое время названные структуры имели довольно четкие границы и, очевидно, испытывали поднятие.

В палеогене Зимовской структурный мыс был весьма активен, так как на его поверхности нет осадков палеоцена, эоцена и верхнего олигоцена. Амплитуда роста превышала 20 м. В конце позднего олигоцена и в неогене этот мыс, очевидно, сохранял тенденцию к поднятию.

Тукайское поднятие — унаследованная структура, однако геофизических данных, подтверждающих это, нет. Анализ структурно-фациальных схем, построенных по кровлям симоновской и сымской свит, показывает, что Тукайское поднятие имеет длительную историю формирования. В позднемеловое время оно испытывало тенденцию к воздыманию. По кровле сымской свиты рост структуры составил 80 — 100 м.

Воздымание этой структуры продолжалось и в палеогене, так как на ее поверхности нет осадков палеоцена, эоцена и раннего олигоцена. Приблизительно амплитуда роста структуры может быть определена в 50 м. Положительные движения в пределах Тукайского поднятия продолжались и в неогене. Особенно интенсивно росло его северное крыло, где нет осадков таганской свиты. Мощность свиты на сопредельных территориях достигает 60 м.

Инверсионными структурами в бассейне среднего течения Чулыма являются Верхнечичкаюльский, Тонгульский валы и Сушняковское поднятие, которые первоначально были выделены нами по данным морфометрического анализа.

Верхнечичкаюльский вал и Сушняковское поднятие расположены в пределах перемычки внутренней области Западно-Сибирской плиты. Заложение этих структур произошло, очевидно, в сеномане, поскольку по кровле симоновской свиты Верхнечичкаюльский вал и Сушняковское поднятие имеют довольно четкие контуры. Рост структур в сеномане по кровле симоновской свиты составил 20 м на Верхнечичкаюльском вале и несколько менее на Сушняковском поднятии.

В позднемеловое время эти структуры испытывали догольче устойчивую тенденцию к поднятию. Особенно активно рос в маастрихте Верхнечичкаюльский вал. В то время он имел округлую форму с диаметром до 20 км и высотой до 30 м. Воздымание структур по кровле сымской свиты составило на Верхнечичкаюльском валу 20 м, а Сушняковском поднятии — 5—10 м. В течение палеогена обе эти структуры продолжали расти, и в олигоцене слились воедино. Размеры образовавшейся вновь структуры следующие: по длинной оси — 50 км, при ширине до 20 км. Ориентировка была субширотной. Примерная амплитуда поднятия за палеоген колебалась от 55 до 70 м, так как на поверхности Верх-



нечичкаюльского вала и Сушняковского поднятия нет осадков палеоцена, эоцена и начала верхнего олигоцена. Поднятие структур по кровле лагернотомской свиты составляло 5 — 10 м.

В неогене прирост структур достиг 70 м, поскольку на поверхности их нет осадков таганской свиты. Мощностъ же свиты на прилегающих территориях 60 м. По кровле кочковской свиты рост структур составил 10 м.

Тонгульский вал сформировался на месте котловины или перемычки внутренней области Западно-Сибирской плиты. Приблизительное время зарождения вала — маастрихт, поскольку по кровле верхнесымской свиты отмечается поднятие слоев вверх по разрезу. Подъем Тонгульского вала по кровле сымской свиты в среднем составил 20—30 м. С момента зарождения и в последующее время Тонгульский вал устойчиво воздымался. Так, по кровле верхнепалеогеновых осадков рост его превышает 50 м.

По данным И. П. Варламова и др. (1981), суммарная амплитуда неотектонических движений для исследуемого района колеблется от 100—150 до 150—200 м, однако местами она равна всего лишь 50—100 м. Это район устья р. Куендат и резкого поворота течения р. Чулым с субширотного на субмеридиональное.

В бассейне среднего течения р. Чулым распространены округлые и удлиненные структуры III порядка с площадью от 110 до 800 км<sup>2</sup>. Причем на долю удлиненных структур приходится более 60%. М. Я. Рудкевич (1969) считает, что округлые структуры (отношение длинной оси к короткой равно 1:1 или 2:1) обязаны своему происхождению пликативным дислокациям. Удлиненные структуры (удлинение более 3:1) связаны с проявлениями дизъюнктивных нарушений.

Проведенные исследования показали, что в бассейне среднего течения р. Чулым прослеживаются следующие закономерности:

1. Большая часть структур III порядка является унаследованной.

2. Большинство структур I — II и III порядков, а также локальные поднятия довольно четко прослеживаются в рельефе.

Так, к Тегульдетской впадине приурочена долина р. Чулым, а к Киселевскому мегапрогибу — долина р. Чичка-Юл. Чулымский структурный мыс служит водоразделом рр. Чулым и Кеть, а Зимовской является частью водораздела рр. Улу-Юл и Чичка-Юл. Многие структуры III порядка также обнаруживают достаточно тесную связь с рельефом. Например, Сушняковское поднятие приурочено к водоразделу верховий рр. Чичка-Юл и Улу-Юл. Берегаевский и Луговой валы расположены на водоразделе Чулыма, Чичка-Юла и др. Чачанская впадина, находящаяся в осевой части Чачанского куполовидного поднятия, является водоразделом рр. Кеть и Улу-Юл. Эта впадина, в отличие от прилегающих участков, сильно заболочена, занята Лотарскими болотами.

3. В пределах юго-восточной части Западно-Сибирской равнины дизъюнктивные нарушения способствовали формированию удлиненных и линейных структур III порядка, на долю которых приходится 14 из 21 структуры, т.е. более 60%.

4. Большинство крупных структур, а возможно, их отдельные части, были активны в неоген-четвертичное время.

5. Впервые для данной территории выделено 18 структур III порядка (таблица) и более 20 локальных поднятий. Кроме того, выявлена достаточно хорошая сходимостъ результатов морфометрического анализа с данными геофизических и геологических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

Западно-Сибирская равнина /С. А. Архипов, В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров, В. А. Николаев. — М.: Наука, 1970. — 259 с.



Мизеров Б. В. и др. Новейшие тектонические движения Обь-Енисейского междуречья и их роль в формировании рельефа. — В кн.: Проблема геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 29—43.

Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири /И. П. Варламов, Р. О. Галабала, П. П. Генералов и др. — М.: Недра, 1981. — 235 с.

Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности — М.: Недра, 1969. — 268 с.



В. А. Лыготин

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ДЕФОРМАЦИЯХ РУСЛА р. ОБИ

Интенсивное освоение территории Томской области требует более серьезного подхода к изучению влияния вредных современных геологических процессов. Прогноз этих процессов крайне необходим для учета при строительстве различных народнохозяйственных объектов с целью уменьшения затрат на инженерную подготовку и дальнейшее содержание сооружений.

В настоящей статье приводятся некоторые результаты исследований по изучению русловых процессов в среднем течении Оби, полученные во время полевых и камеральных работ за период 1978 — 1982 гг. Русловые процессы изучались при аэровизуальных облетах и проведении наземных маршрутов. На организованных в 1978 г. стационарных русловых постах в с. Александровском и г. Колпашеве разбита сеть реперов, проводятся ежегодные наблюдения и промеры берегопереработки по выбранным профилям с использованием геодезических инструментов. В камеральных условиях выполнялось дешифрирование аэрофотоснимков, сопоставлялись лоцманские карты разных лет съемки.

Русловые процессы Оби изучал И. В. Попов (1962, 1969), применивший метод расчета русловых деформаций в естественных условиях, а также сотрудники МГУ [Маккавеев Н. И., 1969; Чалов В. В., 1979]. На протяжении ряда лет изучением деформаций русла Оби занимались А. А. Земцов и Д. А. Бураков (1966, 1970, 1972, 1977), Б. В. Поздняков и В. С. Хромых (1973). Этими авторами установлена направленность развития и интенсивность плановых деформаций русла и сделана попытка прогноза хода руслового процесса. Прогнозирование деформаций русла Оби при помощи аналитического метода выполнены Т. А. Бурениной и А. А. Земцовым (1978).

Гидрологический режим р. Оби характеризуется высокими (до 10 — 15 м над меженью) уровнями во время весеннего половодья, продолжительность которого достигает нескольких месяцев. Именно во время весеннего половодья происходят наиболее значительные размывы берегов (до 70% годовых). Распределение стока неравномерно как в течение года, так и за многолетний период. Благоприятствуют процессу боковой эрозии рыхлые песчано-глинистые отложения, слагающие террасы и водораздельные плато в пределах Томской области.

Для Оби характерно чередование весьма устойчивых участков русла с участками, сильно деформируемыми, быстро меняющими свои плановые очертания (излучины). Прямолинейные отрезки, а также точки



перегиба русла являются довольно устойчивыми, что позволяет использовать их в качестве ориентиров при совмещении карт за разные годы.

На изученном нами участке течения Оби встречаются излучины самых разнообразных форм и размеров. Ниже приводятся результаты исследований интенсивности развития русловых процессов среднего течения Оби.

В среднем течении Оби от с. Батурино до с. Чалково можно выделить ряд участков, различающихся по развитию русловых процессов и видам меандрирования (рис. 1):

1) с. Батурино — Сухая протока. Характерно разветвленно-извилистое меандрирование; наблюдается пойменная многорукавность. Меандры практически не выражены, размыв берегов незначительный;

2) Сухая протока — с. Кожевниково. Относительно прямолинейное русло, одиночное разветвление речного потока, меандры либо слабо выражены, либо находятся в начальной стадии развития. Интенсивный размыв берега у с. Кожевниково;

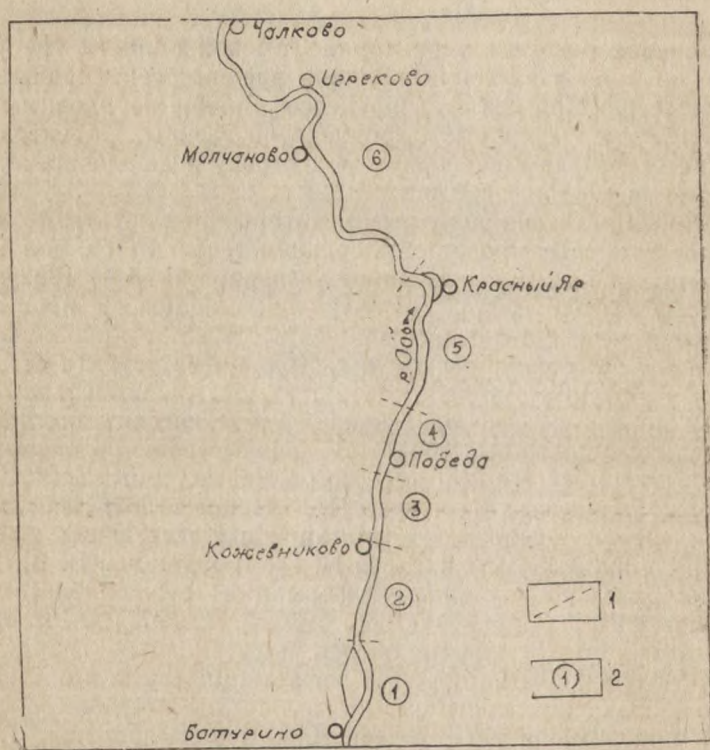


Рис. 1. Схема расположения участков русла среднего течения Оби, различающихся по развитию русловых процессов и типам меандрирования: 1 — границы участков; 2 — номер участков

3) с. Кожевниково — с. Оськино. Преобладает сопряженно-разветвленное меандрирование. Хорошо выражена лишь одна нормальная сегментная излучина в районе переката Таганского. В районе с. Киреевское — вынужденное меандрирование (русло упирается в склон плато);

4) с. Оськино — с. Б. Кулманы. Прямолинейный участок русла реки. Ниже с. Победа наблюдается одностороннее разветвление;

5) с. Б. Кулманы — пос. Красный Яр. Относительно прямолинейное русло, меандры практически не выражены. В районе пос.



Красный Яр наблюдается явление незавершенного меандрирования — спрямление русла произошло в момент, когда излучина не достигла формы петли;

б) пос. Красный Яр — с. Чалково. Разветвленно-извилистое меандрирование. Хорошо выражена крупная омеговидная излучина на участке Молчаново — Игреково.

Вообще для Оби от южной границы области до устья р. Чулым характерна многорукавность русла. Русло реки делится на два, три и более рукавов. Причем часто все они являются судоходными.

На отдельных участках наблюдается интенсивный размыв берегов, особенно у с. Кожевниково. Здесь интенсивный размыв обусловлен тем, что излучина находится в начальной стадии развития. Кроме того, рыхлый песчаный и супесчаный материал, слагающий I террасу Оби, на которой расположено с. Кожевниково, способствует развитию руслового процесса. По данным Б. В. Позднякова, В. С. Хромых (1973), за период с 1900 по 1965 г. ширина полосы размыва составила 100 м. Ими же был дан прогноз величины переработки берега на период до 2000 г. (приблизительно 52 м).

Нами проведено сопоставление лоцманских карт 1965 и 1975 гг. съемки. Размыв берега за этот период составил 25 — 30 м. Это позволяет предполагать, что прогнозная величина переработки берега до 2000 г. будет значительно большей. Подтверждается это нашими полевыми наблюдениями в 1981 г. в районе с. Кожевниково, где отмечено интенсивное развитие боковой эрозии.

Благоприятные условия для размыва берега имеются у с. Победы, где река подмывает склон I террасы. Излучина находится в начальной стадии своего развития, и берегопереработка могла быть весьма интенсивной. Однако постоянное укрепление берега в районе пристани и причала подсыпкой гравия и бетонными плитами привело к тому, что в настоящее время размыв берегов в с. Победа незначительный.

Село Кривошеино расположено в вершине сегментной излучины, что создает благоприятные условия для развития русловых процессов. Однако здесь имеет место ограниченное меандрирование, так как русло реки подмывает водораздельное плато и это несколько сдерживает скорость берегопереработки. Скорость размыва берега в районе Кривошеинского Яра постепенно уменьшается. По материалам сопоставления лоцманских карт 1929 и 1965 гг., средняя скорость берегопереработки за этот период составила 11,5 — 13 м/год, а при сопоставлении карт за 1965 и 1975 гг. отмечено, что она уменьшилась и достигает в среднем 8 м/год. Размыв Кривошеинского Яра будет продолжаться, однако за оставшийся период до 2000 г. ширина полосы размыва не превысит 70 — 80 м.

Интенсивно происходит разрушение берегов вблизи с. Молчаново, где русло размывает I террасу Оби. По данным Т. А. Бурениной и А. А. Земцова (1978), средний размыв берегов у с. Молчаново за период 1929 — 1965 гг. составлял 6 — 10 м/год. Ими был дан прогноз деформаций Оби, вычисленный как при помощи картографического, так и аналитического метода. Прогнозная ширина полосы размыва у с. Молчаново за период 1965 — 2000 гг. составит 250 — 350 м. Однако необходимо отметить, что наиболее интенсивный размыв берега происходит на окраине, где нет важных объектов народного хозяйства.

Результаты выполненных нами работ на русловых постах г. Колпашева и с. Александровского (II надпойменная терраса Оби) за 1978 — 1982 гг. приведены в табл. 1. Для сравнения приведены данные об интенсивности берегопереработки на русловом посту с. Тегульдет (I и II надпойменные террасы р. Чулым). Наиболее интенсивный размыв берегов происходил в 1980 г. В целом же отмечается уменьшение скоростей



## Интенсивность берегопереработки на русловых постах

| Характеристика<br>размыва                | г. Колпашево, р. Обь |         |         |         | с. Александровское, р. Обь |         |         |         | с. Тегульдет, р. Чулым |         |         |         |
|------------------------------------------|----------------------|---------|---------|---------|----------------------------|---------|---------|---------|------------------------|---------|---------|---------|
|                                          | 1979 г.              | 1980 г. | 1981 г. | 1982 г. | 1979 г.                    | 1980 г. | 1981 г. | 1982 г. | 1979 г.                | 1980 г. | 1981 г. | 1982 г. |
| Фронт размыва, м                         | 780                  | 1760    | 2840    | 2820    | 1600                       | 2400    | 3200    | 3500    | 646                    | 1732    | 2060    | 2400    |
| Ширина полосы<br>размыва, м:             |                      |         |         |         |                            |         |         |         |                        |         |         |         |
| средняя за год                           | 4,4                  | 8,5     | 5,4     | 6,7     | 5,2                        | 8,5     | 6,5     | 6,0     | 5,1                    | 12,4    | 2,3     | 9,7     |
| макс. за год                             | 11,5                 | 35,0    | 13,0    | 9,3     | 8,5                        | 25,0    | 12,0    | 13,5    | 9,5                    | 24,0    | 13,0    | 28,0    |
| сред с нач.<br>набл.                     | 4,4                  | 12,9    | 18,3    | 25,0    | 5,2                        | 13,7    | 21,2    | 26,2    | 5,1                    | 17,6    | 19,8    | 29,5    |
| Площадь размы-<br>ва, м <sup>2</sup> :   |                      |         |         |         |                            |         |         |         |                        |         |         |         |
| за год                                   | 3440                 | 14960   | 15330   | 19560   | 8320                       | 20400   | 20800   | 21000   | 3340                   | 13640   | 4880    | 23280   |
| с нач. набл.                             | 3440                 | 18390   | 33720   | 53280   | 8320                       | 28720   | 49520   | 70520   | 3340                   | 16980   | 21860   | 45140   |
| Объем вымытых<br>пород, м <sup>3</sup> : |                      |         |         |         |                            |         |         |         |                        |         |         |         |
| за год                                   | 51450                | 224400  | 229950  | 293400  | 99840                      | 244800  | 249600  | 252000  | 10680                  | 43650   | 15620   | 74500   |
| с нач. набл.                             | 51450                | 275850  | 505800  | 799200  | 99840                      | 344640  | 594240  | 846240  | 10680                  | 54330   | 69950   | 144450  |



размыва берегов у большинства населенных пунктов по Оби. Так, в районе г. Колпашева по материалам сопоставления лоцманских карт 1900 — 1949 гг. средняя скорость размыва составила 15,3 м/год, за период 1949—1965 гг. — 14,0 м/год [Земцов А. А., 1976]. При сопоставлении лоцманских карт за 1965 и 1975 гг. нами определена средняя скорость размыва в пределах 8 — 10 м/год, а за период 1978 — 1982 гг., как видно из таблицы, она составила 6,6 — 8 м/год. С 1960 по 1980 гг. размыв около 1,2 км<sup>2</sup>, а за период 1980—2010 гг. площадь размыва, видимо, не превысит 0,8—1,0 км<sup>2</sup>. Несмотря на некоторое снижение интенсивности разрушения берегов у г. Колпашева, давно уже назрела необходимость строительства здесь эффективных берегоукрепительных сооружений.

В районе с. Александровского также отмечено некоторое уменьшение интенсивности берегопереработки, особенно в последние 5 лет. По данным А. А. Земцова (1976), средний годовой размыв берега у с. Александровского за 1929 — 1965 гг. составил 6 — 10 м/год, при сопоставлении лоцманских карт 1965 и 1975 гг. скорость размыва несколько увеличилась (8 — 10 м/год), а за период 1978 — 1982 гг. составила 6,5 м/год (табл. 1). Уменьшение интенсивности разрушения берегов в значительной степени связано с проведением в последние годы в пределах села комплекса простейших берегоукрепительных мероприятий (подсыпка гравия, деревянные стенки, бетонные плиты и т.д.). Интенсивное строительство и хозяйственное освоение берегов Оби у с. Александровского, возведение берегоукрепительных сооружений сильно нарушает естественный ход руслового процесса, поэтому сделать более или менее обоснованный прогноз берегопереработки на длительный период времени пока не представляется возможным.

Таблица 2

Смещение берегов р. Оби за период 1929—1975 гг.

| Населенный пункт | 1929—1965 гг.<br>(по Земцову А. А., 1976) |                         | 1965—1975 гг.<br>(по нашим данным) |                         |
|------------------|-------------------------------------------|-------------------------|------------------------------------|-------------------------|
|                  | Фронт размыва, м                          | Смещение берегов, м/год | Фронт размыва, м                   | Смещение берегов, м/год |
| Нарым            | 500—600                                   | 14—17                   | 750—800                            | 4,0—12,5                |
| Каргасок         | 860—1100                                  | 6—30                    | 3000—3500                          | 15—20                   |
| Вертикос         | 110                                       | 2—3                     | 150                                | 2,5—3,5                 |
| Тымское          | 540—720                                   | 15—20                   | 750—800                            | 8—12                    |
| Верхневартовское | 900                                       | 25                      | 1100                               | 12—15                   |

Нами были продолжены начатые А. А. Земцовым (1976) исследования русловых процессов для ряда других населенных пунктов и сопоставлены лоцманские карты 1965 и 1975 гг. (табл. 2). Проведенное изучение русловых процессов является составной частью комплексного изучения экзогенных геологических процессов Томской области. Совершенствование методики исследования, увеличение видов и объемов выполняемых работ и продолжительности стационарных наблюдений позволит уже в ближайшем будущем получать более качественные, научно обоснованные прогнозы дальнейшего хода развития отдельных видов экзогенных процессов (в частности, русловой эрозии) с целью предотвращения их вредного влияния.

#### ЛИТЕРАТУРА

Буренина Т. А., Земцов А. А. Деформации берегов р. Оби в пределах Томской области. — Вопросы географии Сибири. Томск, 1966, вып. 11, с. 111—120.



Земцов А. А. Геоморфология Западной Сибири. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1976. — 344 с.

Земцов А. А., Бураков Д. А. О деформациях русел р. Оби и ее притоков. — Докл. Ин-та географии Сибири и ДВ, 1966, вып. 13, с. 31—34.

Земцов А. А., Бураков Д. А. Современные геоморфологические процессы в центральной части Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Пробл. геоморф. и неотектоники платф. обл. Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 133—142.

Земцов А. А., Бураков Д. А. Боковая эрозия р. Оби и возможности ее прогноза. — Геоморфология, 1972, № 4, с. 21—24.

Маккавеев Н. И. Формирование меандр. — В кн.: Экспериментальная геоморфология. Изд-во МГУ, 1969, вып. 2, с. 5—36.

Поздняков Б. В., Хромых В. С. Деформации русла Оби у с. Кожевниково и их прогнозирование. — Геогр. сборник. Томск, 1973, с. 9—12.

Полов И. В. Применение морфологического анализа к оценке общих русловых деформаций р. Оби. — Тр./ГГИ, 1962, вып. 94, 268 с.

Полов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 314 с.

Чалов Р. С. Географические исследования русловых процессов. — М.: Изд-во МГУ, 1979. — 234 с.



В. А. Курочкин, А. М. Малолетко

## МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОТЕРМИИ КУРАЙСКОЙ И ЧУЙСКОЙ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН (АЛТАЙ)

Геотермические условия межгорных впадин изучены слабо. В связи с этим представляет несомненный интерес термокаротаж десяти скважин, пробуренных на Алтае в пределах Курайской и Чуйской впадин.

Высокое гипсометрическое положение (соответственно 1600 и 1800 м над ур. м.), надежная орографическая изоляция обусловили формирование здесь холодного и сухого климата. Среднегодовая температура в Кош-Агаче составляет  $-6^{\circ}$  при средней температуре самого теплого месяца (июль)  $13,8^{\circ}$  и самых холодных (декабрь — февраль) от  $-27,4$  до  $-32^{\circ}$ . Количество атмосферных осадков 110 — 120 мм в год при крайних значениях 91,8 мм (1963 г.) и 166,7 мм (1955 г.). Снежный покров устанавливается в середине ноября и держится до первой декады апреля, достигая максимальной высоты (10 — 11 см) в феврале. Суровые климатические условия поддерживают существование реликтовой «вечной» мерзлоты. Последняя имеет островной характер и различную мощность. Многолетнемерзлые породы залегают на различной глубине — от первых до 16 м. Нижняя граница их в с. Кош-Агач находится на глубине 57 м. Сезонная мерзлота местами соединяется с «вечной» или же они разделяются тальми породами.

С другой стороны, обилие молодых тектонических трещин как по периферии впадин, так и под рыхлыми отложениями, выполняющими их (впадины), обеспечивают подток тепла из глубоких горизонтов земной коры. Значительная (более 1 км) мощность рыхлых отложений способствует накоплению тепла, и впадины на фоне Алтайской горной системы выступают как теплые острова.

Полученные прямые измерения температуры грунтов и подземных вод представляют несомненный интерес, хотя бы в порядке накопления фактического материала.

Измерения проводились в буровых скважинах как безводных, так и с водой, в том числе и при самонзливе. Термокаротаж осуществлялся скважинным электротермометром типа ЭС-СБ. Запись диаграмм в масштабе глубин 1:200 производилась автоматической аппаратурой типа АЭПС при спуске термометра со скоростью 200 м/ч. Температурная привязка диаграмм осуществлялась в устье скважины ртутным термометром. Каротажные исследования выполнены в 1975 г. за исключением скважины 2/9 (1976 г.).

Скважины расположены как в центральной части впадин, так и по их периферии (рис. 1), что позволяет дать более или менее полную тем-



пературную характеристику горных пород в разных орографических и гидрогеологических условиях.

Температура сухих пород. Три скважины (2/9, 4 и 104) вскрыли безводные валунные и галечниковые отложения на суглинистом цементе.

В Курайской впадине скважина 4 была прокаrotирована 27 октября до глубины 24 м. Температура равномерно изменялась от  $4,7^{\circ}$  на забое до  $5^{\circ}$  на устье. Иная картина отмечена 21 октября по скв. 104, пробуренной в Чуйской котловине и тоже на северной ее окраине. В интервале глубин 10 — 48 м температура составила  $1,6^{\circ}$ . На устье она повысилась до  $2^{\circ}$ .

Мелкая скважина 2/9 вскрыла на глубине около 3 м мерзлые породы, однако при каротаже 31 августа на всю глубину (12 м) были отмечены положительные температуры — от  $1,2^{\circ}$  на забое до  $2^{\circ}$  на глубине 3 м и  $5^{\circ}$  на глубине 1,5 м.

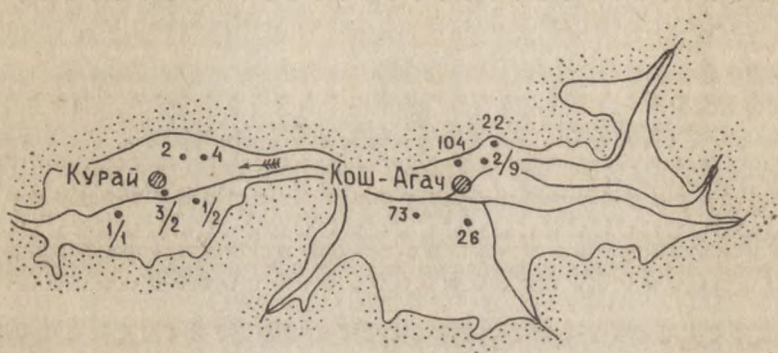


Рис. 1. Схема размещения буровых скважин в Курайской и Чуйской межгорных впадинах

Практически во всех скважинах измерялась температура воздуха. Насколько она соответствует температуре грунтов, сказать трудно. Несомненно, что высокая теплопроводность металлических обсадных труб искажает действительную термическую картину, особенно если трубы выступают над поверхностью Земли. Но также несомненно и то, что с глубиной их влияние гасится, и температура металла соответствует температуре горных пород, особенно при значительной глубине скважины. Поэтому мы считаем, что термический каротаж безводных скважин в общих чертах правильно отражает картину термического поля конкретного района, хотя численные значения, по-видимому, могут быть завышены (в теплое время года).

О температуре сухих пород можно судить также по данным каротажа водных скважин по интервалу выше статического уровня подземных вод. Скважина 1/1 пробурена в самой низкой части Курайской впадины. Уровень грунтовых вод с температурой  $2,7^{\circ}$  в ней на глубине 20 м. Температура воздуха в скважине  $3,3^{\circ}$  над водой и  $3^{\circ}$  — на устье (рис. 2). В скважине 2, пробуренной севернее с. Курай, ближе к горам, температура воздуха над уровнем воды была почти постоянной и составляла  $9,5^{\circ}$  при температуре воды  $8^{\circ}$ . Несомненно, что различия в температуре воды и воздуха в скважинах отражают различие в термическом поле центральной и периферийной частей впадины.

Иная картина отмечена по скважине 22, пробуренной на бугре в северной части Чуйской впадины. Воздух в скважине имел низкую температуру у устья ( $1,3^{\circ}$ ), на глубине 10 — 20 м температура понизилась



еще на несколько десятых долей градуса, затем стало отмечаться повышение температуры, достигшее максимума у статического уровня подземных вод (рис. 3). Объясняется это отопляющим воздействием напорных вод, поступающих со значительных глубин (170 м).

Температура обводненных пород. В описываемых впадинах отмечено несколько водоносных горизонтов. Первый от поверхности горизонт безнапорный, нередко связан с русловыми водами р. Чуя и ее притоков. Второй горизонт напорный; воды имеют отдаленную провинцию питания. Горизонты разделены водоупорными глинистыми или многолетнемерзлыми породами.

Температура подземной воды соответствует температуре водоносных пород. Поэтому материалы каротажа скважин, вскрывших безнапорные воды, могут быть использованы для термической характеристики пород без всяких поправок.

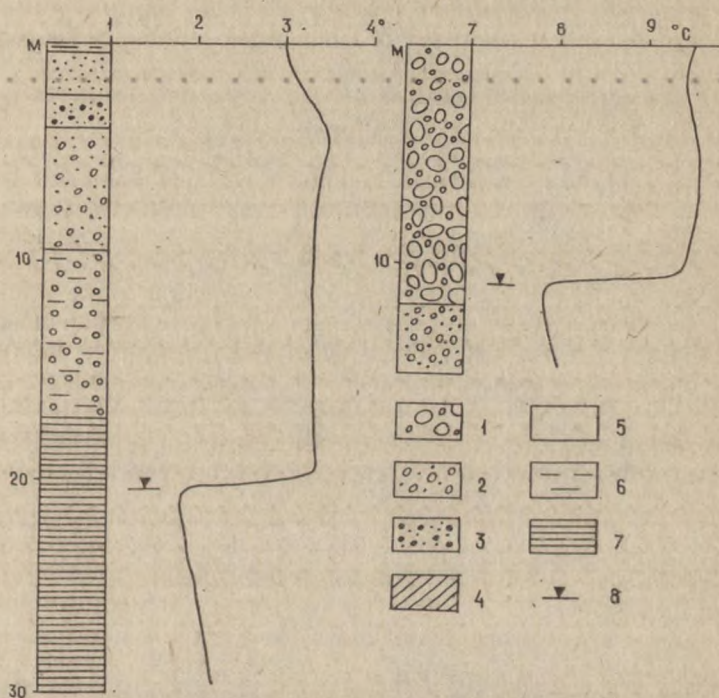


Рис. 2. Термограммы по скважинам 1/1 (слева) и 2. Отложения: 1 — валунно-галечные; 2 — гравийно-галечные; 3 — гравийно-песчаные; 4 — галечники с гравием и суглинком; 5 — песчаные; 6 — суглинистые; 7 — глинистые; 8 — статический уровень (условные обозначения к рис. 2 и 3)

В этом отношении особенно показателен каротаж скважины 3/2, вскрывшей подрусловый поток р. Чуя у с. Курай. Скважина пробурена до глубины 42 м, причем с глубины 26 м — по мерзлым породам. Особенности микрорельефа места заложения скважины обусловили мощный самоизлив. Каротаж скважины до глубины 26 м (ниже вода замерзла) показал постепенное понижение температуры воды и пород от устья с  $5,5^{\circ}$  до  $1,5^{\circ}$ . Таким образом, здесь четко отразилось охлаждающее влияние многолетнемерзлых пород.

Иная картина отмечается по обводненной части скважин 1/1 и 2 (рис. 2). Здесь каротажем отмечено некоторое повышение температуры воды с глубиной. По-видимому, скважины пробурены на таликовых уча-



стках либо многолетнемерзлые породы залегают на значительной глубине.

Большой интерес представляют материалы каротажа скважины 26, пробуренной в 2 км к югу от аэропорта в с. Кош-Агач. Скважина с мощным самоизливом пресных вод, содержащих сероводород. Термокаротаж 26 октября выполнен на всю глубину скважины — 207 м. Расход столь велик, что вода, проходя через многолетнемерзлые породы и охлажденные уже приповерхностные грунты, сохранила постоянную температуру, полученную на глубине более 200 м. От забоя и до устья скважины отмечена удивительно постоянная температура  $10,8^{\circ}$ .

В случае слабого самоизлива температура воды постепенно понижается к устью, что связано с охлаждающим влиянием мерзлых пород. Так, 25 октября был произведен термокаротаж скважины 73, пробуренной в левобережье р. Чуя в 10 км западнее скважины 26. На забое (170 м) температура воды составила  $6,1^{\circ}$ , на устье  $5,2^{\circ}$ .

Несмотря на ограниченное число скважин, термокаротаж последних убедительно свидетельствует о большой мозаичности геотермического поля межгорных впадин Алтая, обусловленной неоднородностью геоморфологического, геологического и структурно-тектонического строения, климатических и гидрогеологических условий.

В плане более теплыми являются периферийные части впадин, более холодными — приповерхностные породы наиболее пониженных осевых частей их. Подтверждается это частотой встречаемости, увеличением мощности и размеров островов многолетнемерзлых пород. Причина таких общих различительных черт кроется не только в выхолаживании наиболее пониженной части впадин зимой, но и в подтоке тепла из глубин земной коры по тектоническим трещинам по периферии впадин.

В вертикальном разрезе геотермическое поле в своем наиболее полном и наиболее общем виде имеет ярусное строение. Сверху вниз выделяются ярусы: 1) годового колебания температур; 2) надмерзлотный вне сферы влияния годового хода температур; 3) реликтовых многолетнемерзлых пород; 4) подмерзлотный, термический режим которого зависит от подтока тепла из недр планеты.

1. Ярус поверхностных горных пород, на котором отражаются сезонные колебания температуры воздуха, имеет мощность 8 — 12 м, причем максимальная отмечается на обводненных участках.

2. Ярус надмерзлотный имеет весьма сложную картину распределения температур вследствие охлаждающего влияния многолетнемерзлых пород и потери тепла в атмосферу. Поступает тепло в ярус с относительно нагретыми напорными водами глубоких горизонтов. Эти воды в приповерхностные водопроницаемые породы проникают по «окнам» в слоях глин, между островами мерзлых пород. При близком залегании последних, когда «вечная» мерзлота сливается с сезонной, горные породы и воды имеют обратную термическую стратификацию: температура талых пород уменьшается с глубиной (скважина 3/2). При значительной (до 100 м) глубине залегания многолетнемерзлых пород температура вышележащих талых пород с глубиной постепенно повышается (скважины 2 и 4), затем вблизи мерзлых пород резко понижается. Пик температур может иметь различное положение на вертикальном профиле в зависимости от глубины залегания «вечной» мерзлоты, степени охлаждающего влияния последней. Но, по-видимому, он значительно смещен в нижние горизонты яруса, ближе к мерзлым породам, особенно если мощность последних значительна. Геотермический градиент невелик —  $2^{\circ}/100$  м.

Более или менее полно о термике верхней зоны можно судить по скважине 1/2, пробуренной в левобережье р. Чуя. На каротажной диаграмме от 29 октября четко выделяется минимум температур на глуби-



не 8 м, который соответствует, по-видимому, глубине проявления годовых колебаний температуры горных пород. Эта величина очень близка к теоретической, рассчитанной М. М. Шацем (1979, табл. 15) для Кош-Агача (9,9 м). Ниже идет плавное повышение температуры с  $3,6^\circ$  на глубине 8 м до  $4,5^\circ$  на забое (70 м). Скважина, обсаженная трубами до глубины 30 м, в течение 9 месяцев находилась в покое. За это время вода, уровень которой установился на глубине 24 м, и воздух над ней пришли в температурное равновесие с горными породами. В связи с этим можно принять, что каротажная диаграмма дает информацию о температуре горных пород. Если исходить от этого, можно рассчитать и геотермический градиент, который в данном случае равен  $1,8^\circ/100$  м.

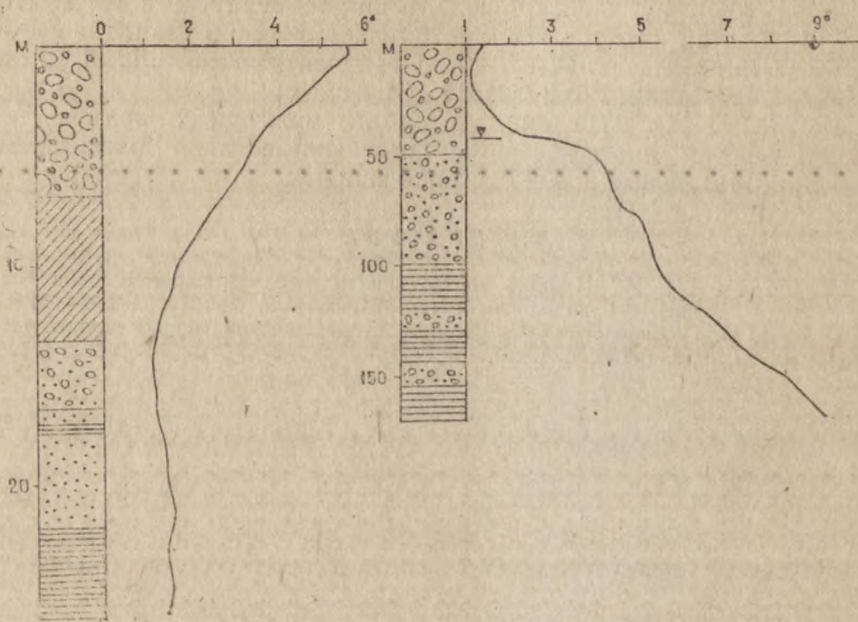


Рис. 3. Термограммы по скважинам 3/2 (слева) и 22

3. Ярус реликтовых многолетнемерзлых пород играет двоякую роль в геометрическом режиме впадин. Во-первых, мерзлые породы являются надежным экраном на пути теплового потока из глубин. Во-вторых, имея отрицательную температуру, они оказывают охлаждающее влияние на ниже- и вышележащие породы. В свою очередь, мерзлые породы испытывают отепляющее воздействие нижележащих пород, что приводит к деградации «вечной» мерзлоты снизу. Если в зимнее время многолетнемерзлые породы не смыкаются с сезонной мерзлотой, происходит деградация мерзлоты и сверху, хотя, очевидно, темпы этого процесса здесь ниже. В тех случаях, когда «вечная» мерзлота смыкается с сезонной, положение ее верхней границы отличается устойчивостью, а сам остров мерзлых пород характеризуется большой стабильностью.

Прямые измерения температуры реликтовой «вечной» мерзлоты нами не проводились. М. М. Шац (1979, табл. 21) приводит температуру мерзлых пород в Чуйской степи на глубинах 20—40 м  $-0,1^\circ$ .

4. Ярус подмерзлотный может быть охарактеризован каротажной диаграммой по скважине 26, которая на забое имеет температуру  $10,8^\circ$ . Если исходить из того, что нижняя граница мерзлых пород (граница с нулевой температурой) находится на глубине 60 м [Малолетко А. М., 1970, с. 205, примечание], то по расчетам для интервала 60—207 м гео-



термический градиент будет равен  $7^{\circ}/100$  м. При такой величине градиента в основании рыхлой толщи, выполняющей Чуйскую впадину, можно ожидать температуру до  $70^{\circ}$ .

В тех случаях, когда в мощной толще рыхлых отложений отсутствуют мерзлые и глинистые водоупорные породы и разрез представляет собой единый водоносный горизонт, геотермический разрез имеет простое строение. Под слоем пород, реагирующих на изменение температуры воздуха в течение года, залегает единый геотермический ярус, в котором температура постепенно повышается с глубиной. По-видимому, термограмма по скважине 22 (21 октября) может быть принята в качестве иллюстрации такого разреза (рис. 3). Если принять, что термограмма обводненного слоя с глубины 44 м до забоя (170 м) отражает температуру горных пород, то при температуре воды на глубине 44 м  $3,3^{\circ}$  и на глубине 170 м  $9,2^{\circ}$  геотермический градиент составит  $4,7^{\circ}/100$  м. Близок к нему ( $5^{\circ}/100$  м) градиент, рассчитанный нами ранее [Малолетко А. М., 1970, с. 210].

Дальнейшее исследование геотермии межгорных впадин Алтая позволит решить многие еще не освещенные либо рассмотренные в плане умозрительных предположений вопросы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Малолетко А. М. «Вечная» мерзлота и гидрогеологические условия Чуйской степи (Горный Алтай). — Гляциология Алтая. Томск, вып. 6. 1970, с. 204—212.  
Шац М. М. Геокриологические условия Алтае-Саянской горной страны. — Новосибирск: Наука, 1978. — 103 с.



## ТОМСКОМУ ОТДЕЛУ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА СССР 35 ЛЕТ

10 апреля 1947 г. в Томском государственном университете им. В. В. Куйбышева состоялась конференция, посвященная итогам Второго Всесоюзного съезда географов и 100-летию юбилею Всесоюзного географического общества. На конференции было принято решение просить Центральный совет общества утвердить организацию Томского отдела.

27 января 1948 г. ученый совет Всесоюзного географического общества под председательством его президента академика Л. С. Берга постановил утвердить Томский отдел.

Первыми членами Томского отдела были преимущественно преподаватели и научные сотрудники университета (21 человек). На одном из очередных собраний в апреле 1950 г. избран совет отдела в составе Н. А. Нагинского (председатель), Б. Г. Иоганзена (ученый секретарь), Г. Г. Григора, М. В. Тронова и К. А. Кузнецова.

Работа отдела заключалась в заслушивании и обсуждении научных докладов и сообщений, в участии в съездах общества, конференциях и совещаниях, организации и проведении экспедиционных исследований, издательской и научно-просветительной деятельности.

Отдел начал публикацию сборников «Вопросы географии Сибири». Первый выпуск вышел в 1949 г., он открывался статьей академика В. А. Обручева: «Некоторые очередные задачи по геоморфологии, геологии и гидрологии Сибири». В статье обращается внимание молодых географов Сибири на некоторые еще не решенные проблемы в изучении Сибири.

В первые годы работы отдела его члены активно участвовали в научных конференциях, организованных университетом и во Всесоюзных форумах. С докладами выступали М. В. Тронов, Н. А. Нагинский, Б. Г. Иоганзен, Л. Н. Ивановский и др. Приняли руководящее участие в осуществлении ряда крупных экспедиций на Алтай (М. В. Тронов) и Западно-Сибирскую равнину (Н. А. Нагинский). В работу отдела вовлекались и студенты, которые делали доклады и сообщения по материалам, собранным во время экспедиционных исследований.

Особенно крупные успехи были достигнуты в изучении ледников Алтая. М. В. Тронов опубликовал монографию «Современное оледенение Алтая» в Издательстве Томского университета, а в 1949 г. в Записках Всесоюзного географического общества вышли «Очерки оледенения Алтая», удостоенные высокой государственной награды. Член ГО СССР и один из организаторов отдела М. В. Тронов в 1950 г. стал лауреатом Государственной премии.

Основные научные направления, намеченные в первые годы деятельности отдела, получили дальнейшее развитие и стали традиционными. Изучались по-прежнему природные условия и естественные ресурсы в основном Западной Сибири, продолжались экспедиционные исследования современного и древнего оледенения Алтая, разрабатывались теоретические проблемы физической географии и других наук о Земле. М. В. Троновым опубликована серия статей и монографий по теоретическим итогам гляциологических исследований в Горном Алтае. В записках Географического общества (т. 15) напечатана очередная монография М. В. Тронова «Вопросы горной гляциологии» (1954); в Издательстве Томского университета вышла в свет его же монография «Вопросы связи между климатом и оледенением» (1956).

С 1957 г. многие члены отдела под руководством М. В. Тронова стали выполнять обширные работы по общим планам МГГ и МГС на ледниках Актру в Горном Алтае. В них принимали активное участие студенты старших курсов.



С 1961 г. председателем отдела избран М. В. Тронов — крупный ученый-географ. Число членов отдела увеличилось до 80 человек. Кроме ученых и преподавателей университета в члены были приняты студенты, учителя географии и биологи школ г. Томска, работники культурно-просветительных учреждений и производственных организаций. Ежегодно проводилось по 5—10 собраний, где заслушивались и обсуждались доклады на наиболее актуальные темы. По итогам своих многолетних исследований неоднократно выступали с докладами Л. Н. Ивановский, А. А. Земцов, А. М. Малолетко, В. С. Ревякин, Д. А. Бураков, П. А. Окишев. Итоговые работы этих членов общества были рекомендованы к защите на ученую степень доктора географических наук. В теоретических докладах М. В. Тронева обосновывалась новая контактная наука — гляциоклиматология. Работа отдела и ряда его членов получила положительную оценку географической общественности, а председатель отдела, Почетный член Географического общества СССР, М. В. Тронов за совокупность научных трудов по гляциологии и за многолетние экспедиционные исследования удостоен в 1972 г. высшей награды Географического общества СССР — Большой Золотой медали. Под редакцией М. В. Тронева с 1962 г. стали публиковаться тематические сборники «Гляциология Алтая». К 1982 г. их вышло 16.

Гляциологическая секция в отделе и в настоящее время является наиболее активной. После смерти М. В. Тронева ею руководят Д. А. Бураков и П. А. Окишев. Ежегодно начиная с 1979 г. проводятся заседания, посвященные памяти М. В. Тронева. На этих заседаниях заслушиваются и обсуждаются доклады преимущественно по гляциологической тематике. Исследования в последнее время территориально расширились и охватили Саяны и Туву. Научные исследования проводятся в тесном контакте с академическими институтами, управлениями Гидрометслужбы и производственными организациями. Продолжаются работы по международным программам наблюдений за колебаниями ледников земного шара и составлению карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Второе научное направление исследований членов Томского отдела связано с комплексным географическим изучением нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины, особенно Томской области. Эти исследования начались еще в пятидесятые годы Н. А. Нагинским, Г. Г. Григором, А. И. Абрамовой, Б. Г. Иоганzenом, Н. Ф. Тюменцевым, К. А. Кузнецовым и др. Результаты выполненных работ публиковались в сборниках «Вопросы географии Сибири». В 1982 г. вышел 15-й сборник. Большой успех среди читателей имела научно-популярная книга Б. Г. Иоганzenа «Природа Томской области». Она переиздавалась 4 раза.

Под руководством автора этих строк в течение многих десятков лет осуществлялись экспедиционные исследования рельефа и четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины в содружестве с геологическими управлениями и институтами. Составлялись геоморфологические карты отдельных районов, изучались современные физико-геологические процессы.

Членом отдела Д. А. Бураковым продолжалась разработка основ гидрологических прогнозов объема и максимума весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. Эти исследования представляют определенный интерес в связи с решением проблем, связанных с переброской части вод сибирских рек в Среднюю Азию и Казахстан. Продолжается также изучение климата Западно-Сибирской равнины для различных прикладных целей.

Члены Томского отдела Географического общества СССР читают научно-популярные лекции для населения по различным вопросам наук о Земле. Очень активным пропагандистом является заслуженный деятель науки РСФСР профессор И. П. Лаптев. Им ежегодно читается несколько десятков лекций по теоретическим и практическим вопросам охраны природы. Младший научный сотрудник кафедры А. Н. Рудой, участник двух экспедиций в Антарктиду, прочитал более 20 лекций о природе и исследованиях этого материка учащимся школ, студентам и сотрудникам университета, трудящимся города.

Очень большая работа проводится заслуженным учителем школы РСФСР В. Г. Рудским, который руководит фенологической секцией отдела.

В 1981 г. на общих собраниях членов Томского отдела были заслушаны и обсуждены следующие доклады: 1) П. А. Окишев. «Динамика плейстоценового оледенения Алтая»; 2) С. В. Гудосников. «Черневая тайга Сибири»; 3) В. И. Слуцкий. «История развития метеорологии в Томском университете»; 4) Д. И. Каргополов. «Г. К. Тюменцев и развитие метеорологии в Томске»; 5) А. А. Кулышев. «Современное состояние метеосети в Томской области»; 6) Л. Б. Филандышева. «Климатический анализ вегетационной части годового цикла и его фаз на юго-западе Западной Сибири»; 7) В. Е. Рудский. «География лекарственных и пищевых ресурсов».

В связи со 100-летием со дня рождения выдающегося советского географа Н. Н. Баранского отделом было проведено заседание, на котором Л. Г. Кологривова зачитала доклад: «Н. Н. Баранский как географ». Отделом направлено письмо в Томский горком КПСС и горисполком с просьбой назвать одну из улиц г. Томска именем Н. Н. Баранского.



Члены отдела в 1981 г. проводили экспедиционные исследования в Горном Алтае (П. А. Окишев); в горах Пutorана и на озерах Хантайских (А. А. Земцов и А. М. Малолетко), на севере Томской области (В. С. Хромых), беседы по географии в школах, читали лекции для учителей г. Томска и области (более 20).

А. А. Земцов

## ЭЛЕМЕНТЫ МАТЕРИАЛИСТИЧЕСКОЙ ДИАЛЕКТИКИ В ТРУДАХ М. А. УСОВА ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ

(к 100-летию со дня рождения)

А. А. ЗЕМЦОВ

В 1983 г. исполнилось 100 лет со дня рождения выдающегося ученого, основателя сибирской школы геологов, организатора геологической службы в Сибири, академика М. А. Усова. Он был и талантливым педагогом, замечательные лекции которого, глубокие по содержанию и блестящие по изложению, пользовались большой популярностью среди студентов и слушателей.

Четверть века (1913—1938 гг.) М. А. Усов был профессором, а с 1930 г. возглавлял кафедру общей геологии в Томском технологическом (позднее — индустриальном) институте. За это время им разрабатывались и читались лекции по многим профилирующим геологическим наукам, в том числе и по геоморфологии и геологии рыхлых отложений.

Его ученики К. И. Сатпаев и И. И. Бок (1960, с. 5), характеризуя научную и педагогическую деятельность М. А. Усова, пишут, что «Основными причинами, обусловившими неизмеримо глубокую научную ценность идей М. А. Усова в геологической науке, явились: тесная органическая слитность его исследований с жизнью и практикой, уникальная энциклопедичность его знаний во всех областях геологической науки, тесное сочетание в его исследованиях полевых наблюдательных и камеральных экспериментальных начал с основами и методологией диалектического материализма».

М. К. Коровин (1944), Л. А. Рагозин (1956), А. М. Кузьмин, В. А. Хахлов (1964) и многие другие ближайшие ученики и последователи М. А. Усова единодушно считали величайшей заслугой своего маститого учителя то, что с первых дней Советской власти он глубоко изучал основы диалектического материализма и творчески применял их в геологической науке и практике.

Во многих работах М. А. Усова (1934, 1936, 1950), особенно написанных им в последние годы жизни [Основные идеи ..., 1960], глубоко освещаются геологические явления путем применения к их анализу и синтезу метода диалектического материализма».

В качестве конкретных примеров всестороннего применения М. А. Усовым законов материалистической диалектики мы рассмотрим названные выше работы, а также его лекции по геоморфологии и геологии рыхлых отложений, прочитанные в январе 1934 г. научным работникам Западно-Сибирского геолого-гидро-геодезического треста, опубликованные в том же году в виде отдельной брошюры. Заметим, что лекции по геоморфологии М. А. Усов начал читать в Сибирском горном институте в 1932/33 уч. г., когда никаких учебных пособий на русском языке еще не было. «Введение в геоморфологию» Я. С. Эдельштейна и «Общая морфология суши» И. С. Щукина вышли в свет только в 1933 г. Практически М. А. Усов был одним из первых ученых, читавших курс геоморфологии и опубликовавших учебное пособие, где дана высокая оценка геоморфологическому анализу для восстановления геологической истории Земли. В лекциях М. А. Усовым высказано много новых и оригинальных идей. Так, им обращено внимание на тесную связь рельефа с тектоническими структурами. Его тезис: «Мы можем судить о содержании подлежащих участков литосферы по данным формам рельефа» доказывается им многочисленными фактами.

М. А. Усовым на западносибирском материале разработан морфотектонический анализ, который нашел широкое применение в практике геолого-разведочных работ. С полным правом можно считать М. А. Усова одним из основоположников структурно-геоморфологического направления, успешно развиваемого в настоящее время многими советскими и зарубежными учеными. Вслед за В. А. Обручевым, М. А. Усов придавал исключительно большое значение изучению новейших тектонических движений и выяснению их роли в формировании современного рельефа Земли. Он пришел к выводу, что современный рельеф Земли в основном создан новейшими тектоническими движениями.

Однако лекции и опубликованные работы М. А. Усова по геоморфологии и геологии представляют большой интерес не только тем, что в них развиваются новые и оригинальные научные идеи. Они интересны и в методологическом плане. В них творчески используются законы материалистической диалектики при объяснении



сложнейших геологических явлений в истории Земли. В наше время — век обострения идеологической борьбы на всех фронтах, в том числе и геологической науке, этот опыт М. А. Усова приобретает особую актуальность.

Обосновывая необходимость применения методологии диалектического материализма в геологии, М. А. Усов (1950, с. 17) писал, что «на долю геологии выпала особенно трудная задача: геологические процессы отличаются большим разнообразием и сложностью, а геологические документы — фрагментарностью... Поэтому геология особенно нуждается в помощи теории познания, чтобы путем наблюдения, мышления и проверки на практике выявить объективные законы развития Земли и использовать их на пользу человеку. Этим общим методом познания является диалектический материализм, философия марксизма-ленинизма, определяющая мировоззрение социалистического общества».

Одним из принципов материалистической диалектики является принцип всеобщей связи и взаимозависимости явлений. Нельзя понять ни одно явление в природе, если брать его вне связи с окружающими явлениями. Этот принцип пронизывает красной нитью лекции и опубликованные работы М. А. Усова по геоморфологии и геологии. Анализируя процессы формирования поверхностей выравнивания, М. А. Усов считает, что эндогенные движения создают неровности в рельефе Земли, которые моделируются различными экзогенными процессами в зависимости от того, в каких климатических зонах они развиваются. М. А. Усов (1934, с. 8) пишет: «В основном неровности рельефа обуславливаются эндогенными движениями, как ведущими в саморазвитии Земли. Однако моделировка рельефа, определяющая конкретные ландшафты, выполняется экзогенными процессами, специфицирующимися в различных климатических условиях». Им достаточно детально рассматриваются сущность денудации, выветривание и его селективность, перемещение продуктов выветривания и развитие склонов, понижение водоразделов и типы поверхностей выравнивания. Делается вывод, что в зависимости от климата изменяются процессы выветривания, изменяется также и характер денудационных циклов, которые приводят к различным типам денудационных поверхностей (эквиплен, пенеплен, унаследованные, слабые).

Считая главными в формировании террас в речных долинах эндогенные силы, М. А. Усов (1934, с. 43) рассматривает их во взаимосвязи с другими причинами: «В основном террасы отмечают колебания соответствующих участков литосферы, в которых они размещаются. Но было бы неправильно не отметить значения и других факторов образования террас». К другим факторам он относит изменения климата и связанные с ними оледенения, эвстатические колебания уровня моря. Далее он продолжает, что «поскольку все явления природы тесно связаны между собой, должны быть взаимосвязанными эпигенетические колебания и колебания климата» (там же, с. 43). Возьмем частный пример. Боковой размыв берегов рек обусловлен, по М. А. Усову, многими взаимосвязанными причинами: отклонением движущихся предметов вследствие вращения Земли вокруг оси, изгибами реки, структурами подлежащего участка литосферы, эпигенетическими боковыми движениями и оползнями.

Рассматривая натеррасные террасы и определяя их генезис, М. А. Усов справедливо критикует теорию образования многоярусных ландшафтов, предложенную В. Пенком. Главным недостатком этой теории М. А. Усов считает то, что «он (В. Пенк) не принял надлежащим образом во внимание климата, как существенного фактора экзогенных процессов, в частности, денудации» (там же, с. 48). М. А. Усов предлагает свою схему развития комплексных натеррасных ступеней, где учитываются не только поднятия литосферы в виде геосинклинальных вздутий, но и дизъюнктивные дислокации, развивающиеся при определенных климатических условиях.

Положения материалистической диалектики о всеобщей связи и взаимозависимости явлений сейчас приобретают особо важное значение в связи с комплексным и системным подходами к изучению природных явлений.

Другое положение диалектики о движении и развитии применено М. А. Усовым почти во всех лекциях, где речь идет о формах рельефа в их возникновении, развитии и отмирании. Оно тесно связано с предыдущим положением о взаимосвязи и взаимообусловленности явлений. М. А. Усов рассматривает формы рельефа и создавшие их геологические процессы, крупные ландшафты в историческом развитии, подчеркивая их изменение во времени. Говоря о тех же поверхностях выравнивания, М. А. Усов (1934, с. 19) замечает: «... весьма вероятно, что — по крайней мере, в палеозойскую эру — большая часть суши находилась в ксеротермических условиях, и тогда смена ландшафтов, в частности, уничтожение гор и возвышенностей, с образованием пенепленов, происходила быстрее. За последнее время ландшафты Земли стали богаче, разнообразнее и — главное — более устойчивыми, что имело и имеет важное значение в развитии человека и культуры, оказывающих с своей стороны большое влияние на развитие форм рельефа». Здесь же М. А. Усов (1934, с. 19) предостерегает геологов против формального использования принципа актуализма при расшифровке явлений геологического прошлого. «Актуалистический принцип, сыгравший в истории геологии весьма большую положительную роль, является во всяком случае недостаточным и в геоморфологии должен применяться с осторожностью».



Это предостережение М. А. Усова не потеряло своего значения и сейчас. Некоторые зарубежные ученые до сих пор стоят на позициях классического актуализма, предложенного первоначально Ч. Лайелем. Так, американский ученый Р. Ф. Флинт (1978, с. 81) утверждает, что «теория происхождения земной коры, водной и газовой оболочки Земли очень хорошо согласуется с принципом актуализма, которому подчинены все геологические процессы. Отсюда следует вывод о том, что даже в наиболее отдаленные времена действовали те же процессы, что и сейчас, и характер их проявления был во многом сходен с современными». При таком понимании принципа актуализма отрицаются глубокие качественные изменения земной поверхности и формирующих ее рельефообразующих процессов.

М. А. Усов в лекциях и опубликованных работах часто пользовался законом единства и борьбы противоположностей, который В. И. Ленин назвал сутью, ядром диалектики. Этот закон является общим законом материалистической диалектики. В. И. Ленин иллюстрирует его всеобщность на примере многих наук: «В математике  $+$  и  $-$ . Дифференциал и интеграл. В механике действие и противодействие. В физике положительное и отрицательное электричество. В химии соединение и диссоциация атомов. В общественной науке — классовая борьба» [Полн. собр. соч., т. 29, с. 316]. Можно добавить, что в геологии и геоморфологии это — сжатие и расширение Земли.

Пульсационная гипотеза, которая разрабатывалась М. А. Усовым и В. А. Обручевым, как раз и основывается на процессах сжатия и расширения Земли. Естественно, что в настоящее время эта гипотеза не во всем удовлетворяет требованиям современной науки. Однако, как замечает В. Е. Хаин (1973), положительный элемент заключен в самой ее принципиальной основе. Поэтому она не потеряла своего значения до сих пор. Дискуссии продолжают. В конце 1981 г. в Московском университете проходила научная конференция «Проблемы расширения и пульсации Земли». На этой конференции многие ученые говорили о том, что гипотезы пульсации и общего расширения Земли дают естественное и достаточное логичное объяснение многим важным явлениям в геологической истории. Объединение этих двух гипотез открывает широкие возможности и позволяет более уверенно считать, что на фоне постепенного расширения Земли регулярно возникали пульсации.

В свете пульсационной гипотезы М. А. Усов рассматривает основные типы тектонических движений, играющих важную роль в рельефообразовании Земли. Он пишет: «Все тектонисты, пользующиеся методологией диалектического материализма, согласны в том, что тектоническая жизнь земной коры является выражением борьбы сжатия и расширения земной материи. В частности, совершенно ясно, что колебательные движения являются особенно характерным примером этой борьбы» [Усов М. А., 1960, с. 125]. Волны колебательных движений, по М. А. Усову, возникают и растут в результате расширения Земли, а складки — в результате ее сжатия. На вопрос, каково же соотношение между этими двумя процессами, М. А. Усов отвечает: «Несомненно, что в геологические, как и в звездные эры жизни Земли, основные скачки в саморазвитии ее материи относились к сжатию, вызывавшему образование складчатых форм, которые приурочивались к наиболее слабым зонам земной коры, особенно к геосинклиналям». Сжатие, по М. А. Усову, обязательно прерывается расширением. И далее «в результате борьбы сжатия и расширения превалирует расширение вследствие медленного высвобождения выделившейся при сжатии энергии. В конце концов, при саморазвитии земной материи накапливаются изменения, приводящие к взрыву сжатия, к новой фазе тектогенеза» (там же, с. 127). Отсюда следует обобщенный вывод: «Исходными являются две группы дислокаций: складки и волны, соответственно двум началам геотектогенеза — сжатия и расширению. И как сжатие и расширение связаны тесно друг с другом единством своих противоположностей, так и складки и волны морфологически представляются сходными, будучи противопоставлены по своему генезису» (там же, с. 129).

В другой работе М. А. Усова, посвященной основным типам структур земной коры, также уделяется большое внимание внутренним (эндогенным) движениям Земли, которые «являются несомненным результатом саморазвития материи Земли, выражающегося в изменении ее объема в связи с различными атомистическими и молекулярными перегруппировками» (1960, с. 141). Эндогенные силы, по М. А. Усову, вызывают постоянные вековые или эпейрогенические (волнообразные колебательные) движения, которые делятся на очень крупные волны (захватывают континенты и океанические впадины), в которые в свою очередь, вписываются более мелкие волны. Волны могут менять свой знак. Там, где, например, была суша, появится море, а где море — возникает суша.

М. А. Усов (1960, с. 143) приходит к выводу, что «земная кора отдельными участками испытывает то поднятие, то опускание, вообще непрерывное и в то же время прерывистые. Это все является результатом и выражением борьбы двух начал в развитии Земли, двух противоположных начал в развитии любого процесса, а именно: притяжения и отталкивания, в условиях Земли — сжатия и расширения». Далее М. А. Усов продолжает, что «противоречия постепенно накапливаются и в результате побеждает то или другое начало. Мы больше всего знакомы с победами сжатия



Земли; с этого, собственно говоря, началось и ее формирование; и проявление сжатия легче всего зарегистрировать в виде различных складок...» За фазами сжатия как реакция следует резкое расширение земной коры, в результате чего образуются большое количество трещин. Происходят перемещения блоков земной коры, образуются сбросы и надвиги.

Таким образом, в результате различных проявлений эндогенных сил на поверхности Земли образуются крупные континенты и океанические впадины. На континентах — системы горных хребтов и другие неровности.

Формы рельефа, созданные эндогенными силами, подвергаются воздействию экзогенных сил. В результате взаимодействия этих двух противоположно направленных сил формируется рельеф земной поверхности. «Ведь здесь, — пишет М. А. Усов (1934, с. 7), — скрещиваются четыре внешних основных оболочки нашей Земли: атмосфера, гидросфера, биосфера и литосфера; здесь происходит основная борьба противоречивых в своей сущности эндогенных и экзогенных геологических процессов». В лекциях М. А. Усова (1934) дано много примеров конечных результатов этой борьбы. Таково формирование поверхностей выравнивания, террас в речных долинах, нагорных ступеней в пределах горных стран, которые хорошо выделяются в современном рельефе Земли и, по словам М. А. Усова, являются «чрезвычайно важными морфотектоническими документами».

Закон перехода количественных изменений в качественные — один из основных законов материалистической диалектики, вскрывающий наиболее общий механизм развития. Всем предметам и явлениям свойственны количество и качество, которые взаимосвязаны. В процессе развития незаметные постепенные количественные изменения в форме скачка переходят в качественные.

М. А. Усов в своих работах неоднократно обращался к этому закону диалектики. Приведем несколько примеров. Буржуазная геология, замечает М. А. Усов (1950), не может освоить понятия непрерывно-прерывистого развития геологических процессов, но наличие скачков в истории Земли настолько очевидно, что их нельзя игнорировать. Отсюда возникло представление Г. Штилле о геологических революциях, фазах тектогенеза и складчатости.

Касаясь вопроса о «революциях» в геологической истории Земли, М. А. Усов (1936, с. 17) пишет, что «каждый процесс имеет свою определяющую его особенность, или качество, которое развивается на определенном этапе процесса в пределах определенных количественных отношений при единстве качества и количества, составляющем меру данного этапа процесса. И вот при количественном развитии процесса достигается предел меры, за которым происходит скачок с образованием нового качества, нового этапа процесса, характеризующегося своей мерой. Этот скачок и есть «революция» в развитии процесса».

М. А. Усов предлагает не сопоставлять скачкообразные движения в развитии Земли с революциями и контрреволюциями в истории человеческого общества, а называть их просто фазами сжатия и расширения. С первыми связан тангенциальный тектогенез, со вторыми вулканизм, а также сбросовые провалы и опускания.

В истории Земли основные скачки соответствуют резкому сокращению ее объема. Геологическим же выражением этих скачков были фазы складчатости, которые являются основной формой тектогенеза. Итак, в противоречивом процессе развития Земли складчатость обусловлена скачками сжатия, а вулканизм — временной победой расширения.

В другой работе М. А. Усов (1950) замечает, что геологические процессы протекают очень медленно и непрерывно-прерывистым путем. И в недрах Земли, и на ее поверхности изменения совершаются медленно. Чтобы разрушились горы и накопились мощные толщи осадочных пород, нужны сотни тысяч лет. Однако «когда» количественные изменения, происходящие при саморазвитии земной материи, выполняют меру имеющихся качественных вещей, то проявляются резкие революционные скачки в эволюции материи и получают новые качественные образования. В частности, под влиянием относительно быстрых изменений объема внутренних частей Земли в земной коре происходят резкие тектонические движения, захватывающие сравнительно ограниченные промежутки времени, и в ней образуются новые структуры, а на поверхности Земли перестраивается рельеф». М. А. Усов представляет развитие как единство количественных (непрерывных) и качественных (скачкообразных) изменений. Иными словами, в результате колебательных тектонических движений происходит накопление малоаметных постепенных изменений, затем совершается скачкообразный переход к коренным качественным изменениям. Последние создают сложные тектонические структуры, отражающиеся в современном рельефе. Игнорирование такого процесса развития Земли ведет к метафизике. В геологической науке в свое время имело место течение «катастрофизм», которое как раз отрицало количественные изменения и все развитие сводило к скачкам. Наглядным примером может быть гипотеза французского ученого Жоржа Кювье.

По М. А. Усову, в результате непрерывно-прерывистых движений в речных долинах образуются террасы, лестницы поверхностей выравнивания, нагорные ступени в горных странах.



Характеризуя стадии юрмского оледенения, М. А. Усов (1934, с. 71) замечает, что «последний юрмский ледник отступал не непрерывно, а с остановками. Во время этих остановок (стадий) морены могли образоваться только тогда, когда ледник активно двигался вперед. Отсюда стадия — не простая остановка ледника, какая-то задержка в улучшении климата, а показывает колебание климата». Во время стадии происходило значительное улучшение климата и ледник отступал далеко, когда же климат опять ухудшался — ледник продвигался вперед, но не достигал старого (прежнего) места. «И вот, — замечает М. А. Усов, — при этом прогрессивном движении он и оставил промежуточную конечную морену. Вообще, все процессы протекают в колебательном порядке при общем движении в одном направлении».

В тридцатые годы дискутировался вопрос о причинах колебания климата в четвертичное время. Естественно, что изменения (колебания) климата в основном связаны с поступлением на поверхность Земли солнечной радиации. Предлагалось два пути решения этого вопроса: «... или в течение постплицена происходили колебания в количестве и качестве радиации, которую испускало Солнце, проходящее известную эволюцию, или при постоянстве солнечной радиации Земля фактически получала различное количество энергии, вследствие изменения положения ее относительно Солнца» [Усов М. А., 1934, с. 73]. Большинство астрономов придерживалось второго предположения — колебания климата обусловлены изменением положения Земли относительно Солнца. Было вычислено, как изменялось в течение четвертичного периода количество солнечной радиации, получаемой поверхностью Земли при изменении эксцентриситета земной орбиты, колебаниях, наклонения эклиптики и прецессии земной оси. Такие подсчеты были выполнены югославским ученым М. Миланковичем, затем составлена диаграмма, на которой выделяется четыре эпохи, когда количество солнечной радиации, поступающей на поверхность Земли, было значительно меньше современного количества. Это были эпохи оледенений. М. А. Усов (там же, с. 75) приводит эту диаграмму и делает критические замечания: «Все это хорошо, но не нужно забывать того обстоятельства, что данная диаграмма построена при одном существенном предположении, а именно, что в течение постплицена не было заметных колебаний в количестве радиации, которую испускает Солнце, не было существенной эволюции в развитии Солнца, тогда как всякая эволюция состоит из непрерывно-прерывистого изменения, выражающегося колебаниями». Поэтому М. А. Усов рекомендует геологам не принимать эту диаграмму на веру, а проверять ее достоверность на основе фактического материала.

Закон отрицания отрицания раскрывает общее направление развития материального мира. На пути своего развития предметы и явления проходят несколько этапов. Первый этап сменяется вторым — его отрицанием. Дальнейшее развитие (третий этап) приводит к схождению с первым этапом (отрицание отрицания), но на более высокой основе. «Развитие, как бы повторяющееся пройденные уже ступени, но повторяющее их иначе, на более высокой базе («отрицание отрицания»), развитие, так сказать, по спирали, а не по прямой линии...» [Ленин В. И. Полн. собр. соч., т. 26, с. 55]. Иными словами, развитие — это спиралеобразный процесс с определенным повторением пройденных этапов. В качестве примера из области геологии можно привести развитие земной коры, которое прошло через многие геологические эпохи. Однако каждая новая эпоха, которая возникла на основе предыдущей, будет известным отрицанием старой.

В работах М. А. Усова можно найти примеры, иллюстрирующие этот закон материалистической диалектики. М. А. Усов (1960, с. 133) писал: «Понятие о циклах введено в геологию уже давно, ибо цикличность геологических процессов, протекающих по кругу, или, как теперь ясно для всякого, знакомого с диалектическим материализмом, по спирали, с возвращением как бы к исходному положению, прямо бросается в глаза. Оно было введено лицами, которые являлись стихийными материалистами, но материалистами-механистами, поэтому и выбран такой термин, не отрицающий действительного хода геологических процессов. Поэтому только в первом приближении можно говорить о цикличности как повторяемости геологических процессов». Геологический цикл первого порядка, по М. А. Усову, охватывает совокупность геологических процессов, при ведущем значении эндогенных процессов, от одной до другой фазы тектогенеза. В цикле первого порядка выделяется ряд циклов более мелкого порядка, например циклы экзогенных процессов — эрозионный, аридный и др.

Особенно детально анализирует М. А. Усов геотектонический цикл. Он приводит ранее принятую схему тектогенеза, где каждый цикл тектогенеза состоит из длительного эволюционного периода, который заканчивается складчатостью. Последняя и определяет структуру земной коры. Эти фазы складчатости, возникшие в революционные моменты, стали называть фазами тектогенеза. Однако, как замечает М. А. Усов, цикл тектогенеза гораздо сложнее, поскольку эволюционный период не всегда бывает спокойным и прерывается небольшими революционными вспышками складчатости.

По М. А. Усову (1960, с. 138), «заканчивается фаза тектогенеза мощным этапом расширения за счет большого количества энергии, которая выделялась в фазу сжатия и не могла быстро удалиться в мировое пространство из твердой Земли. Нако-



пившись в достаточном количестве, она приводит к революционному этапу поднятия крупных зон поверхности с параллельными обрушениями и вулканическими процессами... В этот этап происходит оформление основных геоморфологических элементов поверхности Земли, развивающихся в последующую длительную эволюционную эпоху следующего цикла тектогенеза». Итак, из приведенных положений можно сделать вывод, что на пути своего развития эндогенные процессы проходят ряд периодов. Эволюционный период сменяется революционным, затем снова наступает эволюционный период, который также заканчивается революционным. Происходит как бы возврат к старому — отрицание отрицания. Однако надо иметь в виду, что повторение пройденных уже ступеней (периодов) развития — это не возврат к старому, а утверждение нового. Последнее со старым лишь сходно внешне, формально. М. А. Усов (1950, с. 8) подчеркивает, что «циклы не являются простым повторением предыдущего: каждый цикл является индивидуальным, и каждый новый геологический документ обладает своими характерными особенностями».

Геоморфологический цикл охватывает последовательную смену рельефа от равнины до равнины. По М. А. Усову, основные геологический и геоморфологический циклы совпадают, поскольку они определяются эндогенными движениями. Основной геологический цикл отвечает геотектоническому, под которым понимается «совокупность последовательных движений от одной фазы тектогенеза до другой» (там же).

У М. А. Усова (1934) можно найти много примеров применения законов отрицания отрицания и в области геоморфологии.

Так, в лекциях, посвященных характеристике террас и ступеней, он особенно подчеркивает, что «история рельефа суши выражается в геоморфологических циклах, которые можно выразить в следующей схеме: образование предельной равнины, или пенеппена, поднятие, расчленение приподнятого блока литосферы и денудирование этого блока с образованием опять-таки предельной равнины» [Усов М. А., 1934, с. 35]. Далее он уточняет, что цикл иногда немного видоизменяется. Вместо предельной равнины может быть аккумулятивная морская равнина, часть которой поднимается и также расчленяется. Анализируя отношения между террасами и ступенями, М. А. Усов (1934, с. 51) снова обращается к этой же проблеме, предостерегая от ошибок исследователей: «Нельзя ко всем горным районам подходить с одинаковой меркой, что движение может быть одно и то же, но результаты, а именно рельеф может получиться иной, в зависимости от того, в каких внешних, т. е. климатических условиях происходил этот процесс». Как же выражаются в рельефе описываемые явления? «Все эти интересные явления непрерывно-прерывистого развития отдельных участков суши прекрасно выражаются в геоморфологических документах, каковыми являются террасы и ступени...» (там же, с. 35).

В заключение приведем конкретный пример применения закона отрицания отрицания к объяснению развития сибирских горных систем. Современные сибирские горы образовались не в результате складчатого процесса, как думали раньше, а в результате недавних молодых преимущественно эпигорных движений. Эта точка зрения на образование гор Алтая, впервые предложенная В. А. Обручевым, поддерживается и развивается М. А. Усовым. Действительно, на месте современных гор Алтая были складчатые горы, которые, видимо, также возникли из платформенной равнины. Затем складчатые горы оказались разрушенными денудацией и образовался пенеппен (почти равнина), который позднее был разбит трещинами на отдельные блоки литосферы. Эти блоки с поверхностями пенеппена поднялись на различную высоту и образовали современные горы Алтая, которые можно назвать складчато-глыбовыми. Итак, были складчатые горы на месте платформенной равнины. Эти горы в процессе длительной денудации превратились в предельную равнину (равнина отрицает горы). Затем на месте этой равнины возникли складчато-глыбовые горы, сходные с первыми, со складчатыми (отрицание отрицания). Однако не трудно заметить, что складчато-глыбовые горы, возникшие на месте складчатых, имеют более сложное строение, но вместе с тем удерживают определенные качества первых.

Прошло полвека со времени написания М. А. Усовым интересующих нас работ. Многие его прогрессивные и оригинальные научные идеи нашли дальнейшее развитие в трудах его многочисленных учеников и последователей. Некоторые работы представляют лишь исторический интерес. Методологические и методические аспекты работ М. А. Усова не потеряли своего значения до сих пор.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ленин В. И. Полн. собр. соч., т. 26, с. 55 и т. 29, с. 316.  
Коровин М. К. Жизнь и деятельность М. А. Усова. — Изв. Томск. индустр. ин-т, 1944, т. 62, вып. 1, с. 1—8.  
Кузьмин А. М., Хахлов В. А. Академики В. А. Обручев и М. А. Усов — основатели сибирской школы геологов. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1964, с. 5—18.  
Основные идеи М. А. Усова в геологии. — Алма-Ата, 1960. — 540 с.  
Рагозин Л. А. Академик М. А. Усов и обручевское направление в четвертичной геологии Западной Сибири. — Тр. Томский ун-т, 1956, т. 133, с. 85—90.



Сатпаев К. И., Бок И. И. Деятельность М. А. Усова и его прогрессивные идеи в геологии. — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 3—12.

Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. — Томск, 1934, — 87 с.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. — Томск, 1936, — 209 с.

Усов М. А. Введение в геологию. — Алма-Ата, 1950, — 167 с.

Усов М. А. Основные формы тектонических движений. — Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 125—132.

Усов М. А. Основные типы структур земной коры и формы проявления вулканизма. — Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 140—171.

Флинт Р. Ф. История Земли. — М., 1978, — 356 с.

Ханин В. Е. Общая геотектоника. — М., 1973, — 510 с.

Шукин И. С. Общая морфология суши. — М. — Л., 1933, — 336 с.

Эдельштейн Я. С. Введение в геоморфологию. — Л., 1933, — 101 с.



## РЕФЕРАТЫ НА ОПУБЛИКОВАННЫЕ СТАТЬИ

УДК 551.793/4

Окишев П. А. — Меридиональная корреляция ледниковых и флювиальных процессов горных и равнинных регионов (на примере Западной Сибири). — Вопросы географии Сибири. Вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 3—15.

Сопоставляется хронология позднеплейстоценовых циклов эволюции ледников Горного Алтая и ледникового щита на севере Западной Сибири, а также ледниково-подпрудных водоемов в горах и на равнине, рассматриваются особенности флювиальных процессов во внеледниковой части бассейна Оби.

Библ. 14, ил. 3.

УДК 551.791 : 551.807

Барышников Г. Я. — Палеогеографические условия формирования рыхлых отложений и развитие речных систем Северного Алтая на ранних этапах четвертичной истории. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 16—26. \*

На основе спорово-пыльцевых и палеокарпологических комплексов реконструируется палеогеографическая ситуация в Северном Алтае. Рассмотрены тектонические условия формирования гидросети и ее перестройки.

Библ. 10, табл. 2, ил. 4.

УДК 551.79

Бутвиловский В. В., Ламмерт А. К., Русанов Г. Г. Новые данные о генезисе и эволюции Тужарского ледниково-подпрудного озера (Юго-Восточный Алтай). — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 27—36.

Доказывается ледниково-подпрудный генезис озера, крупные размеры, наличие четких волноприбойных уровней, крупных устьев мощного катастрофического стока излишков озерных вод, быстрый прорыв ледяной подпруды и катастрофический сброс вод по долине Башкауса.

Библ. 14, ил. 3.

УДК 551.79

Рудой А. Н., Королев А. С. Режим котловинных ледниково-подпрудных озер Горного Алтая в плейстоцене. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 37—39.

По мнению автора, синхронность ледниковых эпох и озерных трансгрессий в межгорных котловинах Горного Алтая не служит доказательством повышения уровня общей увлажненности климата в ледниковые эпохи, как и усиления аридизации климата в межледниковья.

Библ. 11.

УДК 576.2+569.3

Алексеева Э. В. К возрастной и индивидуальной изменчивости некоторых костей скелета мамонтов. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 40—47.

Описаны костные остатки мамонтов из Западной Сибири; процесс изменения осевого черепа и нижней челюсти в стадиях роста; особенности строения, роста и прод-



вижения зубов в нижней челюсти; кровоснабжение зубов и нижней челюсти; рост и изменчивость некоторых костей скелета.

Библ. 7, табл. 1, ил. 3.

УДК 631.4. 551.3(571.16)

Евсеева Н. С., Головеров А. Г., Попкова Н. И. **Современные процессы рельефообразования в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым.** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 48—57.

Рассматриваются рельефообразующие процессы в бассейне р. Чулым в пределах Томской области: боковая эрозия рек, оврагообразование, оползневые, болотообразовательные, эоловые и криогенные процессы, их распространение и современное состояние.

Библ. 13, табл. 3, ил. 3.

УДК 551.44

Вегеле А. Л. **Карст бассейна Кара-Чумыша (Салаирский кряж).** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 58—62.

Описаны формы поверхностного (карры, карстовые ниши, воронки, суходолы, желоба) и подземного карста (колодез), развитого на поле девонских известняков.

Ил. 2.

УДК 551.583.13+911.52+550.3

Окишева Л. Н. **К исследованию сезонной ритмичности условий функционирования геосистем высоких широт (на примере Обь-Енисейского Севера).** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 63—66.

Рассмотрены общие вопросы и принципиальный подход к исследованию сезонной ритмичности функционирования геосистем высоких широт.

Библ. 16.

УДК 551.583.13

Рутковская Н. В., Акилова О. Г. **Анализ максимальных скоростей ветра на метеорологической станции Дудинка в холодно-снежную часть года.** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 67—73.

Рассмотрен посуточный ход скоростей ветра: максимальных, 5 и 7% обеспеченности, являющихся опасными метеорологическими явлениями, за период с 1936 по 1970 г.

Библ. 4, табл. 2, ил. 3.

УДК 556.16.048

Земцов В. А. **К расчету коэффициентов вариации годового стока в лесной зоне Западно-Сибирской равнины.** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 74—81.

Дается количественная оценка влияния физико-географических факторов и площади водосбора на коэффициенты вариации годового стока в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. Предлагаются расчетные зависимости и карты, заметно повышающие точность определения коэффициентов вариации годового стока неизученных рек.

Библ. 12, табл. 3, ил. 4.

УДК 551.345

Кривоносов Б. М. **Продолжительность периода наледеобразования в Алтае-Саянской горной области.** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 82—89.

Дается количественная оценка влияния физико-географических и гляциогидрометеорологических факторов на образование и развитие наледей. Информация может служить основой для прогнозирования наледных процессов в Алтае-Саянской горной области.

Библ. 4, табл. 3.

УДК 911:581.9 (571)

Рудский В. В. **Картографический метод изучения ресурсов дикорастущих полезных растений (на примере гор Южной Сибири).** — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 90—97.

Приведена методика составления ресурсных карт, которые показывают закономерности в размещении полезных растений. Карты наряду с материалами о запасах позволяют привести их в соответствие с объемами заготовок.

Библ. 15, табл. 3, ил. 2.



УДК 551.58

Филандышева Л. Б. Обеспеченность яровой пшеницы теплом и влагой на юго-западе Западной Сибири. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 98—103.

Проведена оценка тепло- и влагообеспеченности яровой пшеницы на основе данных по гидротермическому режиму структурных единиц вегетационной части годового цикла, которые совпадают с основными этапами развития яровой пшеницы.

Библ. 12. табл. 6.

УДК 551.31

Петкевич М. В. Изменчивость высотной поясности современных склоновых процессов в Центральном Алтае. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 104—107.

Рассматривается развитие современной поясности склоновых процессов на западе, в центре и востоке в сопоставлении генетических типов отложений и экспозиционной приуроченности.

Библ. 15, табл. 1, ил. 1.

УДК 551.224 (571.16)

Евсеева Н. С. Связь рельефа бассейна среднего течения р. Чулым с тектоническими структурами. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 108—114.

На основе геолого-геофизических данных доказывается, что в бассейне среднего течения р. Чулым развиты преимущественно унаследованные тектонические структуры. Многие из них были активны в неоген-четвертичное время. В пределах территории дизъюнктивные нарушения способствовали формированию удлиненных и линейных структур III порядка, на долю которых приходится более 60%. Впервые выявлено и описано 18 структур III порядка. Многие структуры и тектонические нарушения выражены в строении гидросети и в рельефе.

Библ. 4, табл. 1.

УДК 551.436 (571.1)

Льготин В. А. Новые данные о деформациях русла р. Оби. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 115—120.

В статье приводятся результаты работ по изучению русловых процессов участка среднего течения Оби, содержатся количественные характеристики интенсивности боковой эрозии вблизи крупных населенных пунктов. Проведенные исследования являются составной частью комплексного изучения экзогенных геологических процессов Томской области.

Библ. 10, табл. 2, ил. 1.

УДК 551.345

Куручкин В. А., Малолетко А. М. Материалы к изучению геотермии Крайской и Чуйской межгорных впадин (Алтай). — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 121—126.

Отмечена ярусность геотермического поля впадин: 1) поверхностных пород, с годовыми колебаниями температур; 2) надмерзлотный, вне сферы влияния годового хода температур; 3) реликтовых многолетнемерзлых пород; 4) подмерзлотный, термический режим которого зависит от подтока тепла из недр планеты.

Библ. 2, ил. 3.

УДК 91:061.22 (571.16) (091)

Земцов А. А. Томскому отделу Географического общества 35 лет. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 127—128.

Характеризуется научно-просветительская, экспедиционная и издательская деятельность Томского отдела ГО СССР.

УДК 551.40:100.5

Земцов А. А. Элементы материалистической диалектики в трудах М. А. Усова по геоморфологии. — Вопросы географии Сибири, вып. 16. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1984, с. 129—135.

В статье анализируется опыт широкого применения М. А. Усовым законов материалистической диалектики в трудах по геоморфологии и геологии.

Библ. 15.



## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| П. А. Окишев (Томск). Меридиональная корреляция ледниковых и флювиальных процессов горных и равнинных регионов (на примере Западной Сибири)                        | 3   |
| Г. Я. Барышников (Бийск). Палеогеографические условия формирования рыхлых отложений и развитие речных систем Северного Алтая на разных этапах четвертичной истории | 16  |
| В. В. Бутвиловский (Курай), А. К. Ламмерт, Г. Г. Русанов (Томск). Новые данные о генезисе и эволюции Тужарского ледниково-подпрудного озера (Юго-Восточный Алтай)  | 27  |
| А. Н. Рудой (Москва), А. С. Королев (Томск). Режим котловинных ледниково-подпрудных озер Горного Алтая в плейстоцене                                               | 37  |
| Э. В. Алексеева (Владивосток). К возрастной и индивидуальной изменчивости некоторых костей скелета мамонтов                                                        | 40  |
| Н. С. Евсеева, А. Г. Головеров, Н. И. Попкова (Томск). Современные процессы рельефообразования в бассейне среднего и нижнего течения р. Чулым                      | 48  |
| А. Л. Вегеле (Прокопьевск). Карст бассейна Кара-Чумыша (Салаирский край)                                                                                           | 58  |
| Л. Н. Окишева (Томск). К исследованию сезонной ритмичности условий функционирования геосистем высоких широт (на примере Обь-Енисейского Севера)                    | 62  |
| Н. В. Рутковская, О. Г. Акилова (Томск). Анализ максимальных скоростей ветра на метеорологической станции Дудинка в холодно-снежную часть года                     | 67  |
| В. А. Земцов. К расчету коэффициентов вариации годового стока в лесной зоне Западно-Сибирской равнины                                                              | 74  |
| Б. М. Кривоносов (Новосибирск). Продолжительность периода наледообразования в Алтае-Саянской горной области                                                        | 82  |
| В. В. Рудский (Томск). Картографический метод изучения ресурсов дикорастущих полезных растений (на примере гор Южной Сибири)                                       | 90  |
| Л. Б. Филандышева (Томск). Обеспеченность яровой пшеницы теплом и влагой на юго-западе Западной Сибири                                                             | 98  |
| М. В. Петкевич (Томск). Изменчивость высотной поясности современных склоновых процессов в Центральном Алтае                                                        | 104 |
| Н. С. Евсеева (Томск). Связь рельефа бассейна среднего течения р. Чулым с тектоническими структурами                                                               | 108 |
| В. А. Льготин (Томск). Новые данные о деформациях русла р. Оби                                                                                                     | 115 |
| В. А. Курочкин, А. М. Малолетко (Барнаул). Материалы к изучению геотермии Курайской и Чуйской межгорных впадин (Алтай)                                             | 121 |

## ХРОНИКА

|                                                                                                                          |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А. А. Земцов. Томскому отделу Географического общества СССР 35 лет                                                       | 127 |
| А. А. Земцов. Элементы материалистической диалектики в трудах М. А. Усова по геоморфологии (к 100-летию со дня рождения) | 129 |
| Рефераты на опубликованные статьи                                                                                        | 136 |



## ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Выпуск шестнадцатый

Редактор Е. В. Лукина

Технический редактор Р. М. Подгорбунская

Корректор Г. П. Орлова

---

ИБ1148. Сдано в набор 1.08.83 г. Подписано к печати 4.06.84 г. К30514141505305141  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>; бумага типографская № 3. Литературная гарнитура. а. а. ругунтура.  
Высокая печать. П. л. 8,75; уч.-изд. л. 12,6; усл. п. л. 12,25.  
Заказ 6106. Тираж 500. Цена 1 р. 20 к.

---

Типография издательства «Красное знамя», г. Томск, ул. Советская, 47. 7.474<sup>1</sup>/<sub>4</sub>, 47.  
Издательство ТГУ. 634029, Томск, ул. Никитина, 4.







1 р. 20 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ТОМСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА