

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

№ 42



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1974

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА

№ 42



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974

В сборник включены статьи советских ученых, содержащие новейшие материалы по вопросам стратиграфии, геохронологии, палеопотамологии и палеогеографии четвертичного периода, палеонтологии крупных и мелких позвоночных, геологии палеолита, палинологии и т. д.

В разделе «Хроника» сообщается о совещаниях, проведенных в СССР, и освещаются материалы XXIV Международного Геологического Конгресса (Канада, 1972).

Редакционная коллегия:

*Г. И. Горецкий, В. П. Гричук, В. И. Громов,
И. К. Иванова, Н. И. Кригер, К. В. Никифорова,
И. И. Плющин, Е. В. Шанцер*

Ответственные редакторы:

В. И. Громов, И. К. Иванова

Г. И. ГОРЕЦКИЙ

**ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОПОТАМОЛОГИИ
АНТРОПОГЕНА**

Потамология — это часть гидрологии, посвященная изучению современных рек. Палеопотамология — часть палеогидрологии, исследующая древние, ископаемые реки или палеореки.

Потамология, или гидрология рек, имеет в качестве непосредственного объекта изучения речные воды, русла и поймы рек, речные отложения, так называемые «наносы», аллювий современных рек.

Палеопотамология должна была бы исследовать те же объекты у палеорек. Но воды рек в ископаемое состояние не переходят. О гидрологических условиях палеорек можно судить только косвенно, — главным образом, на основе изучения ископаемого аллювия и речного палеорельефа.

Таким образом, непосредственные, главные объекты изучения потамологии и палеопотамологии существенно различны: преимущественно речные воды в потамологии и преимущественно речные осадки, аллювий в палеопотамологии.

Это различие сказывается и на методах их исследования: в потамологии преобладают географические, в палеопотамологии — преимущественно геологические.

Большое значение в потамологии имеет геоморфологический метод, изучение рельефа и микрорельефа русла и поймы рек. Неменьшее значение приобретает геоморфологический метод и в палеопотамологии. Изучение рельефа ископаемых пойм, то есть террас, на первом этапе становления палеопотамологии, связанном с именем чехословацкого ученого Фр. Ржиковского (F. Rikovsky, 1929), давшего впервые название палеопотамология, составляло основное содержание палеопотамологических исследований. Геоморфологический, или, вернее, палеогеоморфологический, метод сохраняет свое значение в палеопотамологии и в настоящее время.

Геоморфологическое направление в палеопотамологии было господствующим потому, что террасы современных рек и палеорек были наиболее доступными и широко распространенными, хорошо сохранившимися объектами изучения.

В 30-х гг. и особенно в послевоенные годы, когда в СССР началось широкое гидротехническое строительство и проводились крупные геологические работы, сопровождаемые бурением в долинах рек многочисленных скважин на всю мощность антропогенных отложений, геоморфологическое направление в палеопотамологии уступило место геологическому и палеогеографическому направлениям.

Не следует противопоставлять географическое, геоморфологическое и геологическое направления в палеопотамологии — все они необходимы для всестороннего, комплексного освещения истории возникновения, становления и развития рек, их жизни, многообразия и взаимозависимости геологического строения, рельефа, климата, флоры и фауны, водного режима, для познания палеогеографического единства в развитии рек, — этого важнейшего компонента природы.

Становлению палеопотамологии в качестве самостоятельной ветви палеогеографии способствовало в СССР не только бурение глубоких скважин в долинах рек и на склонах водоразделов, но и большие успехи в развитии палеогеографии (Марков и Герасимов, 1938; Батурин, 1937; Марков, 1951).

Палеопотамология каждой геологической эры и даже периода обладает своеобразными чертами, обусловленными специфическими палеогеографическими особенностями. Палеореки докембрия, условно называемые эорекками, палеореки палеозоя или протореки, значительно отличаются как от палеорек мезозоя и кайнозоя (без антропогена) или собственно палеорек, так и от антропогеновых палеорек или прарек. Вместе с тем палеореки всех геологических периодов характеризуются некоторыми общими чертами, определяемыми общими гидрологическими особенностями речных вод, которые отражаются в специфике аллювия, как особого генетического типа осадочных пород.

Палеопотамология — самая молодая ветвь палеогеографии, хотя начало палеопотамологии восходит к истокам самой палеогеографии, к выдающимся работам А. П. Карпинского (1887, 1894), к первым отечественным исследованиям по геологической истории рек Русской равнины (Головкинский, 1865). К настоящему времени накопился довольно богатый, но все еще недостаточный, материал по палеопотамологическому изучению антропогеновых прарек, преимущественно в Европейской части СССР. Хочется сделать первую попытку краткого освещения основных проблем палеопотамологии антропогена, памятуя верную мысль Н. М. Страхова: «... ничто не может представить такого интереса в истории любой науки, как первая отчетливая формулировка ее задач и методологии» (Страхов, 1971, стр. 13).

Первой основной проблемой палеопотамологии антропогена следует считать определение объекта исследований. Кажется совершенно очевидным, что в качестве главного объекта изучения палеопотамологии антропогена необходимо назвать ископаемый антропогеновый аллювий.

Что же такое ископаемый аллювий антропогена, как выделить его из состава антропогеновых отложений других генетических типов? Аллювий, как самостоятельный генетический тип осадочных образований антропогеновой системы, отличается рядом специфических особенностей. К определяющей из таких особенностей относится неповторимое сочетание главнейших фаций аллювия (фации размыва, русла, стариц и разлива, поймы), образующих в совокупности аллювиальную свиту определенной мощности. Вторую особенность аллювия антропогена составляет укрупнение гранулометрического состава русловых осадков книзу. В качестве третьей его особенности выступает своеобразная слоистость русловых отложений, выражающаяся преимущественно в чередовании пачек из косых пакетов и горизонтальных слоев. Четвертая особенность — своеобразие его горизонтального расположения, частая смена аллювиальных сегментов. И, наконец, пятая особенность состоит в исключительном своеобразии слагаемого им рельефа, в чередовании валов, грив и межгривей, в формировании аллювиальных террас, в одновременности осадконакопления и образования рельефа, особенно русла.

По сочетанию отмеченных особенностей аллювия антропогена, которые в той или иной степени присущи и аллювию доантропогеновых систем, можно с достаточной объективностью отличать аллювиальные осадки от отложений антропогена иных генетических типов.

Однако некоторые генетические типы и разновидности антропогеновых отложений с трудом отличимы от аллювия. К таким типам и их разновидностям относятся: половодноледниковые осадки перигляциальной формации, перигляциальный аллювий, гляциоаллювий. Половоднолед-

никовые отложения перигляциальной формации весьма схожи с осадками периферийно-руслевой фации нормального аллювия, но они резко отличаются от обычного руслового аллювия отсутствием типичной аллювиальной слоистости; нет в них и отложений фации стариц, а также базального горизонта (фации размыва). Перигляциальный аллювий еще больше похож на нормальный аллювий равнинных рек, так как в нем развит и базальный горизонт, правда, малой мощности; но все же и перигляциальный аллювий существенно отличается от нормального аллювия отсутствием фаций стариц и поймы, недоразвитостью фаций размыва, фрагментарностью аллювиальной слоистости. Гляциоаллювий имеет большое сходство с русловой фацией нормального аллювия, отличаясь от него отсутствием базального горизонта и фаций стариц и поймы, гипертрофированной мощностью, нетипичной аллювиальной слоистостью (косые слои падают только в дистальном направлении).

Несмотря на указанные отличия, некоторые исследователи относят половодноледниковые отложения перигляциальной формации и даже все остальные осадки перигляциальной формации, а также перигляциальный аллювий, к аллювию равнинных рек, к особой перигляциальной свите («перигляциальный аллювий»), противопоставляемой нормальным аллювиальным свитам гумидного аллювия (Лаврушин, 1963; Дедков, 1972).

Мне представляется, что для целей палеопотамологического анализа совершенно необходимо различать нормальный аллювий равнинных рек от сходных с ним, по некоторым признакам, половодноледниковых отложений перигляциальной формации, перигляциального аллювия и гляциоаллювия.

Ископаемый аллювий антропогеновой системы можно выделять из общей толщи аллювиальных отложений антропогена по возрастному принципу, противопоставляя ископаемый аллювий современному, голоценовому аллювию. В таком случае к ископаемому аллювию были бы отнесены аллювиальные свиты почти всех надпойменных террас и погребенного аллювия равнинных рек, а к современному аллювию — аллювий поймы.

Кажется, однако, не вполне целесообразным относить к ископаемому аллювию аллювий I надпойменной террасы, обычно не перекрытый ни мощным делювием, ни осадками лёссовой формации. Более приемлемым с точки зрения наличия на аллювиальных осадках покровных отложений было бы отнесение к ископаемому аллювию только аллювиальных отложений II надпойменной и более древних террас, а также погребенного аллювия. На II надпойменной террасе равнинных рек, вне областей валдайского оледенения, неизменно присутствует довольно мощный покров делювия и осадков лёссовой формации. Следовательно, аллювий II надпойменной террасы, датируемый микулинским (рисс-вюрмским) межледниковьем, уже может считаться ископаемым.

Тем не менее, к ископаемому антропогеновому аллювию, являющемуся непосредственным объектом изучения палеопотамологии антропогена, относятся все доголоценовые аллювиальные свиты, приуроченные к надпойменным террасам, начиная с I или со II надпойменных террас равнинных рек (вне зоны валдайского оледенения).

Исключительно важным объектом изучения палеопотамологии антропогена в составе ископаемого аллювия является погребенный аллювий, включающий все аллювиальные свиты, постель которых располагается ниже постели голоценового аллювия. В возрастном отношении погребенный аллювий принадлежит почти полностью к среднему и древнему плейстоцену, к доднепровскому (дорисскому) времени. Погребенный аллювий перекрывается мощной толщей более молодых аллювиальных

свит поймы, I и II надпойменных террас, осадками перигляциальной формации, моренами днепровского, сожского (московского) и валдайского оледенений, покровом делювия и отложений лёссовой формации. Перекрывание доднепровских аллювиальных свит мощной толщей различных по генезису антропогенных осадков дает полное основание к выделению этих свит в особую категорию погребенного аллювия.

Расчленение ископаемого аллювия на типы, классификация типов этого аллювия возможны на основе различных классификационных принципов и признаков. Можно расчленить ископаемый аллювий по возрастному принципу, выделяя аллювий микулинского, рославльского, лихвинского и венедского межледниковий. Вполне возможна классификация ископаемого аллювия по принципу отношения к динамическим фазам речных долин, к динамическим фазам формирования аллювия (Ламакин, 1947; Шанцер, 1961, 1966).

Приемлема классификация ископаемого аллювия по возрастным, генетическим и стратификационным особенностям аллювиальных свит (Горецкий, 1964, 1966, 1970).

Расчленение ископаемого аллювия на открытый, выраженный в рельефе, и погребенный, не выраженный в рельефе, закрытый, также допустимо; оно имеет свои достоинства при палеопотамологических исследованиях.

Изучение ископаемого аллювия, выраженного в рельефе в форме надпойменных террас, с постелью, залегающей выше ложа голоценовой поймы, значительно облегчается как доступностью аллювиальных пород для непосредственных наблюдений и исследований, так и широкими возможностями применения геоморфологического метода.

Изучение антропогенных надпойменных террас и приуроченного к ним открытого, не погребенного аллювия достигло у советских исследователей высокого уровня. Результаты всестороннего исследования речных надпойменных террас Русской равнины опубликованы в многочисленных работах, число которых продолжает неуклонно возрастать, особенно в последние десятилетия, в связи с инженерно-геологическими изысканиями и изучением неотектоники.

Огромное значение приобретает исследование открытого, выраженного в рельефе ископаемого аллювия в долинах тех рек, где в надпойменных террасах получили выражение все аллювиальные свиты ископаемого аллювия, включая среднеплейстоценовые и нижнеплейстоценовые, которые в долинах других рек находятся в погребенном состоянии. Такой тип ископаемого аллювия следует называть днестровским, так как он классически выражен в долине Днестра.

В надпойменных террасах Днестра с непревзойденной полнотой отражена вся геологическая история антропогенного периода, документированная аллювиальными отложениями, погребенными почвами, породами лёссовой формации, рельефом, обильными остатками фауны млекопитающих, крупных и мелких, конхилиофауны, остракод, растительными остатками, палеолитическими памятниками и др. (Геология и фауна южного и среднего плейстоцена Европы, 1972; Плейстоцен Тирасполя, 1972). К большому сожалению, необходимо отметить, что в палеопотамологическом отношении долина Днестра изучена еще крайне недостаточно.

Днестровский тип ископаемого аллювия характерен для областей с преобладающей тенденцией к тектоническим поднятиям. Погребенный ископаемый аллювий волжского, днепровского и других типов развивается в областях с преобладающей тенденцией к тектоническим опусканиям.

Изучение погребенного аллювия, не выраженного в рельефе, неизмеримо сложнее и труднее, чем исследование открытого ископаемого аллю-

вия, приуроченного к надпойменным террасам. Хотя применение геоморфологического, вернее палеогеоморфологического, метода необходимо и при изучении погребенного аллювия, он в этом случае менее эффективен вследствие трудности реконструкции погребенных речных террас, соответствующих разновозрастным свитам погребенного аллювия.

Однако главное затруднение в исследовании погребенных аллювиальных свит возникает при отделении погребенного аллювия от сходных с ним антропогенных отложений, а также при расчленении погребенного аллювия на разновозрастные аллювиальные свиты. И все-таки именно исследование погребенного аллювия антропогена представляет наиболее специфическую задачу, генеральную проблему палеопотамологии, весьма трудную, но и увлекательную.

Ископаемый аллювий переходит в погребенное состояние вместе с присущим ему рельефом, с речной долиной, речным руслом и террасами (часто уничтожаемыми), то есть погребенный аллювий неотделим от речных переуглублений. Речные же переуглубления нередко связаны и с трудом отличимы от антропогенных переуглублений иного генезиса и типа. Таким образом, проблема изучения погребенного антропогенного аллювия сопряжена с не менее сложной проблемой выделения типов антропогенных переуглублений.

Характеристика типов антропогенных переуглублений изложена мною в специальной статье (Горецкий, 1973). В ряде других работ, опубликованных за последние 8 лет (Горецкий, 1964, 1966, 1967, 1968, 1970, 1972, 1973), мною приведены конкретные материалы по характеристике таких типов антропогенных переуглублений, как погребенные речные долины, ложбины ледникового выпахивания и ледникового размыва, карстовые западины.

На основании исследований многих авторов, в том числе и моих, мне хотелось показать, что большое число антропогенных переуглублений ледниковых областей относится к типу речных долин ошибочно, что в действительности очень многие из таких переуглублений представляют собой ложбины ледникового выпахивания и ледникового размыва.

Доказательства неречного происхождения подобного рода ложбин основываются на их геологическом строении, палеогеоморфологических особенностях и географическом размещении. В геологическом строении ложбин ледникового размыва преобладающее значение имеют песчано-гравийно-галечные, гравийно-песчаные и песчаные отложения типа флювиогляциальных и гляциоаллювиальных осадков. В строении ложбин ледникового выпахивания принимают участие морены нижнеберезинского, окского (верхнеберезинского) и днепровского оледенений. Ложбины ледникового выпахивания и ледникового размыва, образующие смешанный, преобладающий тип ложбин, сложены и моренами средне- и древнеплейстоценового возраста, и флювиогляциальными, и гляциоаллювиальными, и лимногляциальными осадками в различных соотношениях.

Типичные аллювиальные отложения в ложбинах указанных типов отсутствуют; особенно показательно отсутствие осадков фаций стариц и поймы. Характерно для ложбин значительное распространение гляциоаллювия двух разновидностей: гравийно-песчаного, с преобладанием крупного и среднего песка, и мелко-тонкопесчаного, с преобладанием тонкого песка, волнистогоризонтальнослоистого, переслаивающегося с супесями. Мелко-тонкопесчаный гляциоаллювий весьма сходен с полводноледниковыми отложениями перигляциальной формации.

Отнесению гляциоаллювия к аллювиальным отложениям препятствует необычно большая мощность гляциоаллювиальных осадков, достигающая иногда 140—170 м (район г. Друскининкай в долине р. Нямунас). Нельзя отнести такой гляциоаллювий и к типу констративного аллювия

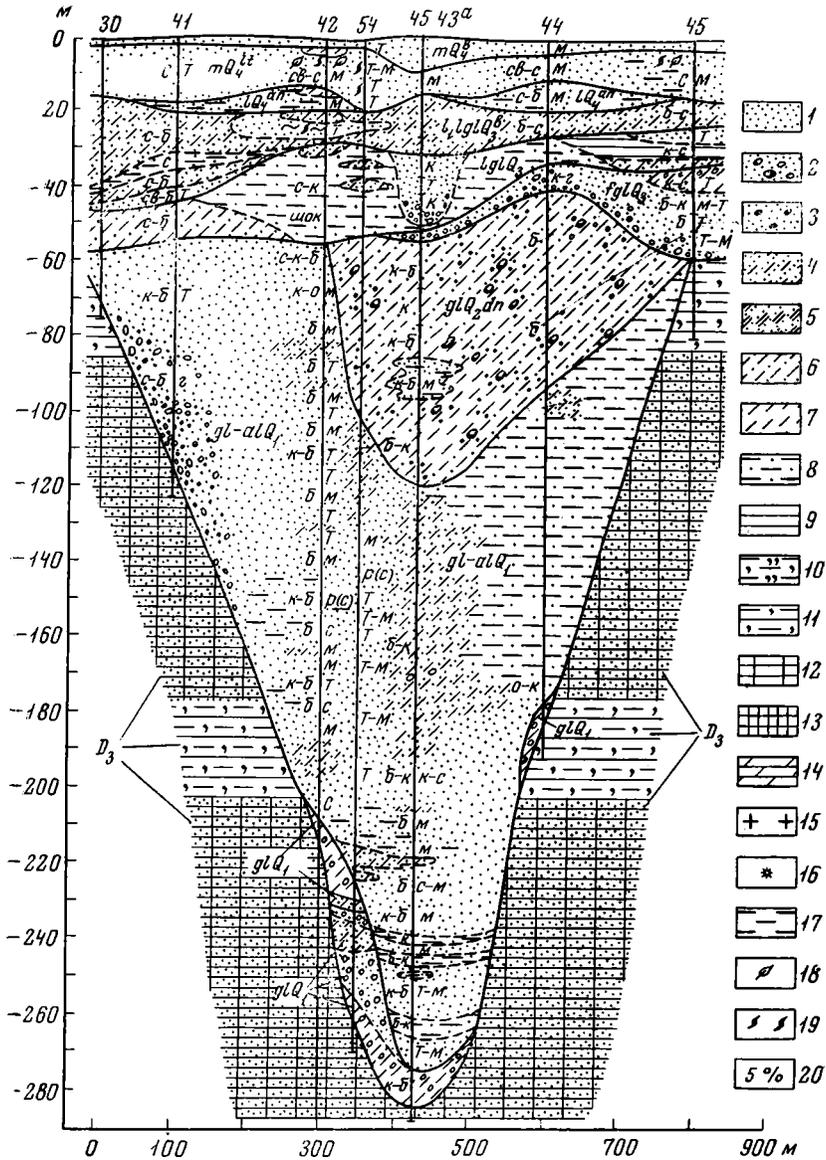


Рис. 1. Схематический геологический профиль через Юрмалские переуглубления в низовьях р. Даугава, на участке с наибольшим сгущением скважин

Цифры сверху — номера скважин: 1 — песок, т — тонкозернистый, м — мелкозернистый, с — среднезернистый, р — разнозернистый, р (м, с, к) — разнозернистый с преобладанием мелкой, средней или крупной фракции; 2 — песок с гравием и галькой; 3 — гравий, галька, валуны; 4 — супесь грубая (легкая, тощая); 5 — супесь тонкая (тяжелая, жирная); 6 — суглинок грубый; 7 — суглинок средний; 8 — глина грубая; 9 — глина средняя и тонкая; 10 — алевроит; 11 — алевролит; 12 — песчаник; 13 — мел; 14 — мергель; 15 — изверженные и метаморфические породы; 16 — включения глауконита; 17 — глинистость; 18 — растительные остатки; 19 — органические примазки, гумусированность; 20 — процент содержания гравийно-галечного материала.

Цвет пород обозначен начальными буквами влево от линий разреза, например: с — серый, ж — желтый, к — коричневый, б — бурый, б-к — буровато-коричневый и т. д.

Фации: рт — русловая; рт — размыва, r₁ — базальный горизонт

ская свита формировалась во время нижнеберезинского позднеледникового, венедская свита — в промежутке между нижнеберезинским и окским (верхнеберезинским) ледниковьями, нижнекривичская свита — во время лихвинского межледниковья, верхнекривичская свита — в конце лихвинского межледниковья и начале предднепровского перигляциала.

Возраст аллювиальных свит погребенного аллювия определялся как палеонтологическими методами (преимущественно палинологическим и палеокарпологическим), так и условиями залегания свит по отношению к моренам и перигляциальным осадкам. Верхнекривичская свита постепенно переходит в предднепровские перигляциальные отложения и перекрывается днепровской мореной. Нижнекривичская свита перекрывается верхнекривичским аллювием и осадками днепровского ледникового комплекса, а подстилается окской мореной. Венедская свита залегает под окской мореной и подстилается соликамским аллювием или нижнеберезинской (белорусской, дзукийской, камской) мореной. Соликамская свита перекрывается венедским аллювием и подстилается камской мореной.

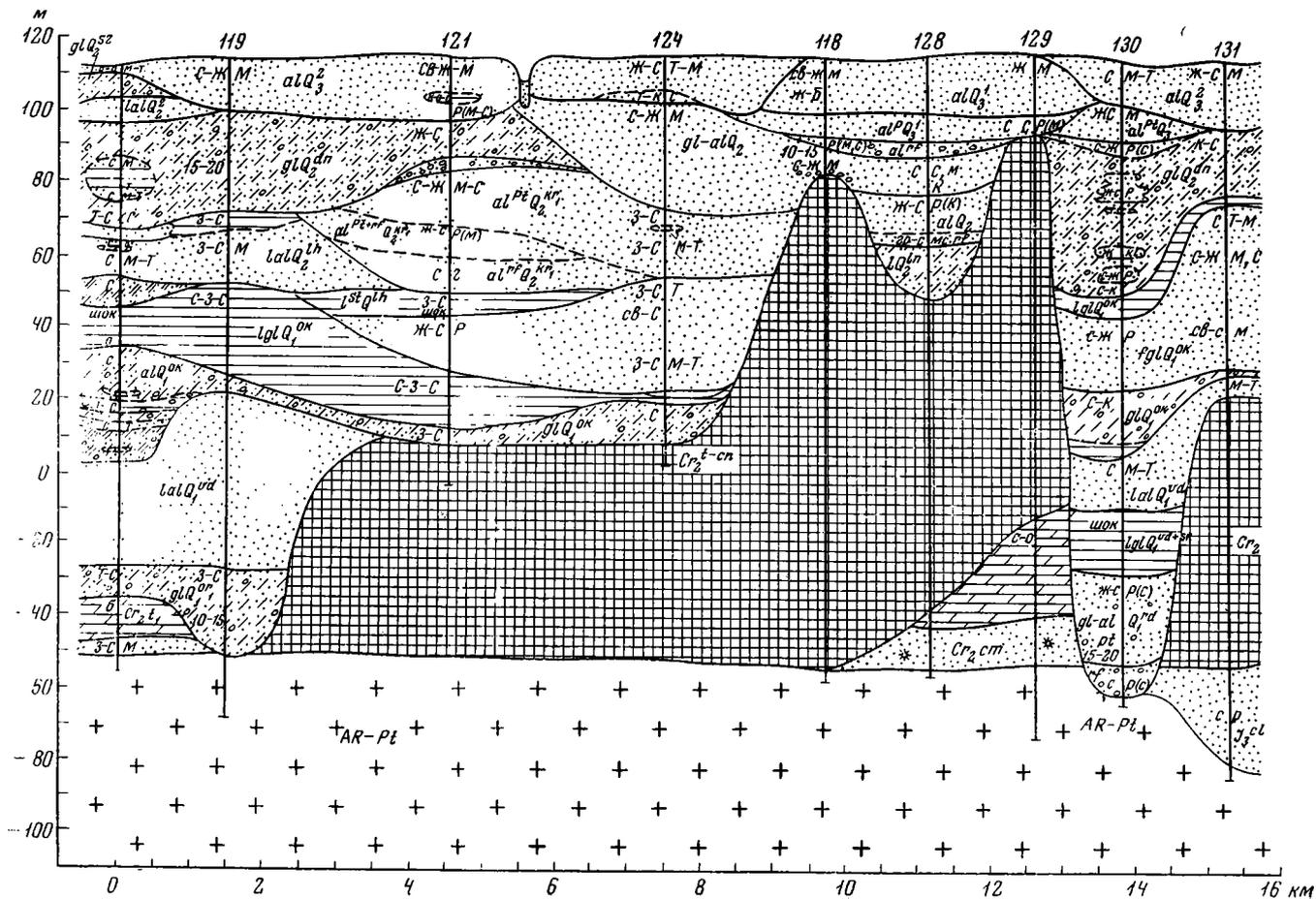
Установление соотношений погребенных аллювиальных свит и мрен днепровского, окского и нижнеберезинского оледенений составляет важнейшую задачу палеопотамологии. Можно считать достоверно доказанным залегание верхнекривичской и нижнекривичской свит погребенного аллювия между днепровской и верхнеберезинской (окской) моренами, — по материалам бассейнов Днепра и Немана. Залегание озерных, озерно-аллювиальных и гляциоаллювиальных осадков венедской свиты между окской и нижнеберезинской моренами также не вызывает сомнений. Такие условия залегания иллюстрируются схематическим геологическим профилем по долине Немана в районе г. Мосты (рис. 2); но нередко венедский аллювий замещается при этом озерно-аллювиальными осадками (скв. 1, 119 и 130 на рис. 2). По всей вероятности венедские аллювиальные отложения были уничтожены окским (верхнеберезинским) ледником; они венчали толщу осадков венедского межледниковья (аналогично кривичскому аллювию, венчающему лихвинскую межледниковую толщу — скв. 121, 124, 119 и 1 на рис. 2) и были уничтожены перемыми.

Изучение всех свит ископаемого и погребенного аллювия завершается составлением продольного профиля речных врезов, а также единичных (по отдельные створам), парных и сводных (сопоставительных) эрозиограмм. На этих профилях и эрозиограммах показываются соотношения аллювиальных свит по относительным глубинам вреза (по отношению к меженному уровню воды).

Оказалось, что соотношения всех аллювиальных свит довольно устойчивы и закономерно изменяются как по времени (по возрасту свит), так и в продольном направлении, по отдельным генетическим отрезкам долины. Наиболее высокое положение постели аллювия (близко к уровню межени) характерно для аллювиальных свит IV и II надпойменных террас и перигляциальной террасы. Самым низким положением постели аллювия неизменно отличаются соликамская, венедская, нижнекривичская и верхнекривичская аллювиальные свиты; при этом чем древнее аллювиальная свита, тем глубже покоится ее ложе. По-видимому, погребенным аллювиальным свитам должны были бы сопутствовать соответствующие надпойменные, ныне погребенные террасы; условно можно сопоставить все погребенные аллювиальные свиты с III надпойменной, погребенной террасой. Аллювиальные свиты I надпойменной террасы и поймы занимают по глубине постели промежуточное положение. Для иллюстрации приводится сопоставительная эрозиограмма по

Рис. 2. Схематический геологический профиль широтного направления, секущий Мостовские антропогенные переуглубления, долины Пра-Немана и Немана, в районе г. Мосты

Условные обозначения см. рис. 1. Цифры сверху — номера скважин



Волгоградскому поперечнику Нижней Волги, Каховскому поперечнику Нижнего Днепра и Мелиховскому поперечнику Нижнего Дона (рис. 3).

В рисунке эрозиограмм Волги, Дона и Днепра, а также других рек Русской равнины очень много сходных черт. На всех эрозиограммах четко выражено два максимума и два минимума в положении эрозионной поверхности: нижнеплейстоценовый максимум сменяется глубоким нижнеплейстоценовым минимумом, который продолжается и в среднем плейстоцене (лихвинское межледниковье); перигляциальный умеренный максимум среднего и верхнего плейстоцена уступает место верхнеплейстоценовому и голоценовому минимуму.

Если перигляциальный максимум среднего и верхнего плейстоцена еще можно объяснить влиянием климата, интенсивным таянием ледников, обильным поступлением талых вод и повышением базиса эрозии, то нижнеплейстоценовый минимум хотелось бы связать с тектоническими движениями, с резким понижением базиса эрозии после раннебакинского и раннечаудинского времени.

На продольных профилях речных врезов антропогеновых прарек Русской равнины замечается относительно плавный ход линий эрозионных поверхностей, несколько расходящихся в дистальном направлении. Уклоны эрозионных поверхностей постепенно снижаются вниз по течению. В верхних частях продолин эрозионные поверхности местами пересекаются с линией меженного горизонта.

В дельтовых и придельтовых частях продолин наблюдается значительное возрастание уклонов эрозионных поверхностей более древних свит погребенного аллювия и переход их в лиманно-морские осадки. Такой ход эрозионных линий указывает на регрессивный характер водоема. Ярко проявляется регрессивный тип на продольном профиле поймы Волги ниже г. Камышин: линии постели аллювия и поверхности поймы сильно погружаются в дистальном направлении. В пойме Днепра ниже р. Конка отчетливо проявляется противоположный трансгрессивный тип хода эрозионных поверхностей: линии ложа аллювия и поверхности поймы явно выполаживаются.

Таким образом, продольные профили речных врезов отражают как общие черты палеопотамологического развития речных бассейнов, так и некоторые индивидуальные особенности прарек: присутствие местных базисов эрозии, порогов, внутренних дельт, закарстованных отрезков долин, пересечений с ложбинами ледникового выпаживания и др.

Некоторые индивидуальные особенности прарек и рек объясняются местными условиями. Так, например, регрессивный тип поймы Волги ниже г. Камышин, в противоположность трансгрессивному характеру поймы Днепра ниже р. Конка, можно было бы объяснить усиленным испарением воды в Каспии и возросшим падением уровня воды в замкнутом море-озере. Однако эти различия в некоторой мере обусловлены и местными тектоническими движениями, тенденцией к опусканию в низовьях Днепра.

Индивидуальные палеопотамологические черты прарек заметны и на эрозиограммах. На рис. 3, например, бросается в глаза чрезвычайно низкое положение речного вреза соликамско-венедской Пра-Волги, по сравнению с Пра-Доном и с Пра-Днепром. В этом проявляется более высокая тектоническая мобильность низовьев Волги, с тенденцией к интенсивному опусканию, что и обусловило формирование особого, волжского типа погребенного аллювия.

Проследивая переходы погребенных аллювиальных свит в лиманно-морские отложения, можно было бы надежно выяснять соотношения ледниковых, аллювиальных и морских осадков. Недостаточная изученность дельт крупных рек Черноморского и Каспийского бассейнов не

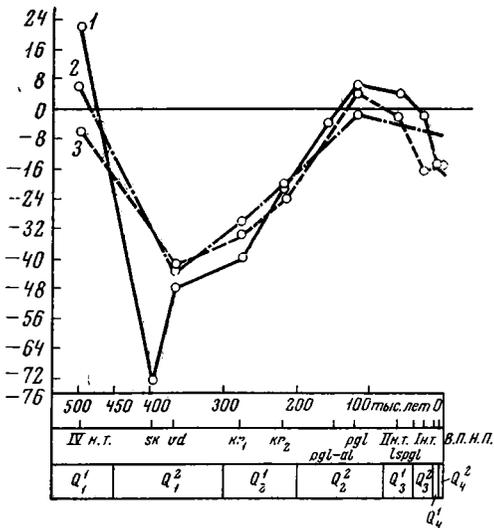


Рис. 3. Сопоставительная эрозиограмма по Волгоградскому поперечнику Нижней Волги (1), Каховскому поперечнику Нижнего Днепра (2) и Мелитопольскому поперечнику Нижнего Дона (3) (Горецкий, 1970)

позволяет сделать это вполне обоснованно. Но все же весьма вероятным представляется сопоставление соликамской и венедской аллювиальных свит с бакинско-чаудинскими морскими отложениями, нижнекривичской свиты — с ранними древнеэвксинскими, верхнекривичской свиты — с нижнехазарскими, поздними древнеэвксинскими и узунларскими осадками.

Самой сложной и мало изученной проблемой палеопотамологии остается проблема палеогидрологических реконструкций. О главной задаче палеогеографических реконструкций давно уже образно сказал основоположник советской литологической и литогеохимической школы Я. В. Самойлов: «Требуется установить те закономерности, какими определяется отражение жизни бассейна в его осадках. Только разобравшись в этих закономерностях, можно надеяться разгадать наиболее полную жизнь былых бассейнов по их отложениям, являющимся единственным материальным остатком, сохранившимся от всей угасшей жизни» (Самойлов, 1924, стр. 6).

Выяснить качественные и количественные связи и соотношения аллювиальных осадков с различными явлениями из жизни антропогенных рек можно лишь при совместных работах палеопотамологов с гидрологами. Необходимы длительные совместные наблюдения и эксперименты над формированием современного аллювия в различных условиях русла и поймы, паводков и межени, при разнообразных уклонах, скоростях течения и расходах, при различных климатических, почвенных, растительных, рельефных и других условиях.

В настоящее время возможны только самые общие суждения: а) о скоростях течения и гранулометрическом составе осадков в зависимости от уклонов эрозионных поверхностей прарек; б) о расходах воды в зависимости от мощности ископаемого аллювия; в) о глубинах прарек на плёсах в зависимости от мощности пойменных и русловых отложений; г) о поемности рек, о напряженности русловых процессов, об энергии размыва, — судя по величинам структурно-эрозионных коэффициентов и т. п.

Самостоятельное значение имеет проблема взаимосвязи палеопотамологии антропогена и палеопотамологии более древних геологических периодов. Палеопотамологическая унаследованность проявляется не только на всех этапах развития антропогенных прарек, но и в развитии прарек мезокайнозоя, проторек палеозоя. Наиболее убедительно па-

леопотамологическая унаследованность выражается в приуроченности прарек и палеорек к определенным понижениям — погребенным долинам.

В антропогене долины прарек и современных рек очень часто совпадают. Лишь долины прарек времени формирования нижнекривичской и верхнекривичской аллювиальных свит значительно отклонялись от современных долин, — например долина Пра-Замглая на левобережье Днепра, долина Пра-Волги ниже Самарской Луки и др.

Резкой перестройки гидрографической сети Русской равнины, с изменением направления течений рек, частыми перехватами рек, с впадением Средней Волги в Верхнюю Оку и т. п., как предполагали некоторые ученые, в действительности не было.

В течение раннего и среднего плиоцена сформировалась устойчивая гидросеть Восточно-Европейской равнины, унаследованная затем верхнеплиоценовыми палеореками и антропогеновыми прареками.

Не менее отчетливо проявляется палеопотамологическая унаследованность в типе ископаемого аллювия.

Сткрытый ископаемый аллювий днестровского типа, свойственный территориям с активным тектоническим поднятием, развивается в долинах Днестра и Кубани в неогене и без перерыва наследуется в антропогене. Противоположный ему аллювий волжского типа, с глубоким погружением постели аллювия и увеличением его мощности за счет русловых фаций, развивается в среднем плиоцене и наследуется в верхнем плиоцене и антропогене.

Гипертрофированного развития достигает аллювий волжского типа при формировании кинельской свиты Палео-Волги.

В это время аллювий волжского типа переходит в аллювий подпруженных рек (челнинский и чистопольский горизонты кинельской свиты; Горецкий, 1964) увеличенной мощности (50—70 м), с волнистогоризонтальной и ленточноподобной слоистостью; в таком аллювии с трудом улавливаются признаки речного происхождения.

Ископаемый аллювий днепровского типа характеризуется нормальным строением (по соотношению фаций и мощностям их), занимает промежуточное положение между аллювием днестровского и волжского типов по глубине погружения постели аллювия. Такие черты аллювий днепровского типа сохраняет на протяжении всего плиоцена и антропогена.

Ископаемый аллювий днепровского типа развит и в долинах Дона и Пра-Дона, где он начинает формироваться в олигоцене и миоцене, характеризуясь необычайно широким боковым смещением разновозрастных аллювиальных свит.

Палеопотамологическая унаследованность в мезокайнозое и антропогене Русской равнины обусловлена тектонической унаследованностью, приуроченностью тектонических движений того или иного знака и амплитуды преимущественно к авлакогенам.

Большие успехи в разработке проблем палеопотамологии древних периодов достигнуты советскими учеными при исследовании юры, карбона, девона (Швецов, 1932; Жемчужников, 1954; Жемчужников, Яблоков и др., 1959 и 1960; Марковский, 1965). В последние годы В. С. Яблоков (1973) подробно охарактеризовал палеореки не только палеозоя, но и рифея.

Необходимо кратко остановиться на проблеме практического значения палеопотамологии. В настоящее время наиболее актуальной задачей исследователей антропогена становится корреляция континентальных и морских отложений всех стран и континентов, создание единых стратиграфических схем антропогеновой системы. Палеопотамологический ме-

тод может стать ведущим в корреляционных и стратиграфических работах. Цепная увязка континентальных, особенно ледниковых, отложений и морских осадков не может быть успешной и достоверной без привлечения в качестве связующих звеньев аллювиальных свит современных и ископаемых рек.

При изучении неотектоники эрозионные поверхности аллювиальных свит представляют собой самые надежные стратиграфические реперы, исходные сопоставительные документы. Существенную помощь при неотектонических исследованиях оказывают эрозиограммы и продольные профили речных врезов, дающие возможность определить в первом приближении размах неотектонических движений.

Палеопотамологические критерии являются решающими при исследовании типов антропогенных переуглублений, при отделении погребенных речных долин от ложбины ледникового выпахивания и ледникового размыва. Выделение ледниковых ложбин и тщательное их изучение существенно повлияют на разработку гипотез и теорий ледникового лито- и морфогенеза.

Палеопотамологические исследования составляют неотъемлемую часть палеогеографического изучения речных бассейнов, всестороннего познания геологической истории речных долин, что создает научную основу инженерно-геологических изысканий под крупные гидротехнические сооружения.

Палеопотамологическое изучение территории превращается в пролог гидрогеологических исследований, поисков емких вместилищ высококачественных технических, питьевых и минеральных вод, часто приуроченных к погребенным прадолинам и ложбинам ледникового размыва.

Глубокие прадолины и ложбины, местами прорезающие всю осадочную толщу, вплоть до кристаллического фундамента, и даже заглубленные в кристаллические породы, содержат в своих отложениях много индикаторов полезных ископаемых, особенно металлических, что делает палеопотамологические методы пригодными для поисков коренных месторождений полезных ископаемых.

В заключение нельзя не остановиться на проблеме организации палеопотамологических исследований. Желательно, чтобы в планы и программы научно-исследовательских геологических институтов и организаций, в системе АН СССР и Министерств геологии СССР, УССР и КазССР, а также других ведомств и учреждений (Гидропроекта и др.), включались палеопотамологические темы, с исполнением их на протяжении 2—5 лет.

Необходимо предусматривать в программах работ по геологической съемке специальные разделы по картированию и разбуриванию погребенных долин, ложбин ледникового выпахивания и размыва.

Назрела пора для постановки в системе министерств геологии специальных высококачественных буровых работ по изучению антропогенных и более древних переуглублений как вместилищ полезных ископаемых и их индикаторов.

Желательно было бы поставить на конгрессе INQUA вопрос об организации Палеопотамологической комиссии и учреждении Палеопотамологической секции в Комитете МПГК (Международной программы геологических корреляций) ЮНЕСКО и INQUA.

Желательно было бы созывать межведомственные рабочие совещания по палеопотамологии и издавать сборники статей и докладов, посвященных различным проблемам палеопотамологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Батурин В. П.* Палеогеография по терригенным компонентам. ОНТИ — АзОНТИ. Баку.— М., 1937.
- Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука», 1972.
- Головкинский Н. А.* О послетретичных образованиях на Волге в ее среднем течении. Ученые зап. Казан. ун-та, 1865, I, вып. 5 и 6.
- Горецкий Г. И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М., «Наука», 1964.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М., «Наука», 1966.
- Горецкий Г. И.* О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей.— Сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., «Наука», 1967.
- Горецкий Г. И.* О генетических связях краевых ледниковых образований, ложбин, ледникового выпаживания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. Смоленск, 1968.
- Горецкий Г. И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., «Наука», 1970.
- Горецкий Г. И.* Ложбины ледникового выпаживания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями.— «Ледниковый морфогенез». Рига, «Зинатне», 1972.
- Горецкий Г. И.* Типы антропогенных переуглублений (на примере некоторых районов Неманского бассейна).— «Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии». Минск, «Наука и техника», 1973.
- Дедков А. П.* Проблемы климатической геоморфологии Среднего Поволжья. Мат-лы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья, 3. Уфа, 1972.
- Жемчужников Ю. А.* Основные выводы из изучения аллювиальных накоплений в угленосной толще Донецкого бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В.* Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна.— Тр. Геолог. ин-та АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959, ч. 1, 1960, ч. 2.
- Карпинский А. П.* Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Академии наук, т. V, 1887.
- Карпинский А. П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.— Пг., 1919. [Впервые опубликованы в 1894 г.].
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. Геолог. ин-та АН СССР, вып. 87. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ламакин В. В.* О динамических особенностях аллювиальных отложений. ДАН СССР, 1947, 57, № 1.
- Ламакин В. В.* Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. Землеведение, 1948, 2 (42).
- Левков Э. А., Линник И. А., Пасюкевич В. И., Сидорович В. П.* Бобруйские гляциодислокации. ДАН БССР, 1973.
- Марков К. К.* Палеогеография (историческое землеведение). М., Гос. изд-во географ. литературы, 1951.
- Марков К. К. и Герасимов И. П.* Палеогеография СССР в ледниковую эпоху.— Тезисы совещания: «Проблема реликтов во флоре СССР». Ботанический институт АН СССР, вып. 1, 1938. (Краткое изложение выводов монографии «Ледниковый период на территории СССР», 1939.)
- Марковский Н. И.* Палеогеографические условия размещения крупных залежей нефти (на примере нижнего карбона Русской платформы). М., 1965.
- Плейстоцен Тирасполя. М., «Наука», 1972.
- Самойлов Я. В.* Задачи изучения современных осадков морского дна. Почвоведение, новая серия, 19, вып. 1—2, 1924.
- Страхов Н. М.* Развитие литогенетических идей в России и СССР. Критический обзор. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 228. М., «Наука», 1971.
- Шанцер Е. В.* Типы аллювиальных отложений.— В кн. «Вопросы геологии антропогена». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 161. М., «Наука», 1966.
- Швецов М. С.* Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58. Тр. Всесоюз. геологоразвед. объединения, вып. 83. М.— Л., 1932.
- Яблоков В. С.* Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки в рифее и палеозое Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 248. М., «Наука», 1973.
- Říkovský Fr.* Poleopotamologický vývoj Svitany. Sborník státního geologického Ústavu Československé Republiky. Sv. VIII, Ročn, 1928—1929. Praha, 1929.

К. К. МАРКОВ

**МАТЕРИКОВЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ И МОРСКИЕ ТРАНСГРЕССИИ
В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ****ЛЕДНИКОВАЯ ТЕОРИЯ**

Древние материковые оледенения привлекают внимание исследователей плейстоцена очень давно. Господствует представление, что материковые оледенения являлись наиболее ярким событием плейстоцена. Теоретические представления о материковом оледенении можно кратко назвать ледниковой теорией, о которой, как известно, напечатаны многие тысячи книг и статей. Автор изложил эту теорию более десятилетия тому назад и дает здесь только краткую оценку ее современного состояния.

Ледниковая теория созревала постепенно. Необходимы были наблюдения (принцип актуализма!). Они были возможны в горах, где легко сопоставима деятельность современных ледников со следами древней ледниковой деятельности. Такого рода сопоставления были осуществлены в 40-х гг. XIX в. в легко доступных Альпах. Труднее было доказывать наличие собственно древних материковых оледенений для обширной равнинной суши. Материал для сравнения приходилось искать в далеких полярных районах. Больше всего подходили аналогии с Гренландией и Антарктидой. Берега их стали доступны для наблюдений тоже с середины прошлого века. На Земле были обнаружены существующие в настоящее время обширные ледниковые покровы, установлена их эрозионная и аккумулятивная деятельность. Современные и древние ледниковые отложения и формы рельефа имели известное сходство. Таким образом, развитие наук о Земле в середине XIX в. естественным путем пришло к материковой ледниковой теории.

Наблюдения ограничивались вначале окраиной современных ледниковых покровов. Внутренние районы последних оставались неизвестными (первое пересечение Гренландского ледникового покрова сделано Ф. Нансеном лишь много лет спустя). Плавающие морские льды и материковые ледники, спускающиеся в океан, стали известны науке гораздо раньше: в Северном полушарии — в середине века, в Южном — в XVIII в. Это оказало влияние на работы Ч. Ляйелла и Ч. Дарвина (айсберги Огненной Земли). Понятно, что раньше, чем стала созревать ледниковая материковая теория, возникла теория плавающих льдов, или дрейфовая. Обе теории имели в виду перенесение наблюдений над современными плавающими и материковыми льдами на следы древней деятельности этих льдов на суше.

Ч. Ляйелла считают отцом теории дрейфа, но он признавал и материковое оледенение на северо-западе Европы, «сходное с нынешним состоянием Гренландии». С другой стороны, один из создателей ледниковой теории — Дж. Гейки, считал, что древние материковые льды Шотландии спускались в море, где превращались в айсберги. Еще гораздо раньше Дж. Кук, встретив айсберги в Южном океане, счел их свидетелями материкового льда Антарктиды, обломками которого они и являются. Из этих примеров видно, что ледниковая морская теория и ледниковая материковая теория не антагонистичны в своих истоках. Но более молодая, материковая теория теснила морскую. Это очень хорошо видно

по изменению взглядов русских исследователей второй половины XIX в.: Докучаева, Иностранцева, Шмидта, даже Кропоткина. Их статьи в 60-х — 90-х гг. носили «отпечаток века», отражали эволюцию представлений от морской к материковой ледниковой теории, и в первую половину XX в. ледниковая материковая теория стала господствующей, превратилась в стройное и ортодоксальное учение.

Каковы основные положения ледниковой теории?

Древние ледники покрывали обширные пространства суши. Но какие именно пространства суши? Очевидно, необходимо более точное определение.

В 20-х гг. нашего века в США была составлена первая карта древнего оледенения для всех материков земного шара. Эту задачу выполнил известный шведский исследователь Э. Антевс. Позже карты совершенствовались и послужили основой для соответствующих расчетов. Один из самых основательных расчетов опубликован в 1957 г. Р. Ф. Флинтом: 45 млн. км² — 30,1% площади материков. Долго территорию Советского Союза отражали совершенно проблематично, и только в 60-х гг. И. А. Суетовой были сделаны расчеты для нашей страны. Общая цифра оказалась несколько меньше (44 или 42,4 млн. км²).

Впрочем, в оценках размеров древнего оледенения нашей страны возникли с самого начала большие и принципиальные расхождения. Одни (А. И. Воейков, И. Д. Черский) предупреждали против увлечений, указывая, что климат Сибири не благоприятен для развития ледников, в отличие от климата Европы. К этому представлению еще в 1933 г. присоединился автор. В 1954 г., совершая поездку по Сибири, он вновь убедился в том, что древние льды Сибири не были обширными. Например, Оймяконская котловина не представляла собой «ледоёма», в нее лишь выдвигались из гор небольшие ледники подножия. Но до последнего времени продолжали преувеличивать размеры древнего оледенения, и не только Сибири. Например, стали писать о покровном оледенении о Врангеля. По моим наблюдениям, это неверно и совершенно противоречит хорошо обоснованным данным для Северной Аляски, где льды были невелики и существовали только в горах Брукса.

Наиболее сомнительным «бастионом» является и в настоящее время Средне-Сибирская возвышенность, где изображают древний ледниковый покров, хотя он и неправдоподобен (правдоподобно только оледенение района гор Путорана). Представления о минимальном распространении ледникового покрова имели, как сказано выше, научное — климатическое обоснование. Постепенно они становятся господствующими. В 30-х гг. размеры оледенения крайне преувеличивали, все еще механически равняясь на Альпы так же, как в равнинной Сибири равнялись на равнинную Западную Европу. Описывали ледники, выходившие из гор на равнины, в виде ледников подножья: в Гиссарском хребте — почти до Самарканда, на Алтае — до Бийска. Предгорные селевые конусы выноса считали моренами ледников подножья в Джунгарском и Заилийском Алатау. Высокогорные впадины (Каракумскую на Памире и другие) превращали в древние ледоёмы (в отношении Алтая — еще недавно).

Теперь всем, или почти всем, стало ясно, что древние ледники гор были гораздо меньше, чем это представляли себе в 30-х гг. советские исследователи.

Победили в конце концов А. И. Воейков и И. Д. Черский. Климат Сибири, Средней Азии, Кавказа не только и теперь другой, но он и был другим, чем климат Западной Европы: где суше, а где теплее, и вообще не был благоприятен для большого оледенения. Следует упомянуть об аналогичном изменении представлений о древнем оледенении Южной Америки. Раньше к ледниковым отложениям относили грубообломочную

неледниковую толщу тельхуэльхо, что привело к десятикратному преувеличению оценок площади оледенения Южной Америки (1,5 млн. км² вместо 140 тыс. км²). Не изменяются и, возможно, не изменятся существенно только оценки площади оледенения Северной Америки. Устойчивость их зависит от того, что очень свежие, а поэтому и несомненные, морены последней и древних эпох оледенения только в Северной Америке почти совпадают. Мы не рассматривали пока древнее оледенение Европы и Западной Сибири, но, думается, что традиционные границы для Европы, в общем, верны. На северо-востоке Европы, в Припечорском районе и на севере Западной Сибири, оценки древнего оледенения Г. И. Лазукова и С. Л. Троицкого, возможно, наиболее вероятные. Но на спорных вопросах, относящихся к этим районам, будет необходимо еще остановиться.

Итак, успех ледниковой теории сопровождался преувеличением размеров древнего оледенения. Ревизия оценки, вполне возможно, приведет к сокращению площади древнего оледенения с 45 млн. км² (Флинт) до 40—38 млн. км², т. е. на 12—15%.

Но допустимо ли предположение, что все указанное пространство было покрыто льдом одновременно? Чтобы ответить на этот вопрос, настоятельно необходимо перейти от оценки пространственной к оценке временной стороны ледниковой теории.

Второе положение ледниковой теории заключается в том, что ледниковые процессы были синхронны. Ледники достигали и наибольшего и наименьшего размера одновременно на всех материках. Синхронность оледенения стала догмой и обеспечила успех огромного труда Пенка и Брикнера о ледниковом периоде Альп. Выводы, убедительные для Альп, без всяких на то доказательств превратили в выводы для всей Земли.

Будем называть второе положение ледниковой теории синхронностью оледенения.

Ледники — продукт климата, и чтобы признать изменения ледников синхронным, необходимо допустить, что климат всех ледниковых районов Земли изменялся одинаково, например температура и увлажнение. Следует обратить внимание, что пространственные изменения температуры Земли устанавливаются проще изменений осадков, особенно — в среднегодовых показателях. Среднегодовые температуры поверхности только понижаются, а среднегодовые изменения увлажненности (выраженные, например, в коэффициентах сухости М. И. Будыко) от экватора к полюсу изменяются несколько раз в противоположных направлениях. Поэтому географические зоны повышенной и пониженной увлажненности чередуются («закон» периодичности географической зональности). Иначе говоря, изменения температуры по меридиану — однонаправленны, а изменения увлажненности — разнонаправленны.

В плейстоцене, точно так же, как и теперь, изменения температуры в любой отрезок времени были всюду однонаправленны, а изменения увлажненности в любой отрезок времени были в различных районах разнонаправленны. Более короткая формулировка: изменения температур — повсеместны, изменения увлажненности — местны (Марков, Велличко, 1967, стр. 403). Например, за краем оледенения простирался перигляциальный пояс усыхания, за ним — плювиальный пояс увлажнения. Ледники развиваются в определенном климате, а не вне его, но господствующие представления о зависимости оледенения от климата нуждаются в серьезной переоценке.

Преобладает мнение, что изменение ледников следовало за изменением температуры. Изменение же осадков, протекавшее более сложно, считают менее существенным. При этом забывают, что осадки — материальная основа льда, а температура — только условие накопления льда.

Такая недооценка главного фактора — осадков — станет понятной, если иметь в виду европейское происхождение ледниковой теории, так как Европа хорошо обеспечена атмосферной влагой, но меньше — теплом. Поэтому для объяснения образования ледникового покрова Европы действительно можно манипулировать понижением температуры, особенно летней. Так поступали Пенк, Брикнер и многие другие. Однако это рассуждение перестает быть логичным, когда его применяют к областям холодным или малоувлажненным, к которым относится Восточная Сибирь, континентальная Арктика, Антарктида, Патагония. Несмотря на призыв А. И. Воейкова, это обстоятельство игнорировали очень долго поклонники европейской идеи.

Исключением среди теоретиков является Г. Симпсон. Этот крупнейший английский метеоролог (руководитель метеорологической службы Англии) имел возможность лично сравнить климат «туманного Альбиона» и Антарктиды, где он был как участник экспедиции Р. Скотта. Вывод Симпсона совпал с выводом Брикнера и других климатологов, занимавшихся историей оледенения Антарктиды. Свою теорию Симпсон излагает в общей форме, она заключается в том, что не минимальные, не максимальные, а оптимальные промежуточные условия термики — увлажнения, благоприятны для оледенения: в очень холодном воздухе слишком мало влаги, в том числе и твердой. В теплом воздухе осадков много, но жидких. Оптимальные же условия таковы, что твердых осадков много, хотя температура не слишком высока. Следовательно, если одинаковое похолодание происходит в холодном и в теплом районе, то в первом из них оледенение может сократиться, тогда как во втором площадь льдов станет возрастать. Точно так же при одинаковом потеплении климата в первом районе площадь оледенения может возрасти, тогда как во втором она безусловно сократится. Симпсон допускает и холодные и теплые ледниковые эпохи, и холодные и теплые межледниковые эпохи.

Теория оптимума, предложенная Симпсоном, имеет несомненное логическое преимущество перед теорией минимума — максимума, которая господствует по инерции. Теория оптимума является, иначе говоря, теорией метакронности оледенения, предложенной автором в 1938 г.

Превосходство теории оптимума, или метакронности, оледенения подтверждается не только логически, но и фактически, доказываемое различным развитием антарктического и североамериканских-евразийских ледниковых покровов. Развитие первого началось раньше, не прерывалось, оледенение увеличивалось, вероятно, во время потеплений, в отличие от оледенений Европы: молодых, прерывистых, с максимумами в эпохи похолоданий. На логических основаниях было предположено метакронное развитие европейского покровного и восточносибирского горного оледенений. В Северной Америке было прямо доказано (в 1965 г.) метакронное развитие Кордильерского ледникового щита и ледников Каскадных гор. Оледенения же приатлантических секторов Северной Америки и Евразии более или менее синхронны, так как принадлежат к одному и тому же климатическому (приатлантическому) району. Таким образом, теория оптимума — метакронности оледенения является наиболее удовлетворительной и для земной поверхности в целом теорией развития материкового оледенения. Следует избегать повторяющегося, но ошибочного слияния двух различных понятий: похолодание и оледенение. Похолодания были повсеместносинхронны; оледенения были, напротив, местнометакронны. Эпохи похолодания, а не оледенения являются геохронологическими планетарными рубежами. Подмена одного понятия другим неправильна. Против неправомочности такой подмены имеются различные доводы. Самые большие оледенения

размещались там, где бюджет осадков был благоприятен, а не там, где температура была самая низкая. Самый большой материк (Евразия) имел поэтому самое малое, а самый малый материк (Антарктида) — самое большое оледенение: только 20% Евразии, но 60% Северной Америки и 110%¹ Антарктиды покрыто или было покрыто льдом. Континентальность климата больших материков сдерживала оледенение.

Итак, похолодания, а не оледенения были планетарно синхронными. Хронология оледенений не есть хронология похолоданий. Общепринятое стремление синхронизировать различные события с ритмичкой оледенений Атлантической области (Западной Европы и приатлантической Америки) сохраняет, конечно, значение для этой обширной области. Однако для Атлантической и Антарктической области и континентальных горных областей материков хронология оледенений не одна и та же. Планетарна только хронология похолоданий, а не хронология оледенений.

Выше говорилось, что оледенения — продукт прежде всего изменений увлаженности, которые локальны. В сущности, и эту формулировку надо еще расширить. Наиболее правильно говорить даже не о «зависимости оледенения от климата», а о «взаимодействии оледенения и климата». В основе ее лежит широко распространенное представление о саморазвитии оледенения. Но развитие ледникового района неизбежно местное.

Саморазвитие («автоосцилляции») ледниковых покровов Либутри (1965) описывает следующими словами:

«Если образование одного ледникового покрова повлекло за собой образование другого, делается возможным нарушение фазы между оледенениями Европы и Америки, или между оледенениями Северного и Южного полушарий. Если принять, как это делает большинство современных авторов, что антарктическое материковое оледенение не изменялось, придется считать, что лаврентийское и скандинавское оледенения существовали одновременно, чтобы объяснить гляцио-эвстатическое понижение (уровня океана — К. М.) на 145 м. То, что в известный момент они были одновременны, не означает, что они начались и закончились строго в одно время. Действительно, известно, что лаврентийское материковое оледенение было еще значительным и повторно-активным всего семь тысяч лет назад (стадия кохран), в то время, когда в Европе скандинавское материковое оледенение уже исчезло». Эти выводы вполне отвечают моим выводам, публиковавшимся в 1967 г. и ранее.

Одно из следствий метакронного развития оледенения заключалось в том, что единовременное покрытие материков льдом было меньше упомянутых 38—40 млн. км², т. е. меньше оценки, приведенной выше: правда, незначительно меньше, так как главная — Атлантическая ледниковая область представляла собой сравнительно синхронное существование 25 млн. км² или несколько меньше льда плюс 13 млн. км² льда Антарктиды, всего, следовательно, опять 38 (!) млн. км² льда (или незначительно меньше) плюс еще оледенение высоких гор. «Выигрыш» (сокращение прежней оценки), как видим, очень невелик.

ОКЕАНИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Плейстоценовая геология и палеогеография океана является передовым разделом науки, изучающей плейстоцен. Это еще недостаточно оценено исследователями плейстоцена материков.

Исключительное значение океана в плейстоцене можно понять, если учесть особенность самого океана и характер науки, изучающей его новейшую историю.

¹ Материковые шельфовые ледники Антарктиды распространяются на часть акватории Южного океана.

Во-первых, океан един и, следовательно, планетарен — в отличие от материков. Во-вторых, уровень океана совпадает с поверхностью геоида и образует элементарно простую поверхность, упрощенно называемую горизонтальной. Вертикальные расстояния между уровнями океана на всей планете одинаковы. Планетарность и горизонтальность уровней океана создают исключительную перспективу для синхронизации древних берегов — признаков древних уровней. Синхронизацию морских уровней можно осуществлять несравненно более уверенно, чем, например, речных террас.

На пути сопоставления древних берегов имеется, однако, серьезное препятствие: древние берега могут быть тектонически и, притом, локально деформированы. Обо всем этом будет сказано ниже. Уже названные особенности океана (его планетарность и элементарность его уровней) делают изучение истории океана исключительно важным для изучения плейстоценовой истории Земли в целом. Заметим, что речь идет и о всех частных придатках океана — отдельных морях.

Третий, важнейший признак океана проще всего объяснить, противопоставив океан суше. Много было уже сказано о том, что сложно различать последствия изменений температуры и увлажнения суши. По понятным причинам для океана сохраняет смысл только изменение температуры (его водных масс), а, как показано выше, изменения температуры планетарны. Поэтому изучение истории океана позволяет прийти наиболее уверенно к фундаментальным выводам. Таким образом, океан, благодаря его природным свойствам, является важнейшим объектом изучения в истории плейстоцена.

Кроме того, уровень изучения истории океана выше во многих отношениях, чем для суши. Техника изучения донных отложений океана, в которых фиксируется его история, совершеннее техники изучения отложений суши. Исследования истории океана опираются на новейшую научную технику и на новейшие методы науки, потому что сами исследования океана новы. Следует отметить совершенные геофизические, геохимические, литологические и микропалеонтологические методы. Мы оказались современниками настоящего научного «взрыва» в исследованиях новейшей истории океана, которые в ближайшие годы разъяснят многое и в истории суши.

Исследователи плейстоцена современной суши недооценивают значение общих выводов, полученных при изучении истории океана, ограничиваясь историей морей — небольших придатков океана. Интерес к истории отдельных плейстоценовых шельфовых морей, заливов, эстуариев и т. д., например Печорского или Западно-Сибирского, возрастает, но история небольших придатков океана, общая с историей океана не должна рассматриваться изолированно.

Общие закономерности (они распространяются и на местные моря) установлены на основании исследований всего океана в его плейстоценовых границах. Здесь можно изложить только главные результаты исследований. Более подробное изложение результатов, а также фактов желательные найдут в третьем томе монографии «Четвертичный период» (1967), где океану (морю) посвящена одна из трех частей тома.

Распространение океана (морей) зависело в плейстоцене от двух процессов: гидрократического и геократического.

Гидрократические процессы протекают в самой водной массе океана, вызывая изменения его уровня. Теоретики рассматривают различные гидрократические процессы. Но до настоящего времени оценено только изменение количества воды в океане. Последнее могло иметь тоже различные причины, хотя известен только один механизм, возможно, главный: изменения количества воды в океане, связанные с накоплением и рас-

таиванием на материках ледниковых масс. Указанная связь оценена с количественной стороны. Новейшие расчеты, выполненные на Кафедре общей физической географии МГУ, приведем ниже.

Уровень океана (и морей) понижался ниже современного уровня до 100 м. Уровень океана (и морей) повышался выше современного уровня не более, чем на 10 м. Вторая оценка очень мала по сравнению с предыдущими оценками. В основу ее заложен вывод, что ледниковый щит Антарктиды существовал непрерывно и почти не отдавал своих вод океану.

Из приведенных расчетов видно, что следы гораздо более высоких или очень низких заведомо морских (океанических) уровней имеют не гидрократическое, а геократическое происхождение.

Хорошо известна Карта новейшей тектоники территории СССР, составленная под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. Преобладание коричневых и красных тонов карты выражает преобладание поднятий «геофизической» суши, включающей и шельфы. Ограниченное распространение зеленых тонов (например, в Западной Сибири) означает преобладание опускания на ограниченной площади. Такие же выводы делают исследователи новейших тектонических движений других материков: преобладало поднятие материков. Вывод, справедливый для поверхности материков, невозможно не распространить на океанический фронт материков, где, в пределах затопленного или осушенного шельфа, остались древние береговые линии. Древние берега свидетельствуют, главным образом, о поднятии суши. Этот наиболее распространенный тип берегов предложено называть средиземноморским, где он был впервые систематически описан Ламотом и Депере. Признаки средиземноморского типа берегов: 1) лестница террас, 2) чем терраса выше, тем она древнее. Поскольку площади опускания оказались меньше площадей поднятия, менее распространен другой тип древних берегов — западносибирский (большеземельский, нидерландский, колхидский и т. д.). Он выражен не в террасах, а в покровах отложений, из которых самый высокий (стратиграфически и гипсометрически) является, конечно, самым молодым.

Средиземноморский тип берегов преобладает. Удивительное планетарное преобладание берегов этого типа нельзя объяснить равномерным тектоническим поднятием материков: тектоника последних слишком локальна. Его можно объяснить опусканием океанического дна, что предполагают морские геологи. Значит, емкость мировой океанической впадины увеличивалась, и поэтому уровень океана понижался. Опускаясь океаническое дно увлекло за собой уровень океана, объем вод которого в плейстоцене (в целом) оставался постоянным. Не всё океаническое дно опускалось. Дно океана тектонически разнообразно, как и поверхность материков. Срединные океанические хребты преимущественно воздымались. Но для океана достаточно оценить преобладающую тенденцию опускания, результат которого выражал планетарный интегратор — океанический уровень.

Преобладающей тенденцией эволюции океанического (морского) уровня была планетарная плейстоценовая (но начавшаяся гораздо раньше плейстоцена) регрессия океана — геократическая регрессия. Временами ее усиливали отдельные гидрократические регрессии. Местами регрессии гасили тектонические опускания (Западная Сибирь, Печорская низменность, Нидерланды, Колхида и т. д.). Плейстоценовую геократическую регрессию почти не могли сдерживать гидрократические трансгрессии; амплитуда их, как мы видели, была ничтожной (до 10 м), но довольно значительной (до 110 м) была амплитуда гидрократической регрессии, если считать от наинизшего гидрократического уровня океана в плейстоцене.

В изложении выводов автор довольно близок к Ф. Цейнеру. Мы признаем регрессивный фон движения океанического (морского) уровня в плейстоцене. Но как в таком случае объяснить высокие и очень высокие (возможно, до 1000 м) морские плейстоценовые террасы?

Объяснение дают новейшие тектонические движения. Мы рассмотрели движения, которые вызывали регрессию и были синхронны геократической регрессии океана. Теперь же следует иметь в виду не синхронные, а позднейшие тектонические движения по отношению к любому данному уровню океана и к его береговой линии. Иначе говоря, будем иметь в виду последующие тектонические деформации берегов. Они оказались поднятыми или затопленными, оторванными от уровня океана. В результате позднейших тектонических движений древние берега в одних районах подняты значительно выше «нормы» средиземноморских террас или опущены и затоплены.

Только последующие тектонические движения могут объяснить наличие очень высоких или глубоко затопленных берегов. Позднейшие тектонические движения необходимо отделять от гео- и гидрократического фактора. Во втором случае создавались новые «живые» уровни, в первом случае нарушались «мертвые» уровни океана (моря). Воздействие всех трех процессов можно видеть, например, на положении древних берегов Черного моря.

Следует, наконец, обратиться к новым данным о морских отложениях на севере нашей страны. В 1926 г. в Геологическом Комитете (в Ленинграде) происходил горячий спор между Б. К. Лихаревым и Н. А. Куликом. Первый говорил о прекрасной выраженности в разрезах р. Бага (бассейн Северной Двины) морских межледниковых отложений, залегающих под континентальной мореной; второй настаивал на морском происхождении валунных отложений Большеземельской тундры. В споре Н. А. Кулика и Б. К. Лихарева одна трактовка исключала другую. При продолжении этого спора мы присутствуем в настоящее время. В бассейне Печоры и на севере Западной Сибири изучены новые разрезы, сложенные морскими отложениями, хотя раньше в тех же разрезах другие исследователи находили континентальные отложения, например морену, что теперь оспаривается. Основательный и новый характер имеют многие исследования (И. Д. Данилова, Н. Г. Загорской с сотрудниками и других). Авторы применили наиболее современные минералогические, микропалеонтологические и геохимические методы исследования, свидетельствующие о морском происхождении осадков. Методический уровень исследований — высокий, выводы заслуживают доверия.

Вопрос заключается не в признании или непризнании упомянутых фактов. Они должны быть признаны. Вопрос заключается в том, на какие территории можно распространить выводы и каково было соотношение моря и материкового оледенения на Севере в плейстоцене. Итак, насколько широко распространялось море (океан) на пространство современной суши? Экстраполяция неблагоприятна. Сделано много заявлений, утверждающих самое широкое распространение моря, но не приведено доказательств в защиту подобных заявлений. Хорошо изученные разрезы морских отложений находятся на малой абсолютной высоте, из чего пока только следует, что море ингрессировало или трансгрессировало в понижения. Есть факты, относящиеся не только к понижениям рельефа. Но здесь речь уже идет не о хорошо изученных разрезах, а потому факты менее доказательны. Остановимся на залегании морских отложений на сравнительно больших высотах. Для бассейна Печоры описана, например, лестница морских террас средиземноморского типа — свидетель планетарной регрессии океана или последующего тектонического поднятия. Первое предположение означает, что в плейстоцене морское

затопление уменьшалось, а не увеличивалось, а из второго предположения следует, что гипсометрический прием экстраполяции неприменим. Он много раз выдвигался ранее французскими авторами, но потом был отвергнут: локальность тектонических поднятий несовместима с гипсометрическими экстраполяциями. Предложенные попытки оказались пока лишенными и геологических оснований, так как не сделано сопоставлений новой стратиграфии морских плейстоценовых отложений Севера, Черноморской и Каспийской впадин. Нет гипсометрического, картографического и геологического анализов, без которых обойтись нельзя. Таким образом, нет и основания для анализа морской гипотезы и гипотезы континентального оледенения. Уровень накопления фактов таков, что он вполне допускает сосуществование континентальных оледенений и морей, которое допускалось и раньше, в частности создателями континентальной ледниковой теории. Например, одинаково основательно в последние годы доказывают и морское затопление Печорской низменности, и континентальное оледенение Среднего Тимана. И одно нисколько не исключает другого. Однако столкновение морской и материковой концепций произошло, и я позволю себе сделать по нему следующие замечания.

Сторонники морской гипотезы, несомненно, накопили известный потенциал, на который они ссылаются в критике материковой ледниковой теории. В ряде разрезов они действительно доказали, что отложения, считавшиеся ледниковыми континентальными, оказались морскими.

Из того факта, что морские отложения вместо моренных найдены в определенных районах, прямолинейно возникла мысль, что моренных отложений нет вообще. Но нельзя обойтись без доказательств — новых разрезов, которых еще нет, и без умения экстраполяции, которое отсутствует. Настойчивость сторонников морской гипотезы, к сожалению, часто раскрывает слабость ее аргументов. Так, например, публикуется фотография, должноствующая изображать очень высокие террасы Кольского полуострова. На фотографии действительно видны какие-то террасовидные площадки. Но морские ли это террасы? В горах Фенноскандии террасы имеют различное происхождение: встречаются террасы структурные, нагорные, солифлюкционные, локальных приледниковых озер, краевых ложбин, морские. Все перечисленные виды террас документированы детальными описаниями и графикой. Ничего подобного не представлено на упомянутой фотографии. Конечно, не приводя фактов, доказать морской генезис террас невозможно. Но допустим, что речь идет действительно о высоких морских террасах Кольского полуострова. Отсюда нисколько не следует экстраполяция обширного морского бассейна по гипсометрическому уровню. Морские террасы в центральных районах Скандинавии подняты на 300 м. Но это локальная тектоническая деформация.

Отсутствие данных вызывает стремление доказать свою точку зрения не позитивно — фактами, а негативно — критикой. Критика, как известно, полезна, когда она компетентна или, как говорят в точных науках, корректна. К сожалению, это слишком часто — не так. Один из практических приемов — кавычки. Но от того, что слово «морена» заключают в кавычки, морена не перестает существовать. Есть критические замечания, не относящиеся к делу. Например, констатируют, что бараньи лбы вытянуты не по направлению движения льда. Но ни один серьезный палеогляциолог и не считал, что бараньи лбы вытянуты в направлении движения льда. Другие исследователи, в частности палеоботаники, считают, что слабость ледниковой теории состоит в признании нунатаков. Им и невдомек, что нунатаки реально существуют и документированы многочисленными аэрофотоснимками и картами, причем изучена эндемичная флора нунатаков.

Вообще, наравне с очень хорошими новыми фактами имеется очень много некомпетентных суждений, выдвигаемых сторонниками идеи больших морских трансгрессий. Крайняя настойчивость, проявляемая в этом направлении, обнаруживает не аргументы, а обнажает отсутствие аргументов, не силу, а слабость.

Критические замечания сделаны были выше и в адрес ледниковой теории. Успех вскружил ей голову. Крайние ее представители многое преувеличили, перестали исследовать. В результате, например, очень мало известно о литологии континентальных морен. Имеются факты, относящиеся к основным разрезам и тем не менее так и оставшиеся непонятными. В достаточно известном Лихвинском (Чекалинском) разрезе многое неясно: морена в разрезе трехслойная; средний ее слой тонко слоист (почему?). Морена лежит на безвалунных суглинках, которые она не деформирует (почему?). Могут сказать, что это не морена. Но такое же ненарушенное залегание слоистых отложений под мореной можно видеть у самого конца ледника Федченко на Памире. Факты не объяснены, потому что победоносная ледниковая теория почилла на лаврах. Необходимо отметить, что исследователи, знакомые с современными ледниками, не сомневаются в существовании континентальных морен. Из советских исследователей можно указать на С. А. Евтеева, изучавшего морену Антарктиды. Сомневаются те, кто не изучал современных ледников, современных морен, т. е. наименее компетентные лица.

Ледниковая теория продолжает сохранять и умножать неоспоримые доказательства своей жизненности: эрратические валуны, их закономерная ориентировка, гигантские отторженцы, неповторимые формы ледникового рельефа, палеонтологические доказательства.

В статье оценивается современное состояние теории материкового оледенения и океанической (морской) геологии. Автор считает, что ледниковая теория творчески развивается недостаточно. Огромны достижения океанической геологии. Частью ее является геология (и палеогеография) плейстоценовых шельфовых морей. Историю последних нельзя понять в отрыве от истории всего Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. III. Изд-во МГУ, 1967.

М. И. НЕЙШТАДТ

**ВКЛАД СОВЕТСКИХ УЧЕНЫХ
В ОРГАНИЗАЦИЮ И РАБОТУ INQUA**

Международный Союз по изучению четвертичного периода (International Union of Quaternary Research) был создан в 1928 г. по предложению польских ученых Я. Новака и М. Лимановского на Международном геологическом конгрессе в Дании, созванном по случаю 50-летия Геологической службы этой страны.

Вокруг этого предложения завязалась дискуссия, в ходе которой ряд ученых возражал против создания такой организации, считая это предложение нецелесообразным. Так, от имени шведских геологов была зачитана декларация, составленная известным шведским геологом де Гером (Gerard de Geer). По его мнению, создание Ассоциации по изучению четвертичного периода — это очень сложная в организационном и финансовом отношении задача. Если ограничить такую организацию только одной Европой, она все же встретится с такими трудностями, что неизбежно обречена на провал. Шведские ученые предлагали начать с создания журналов и подробно изложили проект создания такого журнала в скандинавских странах. Создалась довольно сложная ситуация. В этих условиях решающую роль в положительном решении Конгресса о создании этой международной организации сыграло письмо Академии наук СССР, подписанное неперменным секретарем Академии наук В. Бартольдом и зачитанное А. Е. Ферсманом.

В письме Академия наук СССР приветствовала создание Ассоциации по изучению североевропейского четвертичного периода.

Учитывая широкое распространение четвертичных отложений не только в границах Восточной Европы, но и на огромных пространствах Северной Азии, Академия наук считала, что перед русскими геологами стала огромная задача — восстановить историю четвертичного периода нашей страны. Необходимость координировать исследования, проводимые отдельными организациями, выявилась особенно ярко на 2-м Конгрессе геологов Советского Союза, по решению которого в начале 1927 г. была создана под председательством А. П. Павлова специальная Комиссия по изучению четвертичного периода, существующая до сих пор.

Изучение четвертичных отложений нашей страны не смогло бы проводиться без связи с аналогичными исследованиями наших коллег в Западной Европе. Равным образом, многие вопросы четвертичной геологии, поднятые на Западе, не могли бы быть решены без соответствующих исследований четвертичных отложений Русской равнины. Некоторые общие проблемы требуют для своего решения координируемых усилий и во многих случаях могут быть разрешены лишь одновременными исследованиями, организованными по общему плану по всей Северной Европе.

«Таковы причины, которые заставляют нас полностью присоединиться к идее создания Ассоциации по изучению северо-европейского четвертичного периода», — отмечалось в этом письме.

Ряд соображений о научной работе и организационной структуре Ас-

социации высказал Д. И. Мушкетов. В результате развернувшейся дискуссии Конгресс принял решение о создании Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы.

На состоявшихся заседаниях Ассоциации был выработан ее устав и общее направление научных исследований. Таким образом, работа первой конференции Ассоциации касалась только организационных вопросов. Научных заседаний Ассоциация не проводила. Создание Ассоциации было утверждено на XV сессии Геологического Конгресса, которая состоялась в 1929 г. в Южной Африке, в Претории.

Во время сессии Конгресса было избрано Бюро Ассоциации во главе с профессором Д. И. Мушкетовым (СССР). В бюро входили также секретари-корреспонденты от Австрии, Англии, Бельгии, Венгрии, Германии, Нидерландов, Дании, Испании, Италии, Норвегии, Польши, Финляндии, Франции, Чехословакии, Швеции. Первым президентом Ассоциации по изучению четвертичного периода был избран советский ученый, что говорило об активном участии наших ученых в работе Конгресса.

На XV сессии Геологического Конгресса обсуждался также вопрос о проведении в ближайшее время конференции, которая была намечена на 1930 г. в Англии.

Однако Лондонское Геологическое общество, не получив поддержки от правительства и Геологической службы, отказалось созвать конференцию в намеченный срок.

В связи с этим выступил директор Геологического Комитета СССР Д. И. Мушкетов, указавший, что организация съезда в срок является делом первостепенной важности и что, если организация его в 1931 г. будет поручена СССР, советские геологи смогут осуществить это поручение и что он надеется на поддержку правительства СССР.

XV сессия поддержала это предложение и выразила пожелание о созыве конференции в СССР.

Этот вопрос рассматривается здесь так подробно, чтобы показать те трудности, которые возникали при создании организации, и осветить ту положительную роль, которую сыграли при этом советские ученые.

В соответствии с решением Ассоциации в каждой стране предполагалась организация постоянного Информационного бюро, собирающего данные о работах, проведенных в этой стране, и издающее Бюллетень Информационного Бюро.

В марте 1931 г. в СССР было учреждено Информационное Бюро международной ассоциации. Следующая (после съезда в Дании) международная конференция Ассоциации по изучению четвертичного периода состоялась в СССР в сентябре 1932 г., в год 50-летия Геологической службы страны.

Эта конференция была первой научной конференцией Ассоциации. Учитывая, что опыта в проведении международных конференций в СССР в то время почти не было, советские ученые провели огромную предварительную научно-организационную работу, о чем можно судить по имеющимся документальным данным.

В состав Организационного Комитета входили: в качестве почетного председателя Конференции — А. П. Карпинский, президент И. М. Губкин, председатель Оргкомитета Д. А. Петровский, вице-президент Д. И. Мушкетов, ученый секретарь Ассоциации и Оргкомитета А. Л. Рейнгард, ответственный секретарь К. И. Лебедев.

Кроме представителей СССР в конференции принимали участие представители Австрии, Германии, Нидерландов, Норвегии, Польши, Финляндии, Франции, Чехословакии.

Помимо пленарных заседаний работали три секции: стратиграфическая, геоморфологии и геотектоники, ископаемого человека.

К конференции были опубликованы на русском и параллельно на немецком языке тезисы к докладам, путеводитель экскурсий и специальный выпуск «Материалы по четвертичной геологии СССР». В виде подарка конференции Польское Геологическое общество выпустило специальный ежегодник.— *Rocznik Polskiego Towarzystwa geologicznego*, t. VIII — 1932.

С 7 по 27 сентября была организована продолжительная экскурсия от Ленинграда до Кисловодска и Пятигорска, затем на Маныч, с осмотром большого количества разрезов на пути следования.

Кстати, отмечу, что вице-президент Польской Академии наук В. Шафер, открывая в Варшаве в 1961 г. VI Конгресс INQUA, особо подчеркнул, что «советские ученые на 2-й конференции провели большую работу по организации экскурсий с севера на юг. Это была очень важная и интересная часть конференции и затем это окончательно утвердилось как непременная часть конгрессов INQUA».

К конференции было организовано несколько выставок, главная из которых — «четвертичная галерея» — была экспонирована в Геологическом музее Академии наук в Ленинграде. На ней нашло отражение состояние знаний в области четвертичного периода на территории СССР, причем видное место занимала прикладная часть четвертичной геологии. Специально для выставки были изготовлены 10 больших панно в Музее антропологии. Небольшие выставки были организованы в Киеве, Днепропетровске и других городах.

Конференцию открыл 1 сентября Д. А. Петровский. С приветствием от правительства СССР выступил И. С. Коссиор.

Для обсуждения Оргкомитетом были выдвинуты следующие проблемы:

1. Стратиграфия и синхронизация четвертичных отложений Европы.
2. Граница плиоцена и постплиоцена.
3. Проблема лёссов.
4. Выяснение роли четвертичных отложений в жизни человека и экономике стран.

В программной речи И. М. Губкин обрисовал важность изучения четвертичных отложений для экономики страны, а также отметил, что изучение четвертичного периода необходимо для познания времени и условий происхождения человека и возникновения человеческого общества.

На пленарных заседаниях были заслушаны доклады И. А. Лепикаша и Г. Ф. Мирчинка «Четвертичные отложения и их значение для социалистического строительства», Г. Ф. Мирчинка «Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений» и другие. На секционных заседаниях развернулись дискуссии по проблемам происхождения лёссов (В. А. Обручев, Л. С. Берг, Ю. А. Скворцов). Украинские геологи (В. Крокос) разработали методику изучения стратиграфии лёссов, в частности, на основе изучения расположенных в них горизонтов ископаемых почв.

Ряд докладов был посвящен ледниковому периоду Кавказа и его соотношению с ледниковым периодом в Альпах и на Алтае (А. Л. Рейнгард, Л. А. Варданянц). Большое внимание было уделено ископаемой фауне млекопитающих четвертичного периода в докладе В. И. Громова, Им было выделено четыре ископаемых фаунистических комплекса. О значении моллюсков для стратиграфии доложил В. Г. Бондарчук. Из флористических докладов следует отметить доклад об изучении озерно-болотных отложений у дер. Потылиха под Москвой (В. С. Доктуровский и Г. Ф. Мирчинк), в котором по данным пыльцевого анализа был показан полный цикл развития климатических условий от одного ледникового

к другому. Аналогичный доклад для Украины сделал Д. К. Зеров. Таким образом на конференции достаточно четко прозвучала палеоклиматическая концепция.

Дискуссия развернулась по вопросу о террасах, их возрасте и происхождении. Значению тектонических явлений был посвящен доклад Г. Ф. Мирчинка «Об эпейрогенических колебаниях Европейской части Союза в четвертичное время и о значении формирования рельефа в распределении четвертичных отложений».

В работе Секции по ископаемому человеку выявилась осознанная необходимость использовать остатки древней человеческой культуры для общегеологических построений. С. Н. Замятин сделал доклад по общему обзору палеолита СССР, В. И. Громов — о фауне палеолитических стоянок, А. Ф. Гаммерман — о их флоре, Г. А. Бонч-Осмоловский сообщил о палеолите Крыма, К. М. Поликарпович — о палеолите Белоруссии.

О новой карте четвертичных отложений Европейской части СССР масштаба 1 : 2 500 000 на 6 листах доложил С. А. Яковлев. Эта карта, в которой была применена тщательно разработанная легенда с учетом стратиграфических подразделений, литологических свойств и генетических типов пород, произвела большое впечатление и показала, насколько картирование четвертичных отложений в СССР ушло далеко вперед по сравнению с другими странами. Г. Гамс в 1934 г. писал, что карта Яковлева явилась предвестником международной карты.

После конференции были опубликованы 5 томов выпусков трудов на русском и немецком языках, а также один выпуск (5-ый) сборника «Четвертичный период», изданный в Киеве.

Таким образом, 2-я конференция показала успехи в изучении четвертичного периода в СССР, а также выявила, что они могут быть обеспечены лишь при объединении работ по различным научным дисциплинам. Комплексный метод, с участием геологов, географов, археологов, палеоботаников и палеозоологов дал в СССР хорошие результаты. Была подчеркнута необходимость его самого широкого применения. Конференция декларировала также необходимость изучения четвертичных отложений с точки зрения возможности их практического использования.

На конференции был принят ряд решений, в частности:

1. О реорганизации Европейской Ассоциации в Мировую. Это было утверждено на XVI сессии Международного Геологического конгресса в Вашингтоне в 1933 г.

2. Об изменении в Уставе, где было принято решение о создании в отдельных странах секций Ассоциации.

3. О принятии плана составления и издания карты четвертичных отложений Европы в масштабе 1 : 1 500 000 и о принципах ее составления, причем в основу были положены идеи, разработанные советскими учеными.

4. О расширении исследований современных движений земной коры, лёссов, сапропелей и др.

5. Об изучении инженерно-геологических свойств четвертичных отложений в связи с экономико-хозяйственными потребностями и ряд других решений.

Работа конференции была весьма высоко оценена ее иностранными участниками, о чем можно судить по их ответу на приветствие Советского правительства.

В тексте ответа указывалось, что конференция выражает Правительству СССР свою искреннюю благодарность за сердечную встречу и исключительное содействие работе конференции. Работая на пользу

всеобщего научного прогресса, участники конференции включались в борьбу за всеобщее дело мира. Происходивший на Конференции широкий обмен опытом позволил поставить новые цели общей работы. Для иностранных ученых очень ценно было ознакомление с результатами геологических исследований в СССР и с геологией обширной территории Советского Союза.

В письме было высказано твердое убеждение, что на ближайшее время центр изучения четвертичного периода будет находиться в СССР, и что именно здесь откроются еще неведомые ценнейшие научные перспективы работы Ассоциации.

Согласно резолюции конференции советские ученые приняли меры к организации Советской Секции Ассоциации и утверждению ее устава.

Устав Советской Секции при Европейской ассоциации по изучению четвертичного периода Европы рассматривался на заседании Президиума ВЦИКа и утвержден 10 сентября 1934 г.

Думается, нет надобности приводить этот Устав, состоящий из 25 пунктов, тем более, что 13 сентября 1957 г. Президиумом АН СССР было утверждено новое «Положение о Советской Секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода», а в настоящее время имеется утвержденное также Президиумом АН СССР «Положение о Комиссии по изучению четвертичного периода», где определяется статут Советской Секции INQUA.

Пожалуй, следует лишь напомнить § 15 Устава 1934 г., где говорится, что в составе Секции могут утверждаться следующие органы:

а) Комиссия по составлению и изданию карты четвертичных отложений;

б) Комиссия по изучению ископаемого человека;

в) Комиссия по изучению эпейрогенических движений четвертичного периода;

г) Бюро по внешним сношениям;

д) Подкомиссия по сапропелям и другие, учреждаемые по мере надобности.

В 1936 г. в Вене состоялась 3-я конференция. От Советского Союза на конференции присутствовали два делегата — Д. А. Блохин и Г. Ф. Мирчинк. Советские ученые подготовили специальный сборник своих докладов под названием «Материалы по четвертичному периоду СССР», который был издан в СССР и опубликован на русском и немецком языках. Нужно отметить, что только советские ученые подготовили и преподнесли Конгрессу сборник работ. Ни одна из других стран не привезла на Конгресс книг, содержащих изложение национальных работ по четвертичному периоду. Это было, конечно, достижением советских ученых. Г. Ф. Мирчинк, кроме того, демонстрировал карты четвертичных отложений западной части СССР и Среднего Поволжья в масштабе 1 : 2 500 000.

На 3-й конференции в Вене было официально принято новое название ассоциации INQUA (International Quartär Association).

После Венской конференции в работе INQUA наблюдался большой перерыв в связи с войной, и следующий, IV Конгресс был созван только в 1953 г., в Италии. Это был единственный конгресс, на котором не было участников из Советского Союза, что было связано с тем, что в то время Советская Секция еще не возобновила свою работу после войны. На этом конгрессе было принято решение о проведении очередного V конгресса в Мадриде в 1957 г.

Когда об этом стало известно в СССР, заместитель председателя Советской Секции INQUA С. А. Яковлев обратился с письмом к Министерству геологии и охраны недр с просьбой восстановить деятельность

Советской Секции и обеспечить ее участие в работах очередного конгресса в Мадриде.

Министерство геологии и охраны недр согласилось с этим и обратилось в Академию наук СССР с просьбой принять Советскую Секцию INQUA в состав Академии наук.

Президиум Академии наук СССР принял это предложение. Советская Секция передавалась в отделение геолого-географических наук и в ее состав должны были входить представители Академии наук СССР, Академий наук союзных республик, Министерства высшего и среднего специального образования и других ведомств, проводящих исследования по четвертичному периоду.

13 сентября 1957 г. Президиум АН СССР утвердил «Положение о Советской Секции Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA)». Был также утвержден параллельно состав Секции: председатель И. П. Герасимов, ученый секретарь М. И. Нейштадт, О. Н. Бадер, В. Г. Бондарчук, Н. Г. Верейский, Г. С. Ганешин, В. И. Громов, В. К. Гуделис, П. К. Заморий, И. К. Иванова, И. И. Краснов, К. И. Лукашов, Г. Ф. Лунгерсгаузен, К. К. Марков, К. В. Никифорова, К. К. Орвику, В. Н. Сакс, В. Н. Сукачев, Е. В. Шанцер, С. В. Эпштейн. В 1963 г. Советская секция INQUA была передана в Комиссию по изучению четвертичного периода АН СССР. Председателем ее был академик В. Н. Сукачев, сейчас — Г. И. Горецкий.

Советская Секция провела в весьма короткий срок большую организационную работу по подготовке советской делегации для участия в V Конгрессе. На Конгресс была командирована делегация в составе 8 человек, руководителем делегации был назначен К. И. Лукашов. Советская делегация активно участвовала в работе Конгресса, ею было доложено 14 докладов.

И. И. Красновым демонстрировались разработанные в СССР многокрасочные легенды и обзорные карты четвертичных отложений Европейской части СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 2 500 000 и некоторые листы международной карты четвертичных отложений Европы в масштабе 1 : 500 000. Демонстрация этих карт привела к тому, что Комиссия по карте четвертичных отложений приняла решение составлять не одноцветную карту, как мыслилось раньше, а многоцветную.

По предложению советской делегации были созданы новые комиссии: Комиссия по литологии и генезису четвертичных отложений (председателем избран К. И. Лукашов), Комиссия по абсолютному возрасту, по четвертичной карте Мира, а также Подкомиссии по нижней границе плейстоцена и по голоцену. В эти подкомиссии вошли советские ученые.

VI Конгресс INQUA открылся в Польше 28/VIII 1961 г. в Варшаве.

Президентом Конгресса являлся известный палеоботаник В. Шафер, вице-президентами С. Лещицкий, М. Климашевский, С. Ружицкий, Е. Рюле, генеральным секретарем Р. Галон.

На Конгрессе было организовано большое количество выставок в Варшаве, Кракове, Торуне, Гданьске, Закопане, Вроцлаве. По предложению советских ученых одна из выставок была посвящена литературе и картографическому материалу по четвертичному периоду. В этой выставке участвовало 39 стран. СССР демонстрировал карту четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000, карты четвертичных отложений БССР, Западной Сибири, геоморфологическую карту СССР в масштабе 1 : 4 000 000 издания 1939 и 1960 гг., неотектоническую карту СССР в масштабе 1 : 5 000 000 и ряд других палеогеографических и геоморфологических карт. Кроме того, были выставлены книги по изучению четвертичного периода, всего около 200 книг. Выставка СССР была наиболее значительной и интересной. Впервые организованная выставка

литературы и карт имела большой успех и стала традиционной на конференциях и конгрессах INQUA.

Советская делегация состояла из 28 человек. Руководитель Е. В. Шанцер. Из 366 опубликованных тезисов научных сообщений, 96 приходится на СССР, т. е. около 27%. Из зачитанных 235 докладов на долю СССР приходилось 39. По количеству докладов советские ученые стояли на втором месте (после Польши).

На пленарном заседании был зачитан доклад И. П. Герасимова, посвященный анализу современного состояния учения о ледниковом периоде на территории СССР. В нем констатировалось, что большие оледенения синхронны, но имела место метахронность в их палеогеографических проявлениях. Поэтому предлагалось особое внимание обратить на развитие ландшафтно-географических зон и их связь с атмосферной циркуляцией. Возникла также необходимость перевода качественных представлений о ледниковом периоде в количественные, в частности, возникло представление о необходимой энергетической базе для существования древних ледниковых образований. Предлагалось широко использовать геофизические методы исследования.

По вопросу о теоретических основах стратиграфического расчленения четвертичной системы выдвигались две точки зрения. Одна группа ученых (совместный доклад Г. С. Ганешина, В. А. Зубакова, И. М. Покровской и др.) считала, что в основу деления четвертичной системы следует положить климато-стратиграфический принцип. Другие (совместный доклад В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой и Е. В. Шанцера) полагали, что этим принципом должен быть биостратиграфический. В этой связи было показано огромное значение фауны для подразделения четвертичной системы. П. В. Федоров использовал морские моллюски для стратиграфии Понто-Каспийской области. Если Комиссия по номенклатуре и корреляции Конгресса смогла представить лишь отдельные схемы для стран Европы, которые, однако, не оказалось возможным сопоставить из-за отсутствия достоверной корреляции ледниковых и межледниковых эпох, то в советских докладах была представлена схема возможной корреляции четвертичных отложений Европы, составленная на основе фаунистических комплексов млекопитающих.

В докладе Подкомиссии по нижней границе плейстоцена (председатель В. П. Гричук, члены Р. Хей и С. Венцо) было рекомендовано:

1. Подтвердить рекомендацию XVIII сессии Международного Геологического Конгресса о признании в качестве стратотипической области (Туре агеа) Италии.

2. Принять уточнение стратиграфического положения плиоцен-плейстоценовой (третично-четвертичной) границы в стратотипической области: считать базальным горизонтом плейстоцена нижнекалорийские (морские) слои с их континентальным аналогом верхневиллафранкскими отложениями.

Сообщение о современном и четвертичном оледенении Антарктиды сделал участник Советской Антарктической экспедиции — К. К. Марков. Он отметил, что профиль поверхности антарктического ледникового покрова подобен параболе. Мощность льда отражает неровности грунта. Современный баланс льда позитивен. Четвертичная история оледенения Антарктики существенно отличается от европейской и их максимальные и минимальные стадии не могут быть сопоставимы.

В докладе о спорных вопросах определения геологического возраста палеолита В. И. Громов рассмотрел причины существующих разногласий в датировке мустье и позднего палеолита (т. е. времени появления *Homo sapiens*). Древнейшие мустьерские находки докладчик относил к нижней половине рисского оледенения и финальное мустье — к рисс-вюр-

му. Таким образом *Homo neanderthalensis* и *Homo sapiens* существовали одновременно.

И. К. Иванова показала, что благоприятное сочетание географического положения, рельефа и климата в среднем течении Днестра обусловило здесь непрерывное развитие человеческой культуры, начиная с позднего мустье. Сравнительное стратиграфическое положение стоянок мустье в Европейской части СССР, Польше и Чехословакии изложил А. И. Москвитин.

О верхнепалеолитической стоянке Сунгирь около г. Владимир (СССР) было сообщено в коллективном докладе О. Н. Бадера, В. И. Громова и В. Н. Сукачева.

Подкомиссия по голоцену впервые работала на конгрессе INQUA. Обсуждались вопросы нижней границы голоцена, подразделения, картирования, движения морских берегов и т. д. С одним из основных докладов выступили М. И. Нейштадт и В. К. Гуделис. В процессе дискуссии четко выяснились существующие различные точки зрения по нижней границе и расчленению, которые базировались на данных определения абсолютного возраста. Эта граница, исходя из различных взглядов ученых, определялась в 14 000 лет (Г. Гамс), 12 000 лет (М. И. Нейштадт, В. К. Гуделис), 11—10 000 лет (Р. Файрбридж), 10 000 лет (И. де Йонг), 6—6 500 лет (Г. М. Ричмонд). Исключая крайние точки зрения, большинство ученых останавливается на цифре 12 000—10 000 лет. М. И. Нейштадт указывал, что термин *Holocen* не равнозначен термину «последледниковое время», но является большим по объему, захватывая как «последледниковое», так и верхнюю часть «поздледникового времени», начиная с аллерёда.

На заседаниях Комиссии по генезису и литологии четвертичных отложений выступили представители двух направлений. Сущность одного из них (глава его — А. Капе) состоит в изучении зерна, степени окатанности и относительной величины зерен песка, гравия и галек и соответствующих генетических построениях на этой основе.

Второе направление, представленное, главным образом, советскими учеными, основано на широком общегеологическом изучении различных генетических типов и их фациальном анализе. Е. В. Шанцер изложил представления советских ученых о закономерностях динамики накопления и строения аллювия и его дифференциации на русловые пойменные и старичные фации. И. П. Карташов остановился на фациях и накоплениях аллювия на Северо-востоке СССР. Береговым линиям Балтики был посвящен доклад К. К. Орвику и К. К. Орвику мл. О сопоставлении морских террас Каспийского и Черного морей с террасами Средиземного говорили Д. В. Церетели и П. В. Федоров, Н. И. Николаев привел материалы по комплексному методу изучения новейшей тектоники и демонстрировал карту неотектоники СССР в масштабе 1 : 5 000 000. Это была первая карта, на которой структуры были показаны для большой территории. Были сделаны также доклады Н. С. Чеботаревой, Н. В. Думитрашко, И. И. Красновым, И. М. Покровской, Ю. А. Лаврушиным, И. Я. Данилансом и другими.

И. И. Краснов демонстрировал карту четвертичных отложений СССР в масштабе 1 : 5 000 000, в основу которой были положены принципы, принятые на конференции INQUA в СССР в 1932 г. Было решено взять эти принципы за основу с возможными изменениями и уточнениями. Так как составление макетов листов карты не под силу отдельным исследователям, было принято решение обратиться с этим вопросом в Геологические управления отдельных стран. Была избрана редакционная комиссия, которая должна подготовить карту в течение 5 лет.

Симпозиум по лёссу (как и специальная «Лёссовая экскурсия»)

впервые проводились на конгрессах INQUA и были посвящены двум основным проблемам: а) генезис лёссов и б) стратиграфия лёссов. Доклады по первой проблеме сделали И. П. Герасимов (доклад был зачитан), А. С. Кесь, И. Л. Соколовский, А. И. Москвитин.

Важнейшим решением было создание Исполнительного Комитета INQUA, выполняющего роль ее руководящего органа и осуществляющего представительство INQUA между конгрессами. До этого решения INQUA не имела такого постоянного органа. Исполнительный Комитет избирается на срок до следующего конгресса.

Исполнительный Комитет был избран в следующем составе: президент — А. Кайе (Франция); вице-президенты — К. К. Орвику (СССР), Р. Ф. Флинт (США); генеральный секретарь — Р. Галон (Польша).

Исполнительному Комитету было поручено разработать и представить на утверждение следующего конгресса проект Устава INQUA.

Вторым существенным решением было принятие рекомендации относительно нижней границы четвертичной системы. Было рекомендовано принять ее согласно решению XVIII сессии Международного Геологического Конгресса, как проходящую под виллафранкскими отложениями.

Конференция избрала Н. И. Николаева председателем Комиссии по неотектонике, Е. В. Шанцера — председателем Комиссии по генезису и литологии четвертичных отложений, И. П. Герасимова — членом Комиссии по карте четвертичных отложений Европы и Комиссии по литологии и генезису четвертичных отложений, И. С. Рожкова — членом Комиссии по литологии и генезису, И. И. Краснова — членом Комиссии по карте, В. Г. Бондарчука — по неотектонике, П. В. Федорова, В. К. Гуделиса и В. П. Зенковича — членами Комиссии по береговым линиям, К. К. Маркова и К. В. Никифорову — членами Комиссии по стратиграфии, А. П. Виноградова и Л. Р. Серебряного — членами Комиссии по абсолютному возрасту, П. К. Замория — членом подкомиссии по стратиграфии лёссов, М. И. Нейштадта — членом Комиссии по тефрохронологии.

Как видим, советские ученые играли большую роль на VI конгрессе: они выступили с докладами по ряду основных вопросов изучения четвертичного периода, некоторые из них избраны в руководящие органы INQUA.

К конгрессу советские ученые опубликовали 17 тематических книг по различным аспектам изучения четвертичного периода. Кроме страны-организатора — Польши и СССР ни одна страна не опубликовала ни одной книги. Кроме того, только в СССР в 1963 г. был издан сборник «Научные итоги VI Конгресса INQUA».

Советские ученые активно и ответственно готовились к каждому конгрессу, в частности к VII конгрессу, который состоялся в США в г. Болдер в августе — сентябре 1965 г. Это был первый конгресс INQUA на континенте Америки, в то время как все предыдущие и последующие собирались в Европе. Это способствовало превращению INQUA в действительно всемирную научную организацию.

Оргкомитет конгресса состоял из председателя Р. Ф. Флинта, Г. Ричмонда — генерального секретаря, членов Р. А. Брайстон, В. С. Купера, Д. Б. Эриксона, М. Гоулда, Ф. Джонсона, М. М. Лейтона, А. С. Реффилда и Д. В. Горна. На конгрессе была организована выставка книг и карт, причем советская экспозиция была наибольшая. Между прочим, на выставке демонстрировались карты природы СССР, переведенные и изданные на английском языке, а также Физико-географический атлас Мира. Эти издания пользовались большим вниманием со стороны зарубежных участников Конгресса. Вся советская экспозиция была принесена в дар Геологической службе США.

Как и ранее, по традиции, установившейся на конгрессе в СССР, конгресс состоял из двух частей: заседаний и полевых маршрутов. Как и на предыдущих конгрессах, все советские ученые принимали участие в полевых маршрутах.

В порядке подготовки к конгрессу и отбора докладов большое значение имело проведение в СССР Совещания по палеолиту и Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода в 1964 г. в Новосибирске и издание большого количества книг. Новым в работе INQUA явилось проведение совместной работы трех академий наук социалистических стран — СССР, Польши и ГДР по теме «Последний европейский ледниковый покров». О значении этой работы говорил в своем докладе И. П. Герасимов.

Советская делегация состояла из 26 человек. Руководитель делегации — И. П. Герасимов.

На первом месте (не считая США) по количеству докладов (по 28) были Канада и СССР.

На пленарном заседании И. П. Герасимов выступил с рассмотрением принципиально важного вопроса — о совместных работах ряда стран по изучению четвертичного периода в порядке международного сотрудничества. Докладчик привел пример такого плодотворного сотрудничества по инициативе СССР между Академиями наук СССР, Польши и ГДР по теме «Последний европейский ледниковый покров». По совместно разработанной единой программе на территории указанных стран были проведены исследования, которые позволили согласовать научные представления об истории деградации последнего оледенения и разработать общую систему синхронизации стадий, фаз, межстадиалов и межфазиалов. Удалось сопоставить краевые зоны, отступление ледника на территории вышеуказанных стран и найти им объяснение. Докладчик демонстрировал первый общий том этого международного исследования, опубликованный под названием «Последний европейский ледниковый покров» в Москве издательством «Наука» под грифом академий трех вышеупомянутых стран, и указал, что проведение международных исследований должно являться одной из главных задач INQUA.

На Конгрессе был избран новый состав Исполнительного Комитета INQUA в составе: президент Г. М. Ричмонд (США), вице-президенты Г. Годвин (Англия), М. Нейштадт (СССР), Э. Шенхальс (ФРГ), А. Кайе (Франция) экспрезидент, Ван дер Хайде (Нидерланды) — генеральный секретарь и казначей.

В состав утвержденных комиссий от СССР вошли: Е. В. Шанцер, вторично избранный председателем Комиссии по генезису и литологии четвертичных отложений, членами Комиссии И. П. Герасимов, К. И. Лукашов, И. С. Рожков; председателем Комиссии по неотектонике вновь избран Н. И. Николаев, членами В. Г. Бондарчук, С. А. Стрелков. Советские ученые сохранили места и в других комиссиях, так В. П. Гричук — председателя Подкомиссии по плиоцен-плейстоценовой границе, И. П. Герасимов, И. И. Краснов — в Комиссии по карте, А. П. Виноградов и Л. Р. Серебрянный — в Комиссии по абсолютному возрасту, вновь избрана в эту комиссию Н. В. Кинд. Избраны при переизбрании в Комиссию по береговым линиям — В. К. Гуделис, В. П. Зенкович, П. В. Федоров, в Комиссию по стратиграфии — К. К. Марков и К. В. Никифорова; в Комиссию по тефрохронологии — М. И. Нейштадт; в Подкомиссию по стратиграфии лёссов — И. К. Иванова и А. А. Величко; в Подкомиссию по голоцену — М. И. Нейштадт.

По предложению советской делегации была создана новая Комиссия по палеопочвам, членом которой избран И. П. Герасимов, и Подкомиссия по палеогеографии, председателем которой избран К. К. Марков.

Таким образом, после окончания Конгресса в США ученые СССР вошли в органы INQUA в следующем количестве: Исполком — 1, руководители комиссий и подкомиссий — 4, члены комиссий — 20 (некоторые ученые вошли в разные комиссии). Это довольно внушительная цифра, показывающая, что советские ученые занимают видное место в научной работе INQUA.

На конгрессе была также создана новая Комиссия по изучению изменения климата в тропических странах.

Согласно принятому на Конгрессе определению, Международный Союз по изучению четвертичного периода (INQUA) есть организация, посвященная комплексному изучению природной среды и ее истории. Ее цель заключается в объединении на общемировой основе точек зрения ряда научных дисциплин, имеющих дело с физическими, химическими и биологическими факторами, контролирующими современную природную среду, и с историей изменения этих факторов в течение последних 1—2 млн. лет, т. е. в течение четвертичного периода. Союз не представляет всех интересов какой-либо отдельной дисциплины, а скорее — общий интерес к природной среде относительно малой части каждой из многих научных дисциплин. Главными среди дисциплин являются: археология, климатология, экология, геоморфология, лимнология, палеонтология, палинология, физическая география, четвертичная геология, океанология, почвоведение, вулканология и изотопные датировки.

Советские ученые, как уже упоминалось выше, сделали 28 докладов по различной тематике Конгресса. Они были посвящены как общим, так и региональным и тематическим вопросам. Все эти доклады изданы, большинство из них — в трудах Конгресса (тематических сборниках), опубликованных в США. По этому вопросу можно также посмотреть выпущенную в 1967 г. в СССР книгу, посвященную итогам Конгресса «VII Конгресс Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода (США, 1965)».

К VII Конгрессу в СССР были подготовлены и изданы 21 книга, содержащие доклады советских ученых, а также статьи по различным вопросам изучения четвертичного периода. Для сравнения следует отметить, что к этому же конгрессу в ГДР были изданы 2 книги, в Польше — 2 и в Италии — 1. Другие страны подобных книг не издавали. Все советские издания, как и на VI конгрессе в Польше, были снабжены эмблемой Конгресса.

Из всех этих советских книг хотелось бы особо отметить международный ежегодник «Baltica», посвященный различным аспектам изучения Балтийского моря и издающийся с тех пор регулярно на русском, английском и немецком языках. Этот ежегодник имеет огромный резонанс у международной научной общественности, что является большой заслугой бессменного редактора этого сборника, издаваемого Академией наук Литовской ССР — В. К. Гуделиса. Также следует отметить две книги Л. Р. Серебрянного по радиоуглеродному методу определения абсолютного возраста четвертичных отложений.

Когда готовился VIII конгресс INQUA во Франции, французскому Оргкомитету удалось организовать совместно с ЮНЕСКО симпозиум по истории человека. Это был новый метод в работе INQUA, который следовало всячески приветствовать. Советские ученые предложили организовать к этому Симпозиуму новый вид выставки — скульптурные портреты древнего человека работы М. М. Герасимова и художественные картины К. К. Флёрова — всего 20 скульптурных портретов и около 100 картин, восстанавливающих жизнь человека в первобытное время, а также фауну плейстоцена, в том числе три больших картины, изображающих мамонтов, бизонов и овцебыков в их естественных условиях.

На подготовку такой большой и ценной выставки потребовались значительные усилия, причем не только Советской Секции INQUA, но и Комитета по научным выставкам Академии наук СССР. Вся подготовка была проведена на высоком уровне и экспозиция была доставлена в Париж в полной сохранности.

Выставка экспонировалась в здании ЮНЕСКО, имела огромный успех. После окончания выставки скульптурные портреты были переданы в дар ЮНЕСКО.

Кроме того, на выставке карт и книг демонстрировались карты из «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР», четвертичные и геоморфологические карты, карты инженерных свойств лёссовых пород.

Следует отметить, что генеральный секретарь Конгресса мадам Терс в своем сообщении при открытии Конгресса особо поблагодарила советскую делегацию за ее вклад в организацию выставок и особо за выставку, подготовленную INQUA совместно с ЮНЕСКО. На этой же выставке были представлены отдельные уже отпечатанные листы карты четвертичных отложений Европы, в том числе СССР, издаваемые при финансовой поддержке ЮНЕСКО в ФРГ, а также полный макет цветной карты части Европейской территории СССР. В советской экспозиции была впервые представлена мировая неотектоническая карта в черновом варианте.

В связи с тем, что в 1968 г. исполнилось 40 лет со дня организации INQUA, на Конгрессе, по предложению Советской секции, была организована специальная выставка, характеризующая историю INQUA. Главные экспонаты этой выставки были представлены советской делегацией. Выставка карт и книг была преподнесена в дар Институту географии Парижского Университета.

Президентом Оргкомитета был Ж. Дреш, иностранный член АН СССР, генеральным секретарем Г. Элаи (умер до конгресса), его заменила Мирейлл Терс, вице-президенты — А. Алимен, П. Бейар, Ф. Борд, члены — Л. Балу, Л. Гланжо, Р. Жофрей, Ф. Жоли, А. Леруа-Гуран, М. Марсэ, М. ван Кампо. Советская делегация состояла из 29 человек, руководитель — М. И. Нейштадт.

При открытии Конгресса каждому участнику выдавалась переведенная на французский язык книга по истории INQUA, составленная М. И. Нейштадтом: *Union International pour l'étude du Quaternaire. Historique des Congrès. Par le Professeur M. I. Neustadt, Vice-President de l'UNQUA. Moscou, URSS. Traduite du russe par G. Krichevsky. Supplément au Bulletin de l'A. F. E. Q. 1969. Paris*, которая является в настоящее время официальным документом по истории INQUA и состоянию этого международного научного Союза. Об этом важном значении книги говорил в своем вступительном слове президент INQUA Г. Ричмонд.

Книга содержит научную характеристику каждого конгресса, а также материалы по экскурсиям, решениям конгрессов, библиографию, данные по Комиссиям (время образования, задачи, состав), снабжена портретами президентов всех конгрессов и председателей Исполкома. Издание этой книги финансировалось Исполкомом INQUA.

Конгресс, как обычно, предусматривал сессии с докладами и полевые маршруты. Советская делегация участвовала в тех и других и сделала 26 докладов.

Один из четырех пленарных докладов принадлежал И. П. Герасимову — «Лёсс, перигляциал и палеолит». Если на конгрессе в США речь шла о согласованной международной программе трех академий наук социалистических стран, то здесь были доложены результаты совместного научного исследования институтами уже пяти академий наук со-

диалистических стран — СССР, Венгрии, Чехословакии, ГДР, Польши, проведенном по инициативе нашей страны, в частности, как и ранее, Института географии.

Исследование сопровождалось экскурсиями по территории большинства указанных стран. Эта работа может служить образцом согласованных международных исследований по ряду важнейших проблем четвертичного периода, проводимых по единой методике и программе. Такие исследования должны стать важнейшим звеном работы INQUA. Опыт коллективной международной работы показал, что могут быть найдены единые принципы исследований и согласованные результаты даже при очень сложной проблематике.

Основная задача работы состояла в проверке концепции активного приспособления первобытного человеческого общества к переходу от мягких условий межледниковой природной среды к суровым условиям гляциала, а затем — к природным условиям голоцена. Из советских ученых в этой работе, кроме И. П. Герасимова, участвовали А. А. Величко, И. К. Иванова, Т. Д. Морозова, Т. А. Халчева, И. Г. Шовкопляс и другие. В порядке подготовки к ней в СССР было проведено международное совещание по теме «Лёсс, перигляциал и палеолит Восточной и Средней Европы». Симпозиум этот сопровождался экскурсиями по центральной части Русской равнины, от Брянска до Киева. Осматривались известные палеолитические стоянки и местонахождения в бассейне Десны и прекрасно подготовленные лёссовые разрезы.

Следует отметить доклад К. К. Маркова о принципах и результатах изучения опорных разрезов, доклады по сеймотектонике Г. П. Горшкова, по неотектонике Н. И. Николаева, доклады Н. А. Шило, К. К. Орвику, Н. С. Чеботаревой, М. И. Нейштадта, В. П. Гричука и других.

Особо следует остановиться на двух симпозиумах. Первый — по проблеме «Изменения природной среды и происхождение *Homo sapiens*». На этом симпозиуме выступил ряд советских докладчиков. Доклад

М. М. Герасимова касался методов реконструкции внешнего облика ископаемых людей и выделения у них сапиентных и неандерталоидных черт (демонстрировалось на скульптурных портретах) и имеет большое значение при определении форм, переходных к человеку современного типа. Проблема перехода от неандертальца к человеку современного типа в связи с изменением природных условий рассматривалась в докладе А. А. Величко, который развивал положение о причинной связи резкой смены мустьерской культуры верхнепалеолитической с изменениями в природной обстановке. И. Г. Шовкопляс доложил об особенностях развития культур в конце среднего и начале верхнего палеолита на территории УССР, К. К. Флёров — о фауне и ландшафтах плейстоцена в связи с историей человека, что иллюстрировалось его картинками.

На заключительном заседании этого симпозиума присутствовал ряд видных общественных и государственных деятелей, в том числе Генеральный директор ЮНЕСКО Рене Майо, министр финансов и экономики Франции Жискард д'Эстен и др. В президиуме находились пять ученых из числа ведущих участников симпозиума, которым было поручено сделать сообщение об итогах Симпозиума. Вместо отсутствующего И. П. Герасимова в президиум от СССР был приглашен А. А. Величко, который, опираясь на результаты исследований коллектива советских ученых, в своем заключительном выступлении остановился на роли динамики природных изменений в развитии первобытного общества.

В заключение Симпозиума выступил Генеральный директор ЮНЕСКО Рене Майо. Он отметил большой интерес, который вызвал симпозиум, и то значение, которое придает этим исследованиям ЮНЕСКО. Иссле-

дования вопросов взаимодействия природы и общества, начиная с ранних этапов развития человечества, необходимы как для решения общегеографических вопросов, так и для разработки научно обоснованной программы освоения природных ресурсов.

Теоретическое и практическое значение имеет сейчас изучение континентальных шельфов. По этому вопросу INQUA совместно с ЮНЕСКО организовали второй симпозиум. Доклады советских ученых на Симпозиуме по шельфам имели широкий обобщающий характер. В докладе В. П. Зенковича (доклад зачитывался) было представлено районирование береговой полосы СССР по генетическому и морфологическому признакам. А. В. Живаго и С. А. Евтеев доложили о шельфах Антарктиды и их районировании по морфоструктурному признаку. Е. Н. Невеский привел данные по абсолютному возрасту осадков для отдельных этапов седиментогенеза и рудообразования в голоцене и предложил классификационную схему для различных областей шельфов морей СССР.

Конгресс решил ряд научно-организационных вопросов. Был избран новый состав Исполкома INQUA на 1969—1973 гг. в составе: президент Г. Ф. Митчелл (G. F. Mitchell, Ирландия), физгеограф, палинолог; вице-президенты: Ж. Дреш (J. Dresch, Франция), географ; У. Хафстен (U. Hafsten, Норвегия), ботаник; Ж. М. Сунс (J. M. Soons, Новая Зеландия), географ; В. Шибрава (V. Šibrava, Чехословакия), геолог; секретарь-казначей Е. Френсис (E. Francis, Великобритания), геолог; экс-президент Г. М. Ричмонд (G. Richmond, США), геолог.

Генеральная Ассамблея Конгресса утвердила в должности президентов Комиссий. Президентом Комиссии по неотектонике — Н. И. Николаева на третий срок; дополнительно в Комиссию по неотектонике избран Г. П. Горшков. Президентом Комиссии по генезису и литологии четвертичных отложений утвержден Е. В. Шанцер и вице-президентом Б. Крыговский (Польша) на третий срок.

Почетным президентом Комиссии по палеопедологии избран И. П. Герасимов.

Подкомиссия по палеогеографии плейстоцена превращена в Комиссию по палеогеографическому атласу. Президентом ее избран К. К. Марков, на второй срок.

Президентом Подкомиссии по нижней границе плейстоцена избран К. В. Никифорова, она же вошла в состав Комиссии по стратиграфии.

Вице-президентами Балтийской подкомиссии по морским берегам избраны А. Виггере (Нидерланды) и В. К. Гуделис. В Подкомиссию по Средиземноморским и Черноморским берегам вошел П. В. Федоров (вице-президент), по Тихоокеанским и Индийскоокеанским берегам — П. А. Каплин, по глубоководным осадкам — Н. А. Беляева и А. П. Жузе; в Комиссию по голоцену — Т. Д. Бартош.

В составе этих и других комиссий остались все советские ученые, входившие в них раньше: И. П. Герасимов, В. П. Гричук, И. К. Иванова, И. И. Краснов, К. И. Лукашов, Э. М. Мурзаев, М. И. Нейштадт, И. И. Спасская, Л. Р. Серебрянный, Д. В. Церетели, С. А. Стрелков, А. А. Величко и др.

Как можно видеть из изложенного, советские ученые принимали активное участие в работе VIII Конгресса INQUA².

² В декабре 1973 г. в Новой Зеландии состоялся IX Конгресс INQUA. В нем от СССР участвовало 9 человек (руководитель делегации — К. В. Никифорова, заместитель — М. И. Нейштадт). Избран новый Исполнительный Комитет, в состав которого от СССР вице-президентом вошла К. В. Никифорова. Ряд советских ученых сохранил свое положение в различных комиссиях, другие переизбраны или выбраны во вновь организованные комиссии. Подробная информация о IX Конгрессе INQUA в следующем номере Бюллетеня Комиссии — *Прим. ред.*

На заседании Генеральной Ассамблеи конгресса советским ученым — членам Исполкома INQUA К. К. Орвику и М. И. Нейштадту были вручены дипломы INQUA «в ознаменование выдающихся заслуг перед Международным Союзом по изучению четвертичного периода».

По предложению советской делегации на заседании Генеральной Ассамблеи 5 сентября единогласно присвоено звание почетного члена INQUA профессору Гельмуту Гамсу (H. Gams), принимавшему участие почти во всех конгрессах, организатору третьего конгресса в Австрии. Профессор Г. Гамс известен как выдающийся ботаник, палинолог, специалист по четвертичному периоду, много сделавший для развития палинологии и стратиграфии плейстоцена и голоцена.

Хотелось бы отметить активную работу советских ученых — председателей комиссий К. К. Маркова, К. В. Никифоровой, Н. И. Николаева, Е. В. Шанцера.

Руководимые советскими учеными комиссии и подкомиссии провели в СССР ряд международных симпозиумов по своей тематике, показавших высокий научный уровень изучения четвертичного периода в Советском Союзе.

А. А. ЧИСТЯКОВ

О РУСЛОВОМ АЛЛЮВИИ ГОРНЫХ РЕК

Горные реки, как правило, имеют узкие долины с весьма слабо развитыми поймами, в которых практически развит только один грубый русловой аллювий (Шанцер, 1951, 1966). Горно-русловой аллювий характеризуется пестрым литологическим составом и большим разнообразием фациальных обстановок накопления.

Характер строения русловых отложений горных рек, в особенности распределение их крупности, отражает определенные гидравлические ситуации (расходы воды, скорости течения, уклоны и т. п.), а также часто и влияние конфигурации русла (Копалиани, 1969). По особенностям формирования руслового аллювия горные русла можно подразделить на однорукавные, неделящиеся на протоки «единые» русла и многоорукавные или разбросанные русла, когда русло разделено на многочисленные протоки и рукава. Во втором типе можно выделить русла, состоящие из примерно равнозначных протоков и рукавов, и русла, где четко выделяется основное главное русло с наибольшими расходами воды и наносов и второстепенные боковые протоки со значительно меньшими расходами.

Существенные отличия в накоплении горно-руслового аллювия имеются в относительно прямолинейных (или слабоизогнутых) руслах с редкими изгибами и извилистыми руслах с частыми излучинами, т. к. на поворотах в руслах происходят весьма существенные изменения гидродинамического режима.

Русловой аллювий прямолинейных русел представлен обычно валунами и галечниками, часто образующими грядообразные формы рельефа русла с цепью следующих друг за другом перекаатов и плесов, глубины которых мало отличаются друг от друга. Эти валунные гряды, ориентированные в основном нормально к потоку, имеют своеобразный ступенчатый продольный профиль и параболическую форму поперечных сечений. Натурными исследованиями на малых реках Восточного Памира Г. А. Дружининым (1970) было установлено, что на гребнях гряд придонные скорости горных потоков достигают наибольших значений. Поэтому они и слагаются наиболее грубым, обычно крупновалунным материалом. На горных реках Киргизии по данным В. Ф. Талмаза и А. Н. Крошкина (1968) такого рода гряды состоят из 6—20 валунов диаметром 0,4—2 м. Высота уступов гряд колеблется от 0,2 до 2 м и ширина — от 4 до 20 м. В подвальях гряд и на прилегающих к ним участках по сравнению с гребнями придонные скорости уменьшаются иногда до трех раз, и здесь становится возможным отложение сравнительно более мелких обломков. Влияние гряды на придонные скорости обычно ощущается на расстоянии, равном пяти глубинам. Большая крупность отложений гряд препятствует их размыву, который происходит, как правило, только во время наиболее крупных паводков малой обеспеченности (~4—5%), когда расходы становятся руслоразрушающими.

В современном русловом аллювии однорукавных прямолинейных русел можно выделить две основных фации стрежневую и прибрежную, формирующиеся в разной гидродинамической обстановке и резко отличающиеся по своему фракционному составу. Стрежневая фация формируется в середине русла, где скорости течения наивысшие и крупность перемещаемых наносов наибольшая, а прибрежная — в береговой зоне, где течение вследствие большой шероховатости замедленное, горный поток часто уже не носит бурный характер и становится возможным накопление значительно более мелких фракций наносов. Крупность отложений стрежневой фации может быть в 2—5 и более раз больше прибрежной.

Сортировке материала по крупности в прямолинейных руслах способствует поперечная циркуляция, причем для потоков малой глубины по сравнению с шириной наиболее характерна двойная поперечная циркуляция с расходящимися поверхностными токами, а в глубоких потоках большее распространение получает двойная поперечная циркуляция со сходящимися донными и расходящимися поверхностными токами (Данелия, 1964).

В прямолинейных руслах происходит также и некоторая продольная сортировка галек и валунов по крупности и их петрографическому составу. Это обусловлено тем, что более легкие обломки пород одинаковой формы и размеров уносятся течением дальше тяжелых, а более крупные обломки одинакового удельного веса и формы начинают движение позже и до срыва самоотмостки движутся медленнее относительно более мелких. Вследствии этого после поступления какой-либо порции обломочного материала со склонов или из притоков наиболее крупные валуны и обломки относительно большего удельного веса перемещаются вниз по течению на значительно меньшие расстояния, чем более мелкие и легкие.

Экспериментальные исследования и натурные наблюдения Н. А. Михайловой и Д. Набатова (1970) показали, что характер отложения обломочного материала в руслах горных рек во многом зависит от кинетичности потока, характеризующейся числом Фруда (Fr), определяемым по

формуле $Fr = \frac{v^2}{gH}$, где v — скорость потока, H — глубина, g — ускоре-

ние силы тяжести. Так, при числах Фруда $0 < Fr \leq 0,5$ отдельные мелкие обломки, соизмеримые с минимальным размером частиц, подстилающих дно, заполняя пустоты между обломками крупных размеров, тем самым сглаживая или выравнивая дно. В этом случае на дне русла формируется слой разнородного аллювия, состоящего из крупных и мелких обломков. При $0,5 < Fr < 1$ отдельные обломки, соизмеримые с минимальным размером частиц, подстилающих дно, уносятся потоком и пустоты между отдельными обломками заполняются частицами, соизмеримыми уже не с минимальными, а со средними размерами частиц, подстилающих дно. Дно становится шероховатым, и формируется слой аллювия из средних по величине обломков. При $Fr \geq 1$ пустоты между обломками в результате выноса мелких и средних частиц увеличиваются, и шероховатость дна достигает максимальных значений. На дне русла могут накапливаться только наиболее грубые обломки.

Четкую границу между фаціальными обстановками стрежневой и прибрежной зоны провести достаточно трудно, т. к. изменение скоростей течения, а следовательно и гранулометрического состава отложений, происходит постепенно, без резких скачков. Однако крайние члены этого непрерывного ряда отличаются очень резко.

Фации плесов и перекаатов в прямолинейных однорукавных руслах трудно отделимы друг от друга, хотя в углублениях русла между гряд-

ми, в затишных условиях возможно накопление материала более мелкого по сравнению с валунами, слагающими гряды перекаатов.

В прямолинейных неветвящихся руслах, как и в руслах других типов, вследствие вымывания мелких фракций происходит естественная самоотмостка ложа обломками повышенной крупности, что приводит к укрупнению русловых отложений (в основном стрежневой фации) в 2—3 раза по сравнению с фракционным составом наносов, транспортируемых потоком. В результате этого процесса в русловом аллювии часто формируются слои отложений, характеризующиеся наиболее грубым гранулометрическим составом (обычно это крупные валуны до 0,5—1,0 м в поперечнике) и отсутствием даже в качестве заполнителя отложений мелких фракций. Такого рода отложения, накопившиеся в специфической фациальной обстановке в процессе вымывания мелких фракций из руслового аллювия, можно отнести к фации самоотмостки, которая широко распространена и в руслах других типов.

Как пример отложений фации самоотмостки можно привести верхнеплейстоценовую террасу р. Касан-Сай (Чаткальский хребет) высотой до 20 м, целиком сложенную крупными валунами, хорошей и средней окатанности, и грубыми галечниками, имеющими резко подчиненное значение. Мелкогалечный, песчано-гравийный и мелкоземистый материал практически отсутствует.

Отложения стрежневой фации наоборот характеризуются большим количеством галечно-гравийного, реже песчаного материала, заполняющего пространства между крупными валунами. В разрезах террас отложения стрежневой и прибрежной фации обычно могут быть выделены только в достаточно полных поперечных сечениях (например при их пересечении притоками более низкого порядка), когда их можно отделить по характерному изменению крупности обломочного материала. Такого рода разрезы наблюдались нами в верхнеплейстоценовых террасах р. Кштут (левый приток Зеравшана) по ее правому берегу в приустьевой части. В разрезах террас аллювий однорукавных прямолинейных русел встречается довольно редко. Это вызвано тем, что террасы горных рек обычно сохраняются в расширениях долин, для которых более характерны извилистые или многорукавные ветвящиеся русла.

В качестве примера накопления аллювия однорукавных русел можно привести р. Терек в Дарьяльском ущелье, где современный русловой аллювий представлен валунами с преобладающими размерами 0,5—1,5 м в поперечнике, а галька встречается только в эрозионной тени крупных валунов.

В извилистых руслах гидродинамический режим горных потоков существенно отличается от режима в прямолинейных. На поворотах русла возникает интенсивная одиночная поперечная циркуляция, при которой донное течение с влекомыми наносами направлено от вогнутого берега с большими глубинами к выпуклому берегу с меньшими глубинами.

Следует сразу отметить, что излуцины горных рек коренным образом отличаются от типичных меандр равнинных рек. Если последние образуются только под влиянием внутренних циркуляционных течений водного потока без участия склонов долины, то излуцины горных рек формируются, главным образом, под воздействием различного рода береговых выступов или струенаправляющих «перемычек» (литологических, структурных, обвальных, селевых и т. п.), т. е. при ведущей роли внешних, а не внутренних факторов. Именно неровности берега обычно нарушают симметричность различного типа циркуляционных течений, тем самым вызывая наращивание одного берега и размыв другого, что и приводит в конечном итоге к формированию излуцин.

Меандры равнинных рек отличаются достаточно большой подвижностью и в процессе развития речных долин смещаются вниз по течению с прорывом шейки меандра и образованием стариц. Излучины же горных рек обычно фиксированны, они крайне редко прорываются и смещаются вниз по течению без образования стариц во много раз медленнее, чем меандры равнинных рек.

В результате донной поперечной циркуляции транспортирующая способность горных потоков на изгибах русел больше, чем на прямолинейных участках. Однако, если в прямолинейных руслах отмечается примерно симметричное уменьшение фракционного состава руслового аллювия от стержня к обоим берегам, то на излучинах происходит резко асимметричная сортировка обломочного материала по крупности у выпуклого и вогнутого берегов. Крупность наносов, отложившихся у вогнутых берегов, может в 2--20 раз превышать размеры валунов и галек, слагающих русло у выпуклых берегов (Талмаза, Крошкин, 1968). Вогнутые берега обычно подмываются рекой, и русла имеют здесь наибольшие глубины (плёсы), а у выпуклых берегов, наоборот, происходит аккумуляция наносов, часто с формированием побочней. Размыты выпуклых берегов возможны, когда на вогнутых берегах имеются выступы длиной не менее одной трети ширины русла.

На одиночной излучине русла четко обособляются две фациальные обстановки, обусловленные особенностями гидродинамического режима: стержень у вогнутого берега с наибольшими глубинами и скоростями течения, а также наиболее грубыми влекомыми наносами, и побочень (прирусловая отмель) у выпуклого берега, где размыв сменяется уже аккумуляцией наносов, по крупности во много раз меньших, чем наносы, перемещаемые у вогнутого берега.

Стрежневая фация представлена наиболее грубыми валунами и гальками, которые поперечные циркуляционные течения не в состоянии переместить к противоположному выпуклому берегу. Крупность материала фации у вогнутого берега уменьшается от начала к концу излучины.

В формировании отложений побочневой фации или фации прирусловой отмели принимают участие как продольные, так и поперечные течения, играющие решающую роль при распределении наносов на поворотах русла. Местоположение побочни на излучине зависит от расходов воды и скоростей течения, а также глубины потока и шероховатости русла. При увеличении расходов воды или скоростей течения зона намыва побочни, а также зона размыва и максимальных глубин у вогнутого берега постепенно перемещаются от начала излучин к их средним и конечным частям. То же самое происходит при уменьшении глубины потока или шероховатости русел.

Головные (т. е. расположенные вверх по течению) части побочней в большинстве случаев слагаются наиболее грубым обломочным материалом, приносимым продольными течениями. Вниз по излучине зона максимальных продольных скоростей смещается к вогнутому берегу и побочень формируется уже, главным образом, за счет накопления наносов, перемещаемых поперечными циркуляционными течениями от вогнутого берега. Согласно опытным исследованиям Н. Ф. Данелия (1964) на изгибе русла к выпуклому берегу в начале поворота выносятся наиболее мелкие обломки, а среди обломков одинаковой формы и размеров — обломки с наименьшими удельными весами. С увеличением крупности обломков или их удельного веса траектории их перемещения от размываемого вогнутого берега к выпуклому постепенно выполаживаются, и они отлагаются на побочне уже в середине и конце поворота. Вследствии этого на побочнях горных рек, которые являются достаточно устойчивыми русловыми формами (Чалов, 1969), может образоваться весьма

интересная и в общем аномальная сортировка обломочного материала по крупности, с увеличением размеров обломков от центральных, а иногда и головных частей побочней к их хвостовым участкам. Обычно же крупность наносов уменьшается от начала руслового образования к его концу в несколько раз.

Следует отметить, что на начальных участках поворота поперечные скорости еще направлены от выпуклого берега к вогнутому, где и происходит отложение донных наносов. Перемещение наносов к выпуклому берегу и формирование побочней начинается примерно в 20—30° ниже по течению от начала излучины. Примерно здесь же шнуровое движение донных наносов, характерное для прямолинейных русел, нарушается и переходит в сплошное, что часто сопровождается отложением наносов с образованием гряд (Талмаза, Крошкин, 1968).

Таким образом, побочневая фация формируется только на выпуклых берегах излучин горных рек при активном воздействии поперечных циркуляционных течений. Она характеризуется накоплением намного более мелкого обломочного материала по сравнению со стрежневой фацией. Отложения побочневой фации обычно представлены галечниками различной крупности (в основном средними и мелкими), гравием и разнотернистыми песками. Валуны и глыбы аллювиального генезиса встречаются крайне редко и, главным образом, только в их головных частях. Для гравийных и песчаных частиц примерно одинаковой формы и размеров характерно некоторое обогащение тяжелыми минералами по направлению к хвостовой части побочня, где иногда отмечается и укрупнение фракционного состава.

На горных реках часто встречаются не только одиночные изгибы, но также две и более излучины, следующие друг за другом. При наличии двух излучин, в зависимости от их радиуса, кривизны и характера сочленения, поток из верхнего плёса подходит к нижнему плёсу (у противоположного берега) с разной гидродинамической структурой, нередко формируя перекаты. Наиболее хорошо выраженные перекаты, по мнению Н. Ф. Данелия (1964), образуются на излучинах русел, отделенных друг от друга значительными прямолинейными участками.

При увеличении расходов во время паводков в устойчивых руслах горных рек горизонт воды перед вогнутым берегом существенно поднимается и подпирает перекат. Вследствие этого уклон поверхности воды на перекате уменьшается, и донные скорости возрастают медленнее, чем средние. В то же время на двух соседних плёсах, разделенных перекатом, продольные скорости, поперечная циркуляция и размыты русла увеличиваются. В максимум половодья при высоких горизонтах и больших расходах реки происходит подмыв переката со стороны нижнего плеса и наращивание его по высоте. При меженных расходах подпор и поперечная циркуляция на плесах существенно падают, а на перекатах создаются большие уклоны, и скорости течения, в особенности донные, значительно возрастают. Вследствие этого в межень происходит размыв перекатов, и продукты их размыва частично заносят плесы.

Отложения фации перекатов по своему гранулометрическому составу и облику близки к побочневой фации, хотя слагающий перекаты обломочный материал, особенно в пристрежневой части, значительно грубее. Это сходство вызвано тем, что перекаты и побочни (прирусловые отмели) формируются, главным образом, под воздействием одних и тех же поперечных циркуляционных течений. Укрупнение обломочного материала перекатов обычно происходит в межень, когда донные скорости увеличиваются и начинается естественная самоотмстка русла, при которой более мелкий обломочный материал выносится вниз по течению в прилегающие плесы.

Отложения фации перекаатов в разрезах террас весьма сходны с побочными и могут быть отделены только в достаточно полных поперечных сечениях (по долинам притоков) как промежуточные образования между наиболее грубыми отложениями плёсов и относительно мелкими отложениями побочной. Фракционный состав отложений фации перекаатов примерно средний между составом отложений побочной и плёсовой фаций, но обычно более близок к первым.

На плёсах во время паводков отмечаются наибольшие продольные и поперечные скорости. Здесь господствуют активные эрозионные процессы и возможно накопление только наиболее крупных валунов. При спаде половодья гидродинамические условия на плёсах постепенно становятся более спокойными, и на них может отлагаться относительно более мелкий влекомый обломочный материал. В межень на плёсах скорости течения и поперечная циркуляция уже меньше, чем на перекатах, и в них становится возможным отложение не только влекомых, но даже частично и взвешенных наносов. Во время нового паводка мелкие наносы вновь вымываются из плёсов, и в них могут сохраняться только крупные обломки, соответствующие паводковому гидродинамическому режиму. Самый крупный обломочный материал отлагается во время наиболее мощных катастрофических половодий с так называемыми руслоформирующими расходами, когда происходят интенсивные переформирования русла. При меньших паводках грубый обломочный материал катастрофических паводков уже не перетлагается и является стабильным. На нем начинает откладываться относительно более мелкий обломочный материал, приносимый во время обычных паводков. Так как паводки часто имеют различные расходы по годам, то соответственно на плёсах будет происходить накопление обломочного материала несколько различного фракционного состава, что может привести к формированию слоистости, выраженной в чередовании слоев обломков различной крупности. Катастрофические паводки могут вынести весь обломочный материал из плёсов и углублять русло за счет размыва коренных пород.

В ископаемое состояние отложений плёсовой фации могут перейти при резком изменении направления русла под воздействием каких-либо причин (обвал, сель и т. п.) или при общем постепенном уменьшении расходов воды с последующим отмиранием или смещением водотока.

При отходе стрежня с плёсов в них может создаваться настолько спокойная гидродинамическая обстановка, что они могут превратиться в затишные зоны, где будут отлагаться даже мелкие взвешенные песчаные наносы. В качестве примера такого рода отложений плёсовой фации можно привести песчаники и мелкогалечные конгломераты, выполняющие древние эрозионные плёсовые понижения с относительной глубиной от 1—2 до 7—8 м, которые были вскрыты скважинами и карьерами в створе Кампыр-Раватской плотины на р. Кара-Дарья. Эти своеобразные карманы песчаников и мелкогалечных конгломератов мощностью до нескольких метров залегают здесь в основании аллювиальных отложений голодностепского комплекса, представленных в основном крупными галечниками и рыхлыми конгломератами.

В одном из карьеров Кампыр-Раватской плотины на правом берегу р. Кара-Дарья можно видеть уже иной разрез отложений плёсовой фации. На палеозойских сланцах в эрозионном плёсовом углублении здесь залегают валуны (до 30—40 см в поперечнике) и крупные галечники с песчано-гравийным заполнителем (рис. 1), отложившиеся при больших расходах воды, по всей вероятности, на стрежне главного русла. Вверх по разрезу размеры валунов и галек постепенно уменьшаются, что свидетельствует об уменьшении расходов или скорее всего о смещении с плёса стрежня древнего потока. Над валунно-галечным слоем залегают

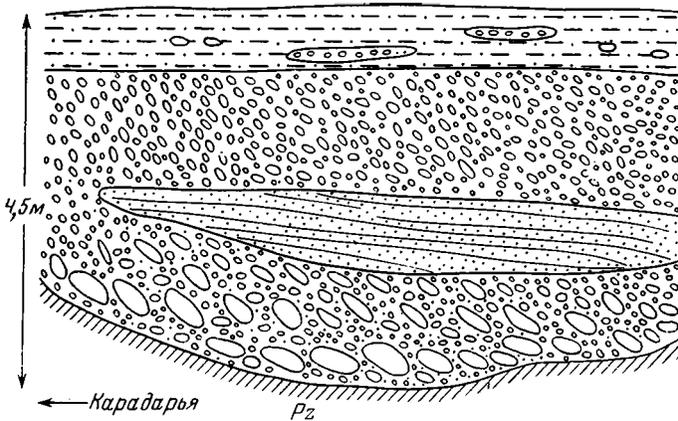


Рис. 1. Отложения плёсовой фации в карьере Кампыр-Раватской плотины

крупная линза (до 1 м мощностью) мелкозернистых серых и зеленовато-серых песков с четкой пологонаклонной слоистостью, отложившихся в затишных условиях после того как плёс вышел из сферы действия основного русла. Выше линзы песков залегают плотные мелкие и средние галечники с небольшим количеством песчаного заполнителя, относящихся к фации боковых второстепенных проток. Они перекрываются горизонтальнослоистыми легкими светло-серыми супесями с отдельными линзами и включениями галек, представляющими уже горнопойменные отложения.

Таким образом, фация плёсов в зависимости от гидравлической ситуации может быть представлена крупными валунами, отложившимися при максимальных расходах и скоростях течений, а также наиболее интенсивных поперечных циркуляциях, или валунно-галечниковыми часто слоистыми отложениями с убывающей крупностью вверх по разрезу, сформировавшимися при постепенном уменьшении расходов воды или смещениях русла. Кроме того, плёсовая фация бывает представлена горизонтальнослоистыми песками и мелкими гравийными галечниками, которые накапливались в отмирающих плёсах, в затишных условиях с очень слабым течением.

На широких участках горных долин (частных впадинах, трогах и т. п.) реки обычно дробятся на отдельные протоки и формируют аллювий разбросанных или многорукавных русел. При этом в горной части, как правило, четко обособляется основное русло с наибольшими расходами воды и наносов и боковые второстепенные протоки, а в предгорной зоне часто встречаются также русла, состоящие из примерно равнозначных проток и рукавов. При резком преобладании ширины потока над его глубиной в нем возникает многократная поперечная циркуляция по ширине или двойная поперечная циркуляция по вертикали, которые, сосредоточивая и транспортируя влекомые наносы в зонах восходящих токов, способствуют расчленению потока на отдельные рукава (Данелия, 1964). Для горных потоков, по-видимому, более характерна двойная поперечная циркуляция по вертикали, возникающая вследствие различного сопротивления берегов по глубине потока. Берега горных рек, вследствие их различной шероховатости, как раз и могут оказывать на поток воздействие такого рода.

При достаточно легко размываемых берегах мели и острова, разделяющие единый поток, возникают также и под воздействием двойной

поперечной циркуляции со сходящимися донными и расходящимися поверхностными токами, характерной уже для потоков сравнительно большой глубины.

При отделении рукава ширина захвата им донных струй основного потока оказывается значительно большей, чем ширина захвата поверхностных струй. Вследствие того, что главная часть твердого расхода проходит около дна, в рукав «засасывается» большая часть наносов, в особенности взвешенных, основного русла (Гришанин, 1969). Так как транспортирующая способность рукавов намного меньше, чем у основного русла, они обычно быстро засоряются наносами и вынуждены менять свое направление. Наиболее интенсивное накопление наносов в рукавах происходит при спаде паводков, когда расходы воды постепенно уменьшаются и рукава часто превращаются в отмершие, отшнурованные протоки. Рукава редко бывают прямолинейными, и на их изгибах вследствие усиления поперечной циркуляции возникает резко асимметричная сортировка наносов по крупности у вогнутого (наиболее крупные) и выпуклого берега.

В разбросанных руслах, делящихся на рукава, возникает весьма сложная гидродинамическая обстановка с рядом специфических особенностей. Главная из них — деление русла на рукава, в которые может быть направлена большая часть наносов, в особенности взвешенных, основного русла, способствует проявлению аккумулятивных процессов. Горные реки, или чаще их отдельные участки, с многорукавными руслами обычно находятся в терстративной, а также местами и в констративной динамической фазе аккумуляции аллювия.

В разбросанных руслах можно выделить следующие основные фациальные обстановки формирования аллювия: основное или главное русло с наивысшими скоростями течения и самыми крупными наносами, второстепенные протоки со значительно меньшими расходами, слабым течением и более мелкими наносами, а также косы, острова и осередки, разделяющие протоки и заливающиеся водой только во время паводков, часто малой обеспеченности. Эти фациальные обстановки хорошо отражаются в строении современного аллювия разбросанных русел и в особенности в распределении его по крупности обломочного материала.

Для островов и кос горных рек характерно отчетливое уменьшение крупности обломочного материала от их головных к концевым частям (Чистяков, 1959, 1967). Гальки и валуны на поверхности кос и островов обычно залегают плоской стороной горизонтально и ориентированы длинной осью по течению, что обеспечивает их лучшую обтекаемость (Копалиани, Ромашин, 1970). В главном русле и крупных протоках, где происходит наиболее активное перемещение донных наносов, обломки ориентируются уже поперек направления потока с короткой осью, наклоненной по течению. Для них характерно черепитчатое залегание, наиболее ярко выраженное для плоских обломков.

На крупность обломочного материала, отлагающегося в рукавах, кроме их размеров влияет также ориентировка рукавов по отношению к основному руслу. В примерно равных по величине рукавах наиболее крупные наносы отлагаются в продольных протоках с наибольшими уклонами и быстрым течением, расположенных почти параллельно или под небольшим углом к основному руслу. При больших углах отхода рукавов (порядка 40—50°) в так называемых диагональных протоках течение заметно ослабевает, и крупность отлагающегося в них обломочного материала значительно уменьшается. Еще более мелкие фракции наносов накапливаются в поперечных протоках, расположенных иногда почти под прямым углом к основному руслу. Течение в таких протоках резко замедляется, и в них создаются условия для накопления мелких

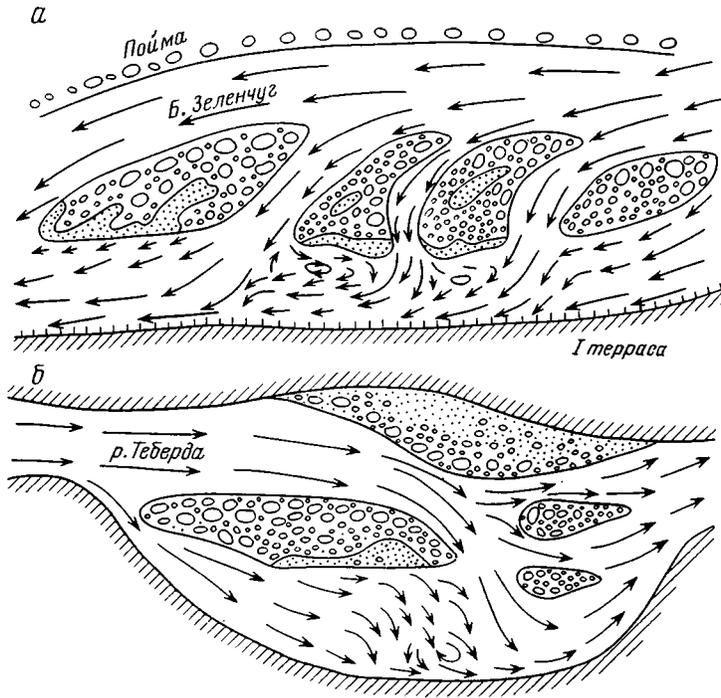


Рис. 2. Гидродинамическое подпруживание в современных руслах

а — р. Бол. Зеленчук; б — р. Теберда

галечников, а часто также гравия и песков. Наиболее мелкий тонкопесчаный, а иногда и мелкоземистый материал отлагается в небольших озерцах и лужах, часто остающихся на поверхности кос и островов на самом спаде половодья.

Когда острова разделены диагональными и поперечными протоками накоплению мелкого материала в их экранированных концевых частях может способствовать также гидродинамическое подпруживание поперечных протоков более крупными продольными протоками с сильным течением (рис. 2, а). В результате гидродинамического подпруживания за островами образуются затишные зоны с круговым течением, и нарастание островов в этом случае происходит только за счет мелкого песчаного материала, т. к. галечники сюда уже не перемещаются.

Главное русло при резком изменении направления может создать гидродинамический подпор и в достаточно крупных продольных протоках (рис. 2, б). На участке такого подпора, наблюдавшегося нами в верховьях Теберды, течение в протоке резко замедляется, меняя свое направление и образуя водоворотные зоны, и здесь становится возможным осаждение относительно более мелких наносов. На прилегающем острове к зоне подпора приурочена песчаная отмель.

На основании анализа условий формирования современного аллювия разбросанных русел в нем можно выделить следующие основные фации: 1) основных или главных русел, где накапливается наиболее крупный валунно-галечниковый материал, сходный по составу и строению с однорукавными руслами; 2) второстепенных проток, подразделяющихся на продольные, диагональные и поперечные, в которых отлагается значительно (в 2—3 и более раз) более мелкий обломочный материал по сравнению с главным руслом; крупность отлагаемого в них материала уменьшается от продольных к поперечным протокам; 3) отмерших,

отшнурованных проток, превращающихся в межень в озера и лужи, где может отставаться самый тонкий мелкоземистый материал; 4) кос и островов с характерной для них сортировкой обломочного материала с убывающей крупностью от головных частей к хвостовым и от главных проток в сторону второстепенных.

Аллювий разбросанных или многорукавных русел имеет весьма широкое распространение в разрезах террас горных рек, которые большей частью распространены в наиболее широких участках долин, где существовали благоприятные условия для формирования такого рода аллювиальных отложений.

Отложения фации главного русла представлены слоями, обычно не превышающими по мощности 2—4 м, наиболее грубого валунно-галечникового материала, большей частью приуроченными к основанию разрезов террас, но встречающимися также и в их более верхних частях. Фации второстепенных проток слагаются уже, как правило, значительно более мелкими галечниками и редко валунами, крупность которых зависит от размеров проток и от угла их отхода от основного русла. Для отложений фации кос и островов в разрезах террас характерен пестрый литологический состав с линзовидным чередованием материала по крупности от валунного до песчано-гравийного.

Приведем несколько характерных разрезов. По правому берегу р. Баксан у сел. Кызбурун в обрыве высокой поймы на коренных песчаниках залегает слой валунов размером от 10—20 до 40—50 см, средней и хорошей окатанности (рис. 3). Пространство между валунами заполнено крупными и мелкими гальками. Песок как заполняющее вещество полностью отсутствует. Мощность этого слоя, относящегося к типичной фации основного русла, возможно самоотмстки, т. к. вымыт весь мелкий песчано-гравийный материал, равняется 0,5—0,7 м. Выше залегают мелкие, реже — средние галечники размером до 3—5 см, редко более с заполняющим веществом из разнотернистых песков, которые часто образуют самостоятельные линзы. В галечниках прослеживается слабо выраженная горизонтальная и линзовидная слоистость. Эти галечники (мощностью 1,6 м) наиболее вероятно представляют собой отложения фации кос и островов.

Выше по четкой, но не резкой границе залегают средние галечники (мощностью до 0,6 м) с заполнителем из мелкой гальки и гравия, харак-

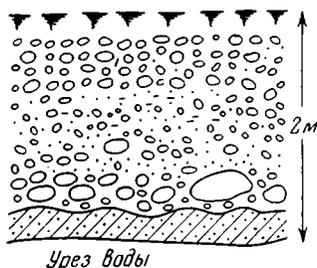


Рис. 3. Разрез высокой поймы р. Баксан у сел. Кызбурун

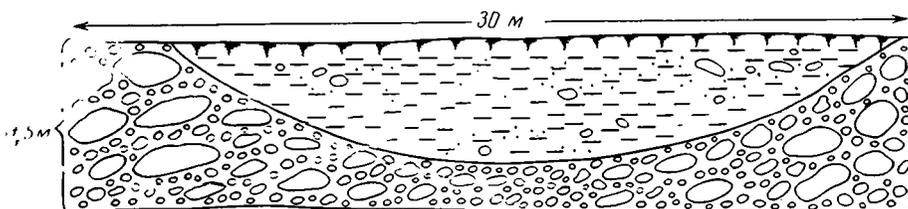


Рис. 4. Разрез высокой поймы р. Яссы у устья протоки Бештерек

теризующиеся полным отсутствием песков. Их можно отнести к фации второстепенных проток.

Как пример отложений фации отмерших поперечных проток можно привести разрез высокой поймы р. Яссы (Ферганский хр.) у устья протоки Бештерек. Здесь в валунно-галечниковый аллювий основных русел вложены (рис. 4) палево-серые легкие супеси неяснослоистые, макропористые, сильно песчанистые, с отдельными включениями мелкой гальки. В реликтовом микрорельефе поймы вложению супесей соответствует очень пологое понижение, ориентированное перпендикулярно долине р. Яссы.

Таким образом, в русловом аллювии горных рек в зависимости от гидродинамической обстановки накопления можно выделить три основных типа отложений: 1) однорукавных прямолинейных или слабо изгибающихся русел со стрежневой и прибрежной фациями и слабо дифференцированными фациями плёсов и перекатов, 2) извилистых однорукавных русел с частыми излучинами с четко выраженными фациями плёсов, перекатов и прирусловых отмелей (побочней); 3) разбросанных или многорукавных русел с характерными для них фациями кос, островов и разделяющих их проток различных типов. Для руслового горного аллювия характерна также фация самоотмостки, представленная наиболее грубыми валунами и глыбами без примеси более мелких обломков.

ЛИТЕРАТУРА

- Гришанин К. В. Динамика русловых потоков. Л., 1969.
- Данелия Н. Ф. Водозаборные сооружения на реках с обильными донными наносами. М., «Колос», 1964.
- Дружинин Г. А. Особенности структуры поля скорости горного потока на примере рек Восточного Памира.— Сб. «Движение наносов в открытых руслах», М., «Наука», 1970.
- Копалиани З. Д. Оценка гранулометрического состава крупных наносов. Тр. Зак. НИГМИ, вып. 32 (38), 1969.
- Копалиани З. Д., Ромашин В. В. Проблемы русловой динамики горных рек. Тр. Гос. гидролог. ин-та, вып. 183, Л., 1970.
- Михайлова Н. А., Набатов Д. Влияние режима течения на формирование рельефа русла дна. Мат-лы Научно-технич. совещ. по вопр. методики изучения и прогноза селей, обвалов и оползней. Тезисы докл. Душанбе, 1970.
- Талмаза В. Ф., Крошкин А. Н. Гидроморфометрические характеристики горных рек. Фрунзе, 1968.
- Чалов Р. С. Морфология и динамика русел горных рек.— Сб. «Геоморфология», вып. 3, М., 1969.
- Чистяков А. А. О некоторых особенностях формирования и строения горного аллювия на примере р. Зеравшан. Вестник МГУ, сер. геол., 1959, № 2.
- Чистяков А. А. Фации аллювия горных рек. Советская геология, 1967, № 12.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966.

С. М. ШИК

**О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ
РОСЛАВЛЬСКИХ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В течение первого послевоенного десятилетия вопросы стратиграфии среднего плейстоцена (в первую очередь вопрос о самостоятельности московского оледенения) являлись предметом длительной и острой дискуссии на ряде совещаний и в печати. Однако после опубликования в конце 50-х годов результатов изучения днепровско-московских межморенных отложений рославльского типа (Шик, 1957, 1959, 1960; Москвитин, 1958, 1961; Гричук, 1961) представления о самостоятельности московского оледенения получили широкое распространение, и на протяжении ряда лет стратиграфия среднего плейстоцена, принятая в унифицированной стратиграфической схеме четвертичных отложений Европейской части СССР (1964 г.), рассматривалась большинством исследователей как достаточно хорошо обоснованная и не вызывала серьезных разногласий.

В то же время в начале 60-х годов Л. Н. Вознячук (1961, 1965, 1967; Вознячук и др., 1971), а затем И. Н. Салов (1970, 1971а, б, в и др.) и некоторые другие исследователи стали развивать представления о доднепровском возрасте рославльских межледниковых отложений, отрицая на этом основании самостоятельность московского оледенения.

За последние годы для центральной части Русской равнины получены геологические и палинологические материалы, указывающие на существование в московском оледенении по крайней мере двух крупных стадий; частично они опубликованы В. В. Писаревой (1965) и С. Л. Бреславом (1971). Аналогичные данные имеются и по территории Белоруссии. Эти данные заставляют пересмотреть прежние представления о стратиграфическом положении отложений с пыльцевыми диаграммами «красноборского типа» (Шик, 1959, 1961). Допуская, что они «могли образоваться как в течение одинцовского межледниковья (до или после климатического оптимума), так и во время какого-то потепления межстадиального характера, существовавшего в днепровское или московское время» (Шик, 1959, стр. 53), я считал тогда наиболее вероятным, что отложения красноборского типа «относятся к днепровско-московскому (одинцовскому) межледниковью, но не охватывают периода климатического оптимума» (Шик, 1957, стр. 286), а соответствуют похолоданию между глазовским и рославльским климатическими оптимумами. Это похолодание было названо В. П. Гричуком (1961) «красноборским».

В настоящее время становится очевидной ошибочность такого сопоставления: стадияльные морены московского оледенения часто принимались за московскую и днепровскую, что и привело к неправильной трактовке отложений красноборского типа как днепровско-московских. На самом деле отложения рославльского и красноборского типа занимают разное стратиграфическое положение: первые — между днепровской и московской моренами, вторые — между моренами двух стадий московского оледенения.

В связи с этим следует отказаться от употребления термина «красноборское похолодание» для обозначения отрезка времени, разделяющего глазовский и рославльский климатические оптимумы; можно предложить называть это похолодание *подруднянским* — по разрезу скважины в пос. Подруднянском Рославльского района, где оно было впервые выделено.

Установленное в настоящее время сложное строение московских отложений требует заново рассмотреть и вопрос о названии второго среднеплейстоценового (днепровско-московского) межледниковья. В своих предыдущих работах я называл его *одинцовским*, придерживаясь принципа приоритета и считая, что рославльские отложения по своему стратиграфическому положению соответствуют погребенной почве Одинцовского разреза. Однако теперь такое сопоставление становится далеко не очевидным; вполне возможно, что погребенная почва Одинцовского разреза соответствует крупному межстадиалу московского оледенения.

Во избежание возможной путаницы представляется целесообразным отказаться от термина «одинцовское межледниковье» и называть второе межледниковье среднего плейстоцена *рославльским*¹. Этот термин был предложен автором настоящей работы (Шик, 1958) в качестве возможного синонима для обозначения днепровско-московского межледниковья и уже принят в стратиграфических схемах ряда исследователей (Марков и др., 1965; Горецкий, 1966, 1967 и др.; Кожевников, 1971; Гурский, 1972 и др.).

Принадлежность рославльских и красноборских отложений к разным стратиграфическим интервалам правильно отмечена в работах Л. Н. Вознячука (1965, 1967 и др.) и И. Н. Салова (1970, 1971а, б, в), которые, однако, сделали из этого факта неверные стратиграфические выводы. И. Н. Салов две перекрывающие рославльские межледниковые отложения морены, разделенные межстадиальными отложениями красноборского типа, рассматривает как морены днепровской и московской стадий днепровского оледенения, а подстилающую отложения рославльского типа морену называет «остерской» Л. Н. Вознячук идет еще дальше, считая перекрывающие рославльские отложения морены днепровской и окской; таким образом рославльское («беловежское» по Л. Н. Вознячуку) межледниковье он «опускает» в нижний плейстоцен.

Считать, как это делает Л. Н. Вознячук, рославльское межледниковье долихвинским не позволяет состав его флоры, которая по единодушному мнению всех изучавших ее палеоботаников явно моложе лихвинской. По данным самого Л. Н. Вознячука (Вознячук и др., 1971), во флоре «беловежского» горизонта на территории Белоруссии участие восточноазиатских, североамериканских и балкано-колхидских элементов составляет 6%, в то время как в лихвинской флоре их 9%, а в муравинской (микулинской) — 5%. В центральной части Русской равнины содержание этих элементов в лихвинской и микулинской флоре составляет соответственно 10% и 1% (Гричук, 1960, 1973), а в рославльской 6% (данные по 12 разрезам, для которых в настоящее время имеются видовые определения).

Приводимые И. Н. Саловым данные, которые, по его мнению, «однозначно свидетельствуют о доднепровском возрасте рославльских межледниковых отложений» (1971а, стр. 33), необходимо рассмотреть более подробно.

1. Палеопедологические данные. Подзолистый характер кайдакской погребенной почвы, выделяемой на севере Украины над днепровской

¹ По стратотипическому разрезу в Рославльском районе Смоленской области у с. Подруднянского.

мореной, по мнению И. Н. Салова, не отвечает климатическим условиям рославльского межледниковья, когда в районе Рославля произрастали дубово-вязовые леса; отсюда делается вывод, что соответствующую рославльскому межледниковью погребенную почву надо искать под днепровской мореной. При этом И. Н. Салов игнорирует неоднократные высказывания А. И. Москвитина о том, что подзолистые почвы одинцовского (рославльского) межледниковья «окончательный облик приобрели главным образом в течение длительного времени второй (холодной и влажной) половины межледниковья. Какими они были в первой половине, неизвестно, но можно думать о господстве степных почв в тех местах, где позже развились подзолистые» (Москвитин, 1961, стр. 48).

И. Н. Салов (1971а) сам приводит данные М. Ф. Веклича (1968), согласно которым на севере Украины кайдакская ископаемая почва состоит из двух горизонтов, разделенных маломощным, но выдержанным лёссовым прослоем. Верхний горизонт представлен карбонатным черноземом, нижний — серой лесной или оподзоленной почвой, переходящей южнее в выщелоченный или оподзоленный чернозем. Напрашивается предположение, что нижний горизонт сформировался во время глазовского климатического оптимума и подвергся переформированию (выщелачиванию и оподзоливанию) в период подруднянского похолодания, а верхний соответствует рославльскому климатическому оптимуму. Имеются данные (Смолкова, Ложек, 1965), что и в Чехословакии строение погребенной почвы, залегающей между «старым риссом» и «молодым риссом» и соответствующей, очевидно, рославльскому межледниковью, характеризует такую смену растительности: смешанные леса — холодная лесостепь — смешанные леса.

Судя по лесному типу спорово-пыльцевых спектров климатических оптимумов рославльского межледниковья вблизи Тамбова (Маудина, 1968) и Куйбышева (Губонина, 1962), зона широколиственных лесов в это время распространялась на юг дальше, чем в настоящее время, таким образом, степные и лесостепные кайдакские почвы на севере Украины вполне соответствуют климатическим условиям, которые могли существовать там во время рославльского межледниковья.

Поэтому невозможно согласиться с утверждениями И. Н. Салова (1971а, стр. 20—21), что «сложный ход климатических изменений рославльского межледниковья... не отражен в кайдакских почвах» и что «данные об ископаемых почвах кайдакского горизонта на Украине и рославльских межледниковьях отложениях средней полосы не позволяют считать их однообразными».

Невозможно согласиться и с принимаемыми И. Н. Саловым [вопреки мнению А. И. Москвитина (1957), М. Ф. Веклича (1968) и многих других исследователей] сопоставлениями кайдакской ископаемой почвы с микулинским межледниковьем, а завадовской и потягайловской — с двумя климатическими оптимумами рославльского межледниковья («первым и вторым рославльским межледниковьями», по И. Н. Салову). При этом не находит себе места в стратиграфической шкале прилукская ископаемая почва; отнести ее вместе с кайдакской к микулинскому межледниковью невозможно, так как они разделены горизонтом лёссовидных суглинков мощностью до 4 м, накопление которых сопровождалось образованием псевдоморфоз по ледяным клиньям и интенсивными мерзлотными деформациями кайдакской почвы (Веклич, 1968). Нельзя отнести ее и к ранневалдайскому межстадиалу, так как прилукская почва — одна из наиболее полно развитых погребенных почв Украины, несомненно имеющая межледниковый характер. Определение ее возраста методом термолюминесценции (Шелкопляс, 1971) также свидетельствует о ее соответствии микулинскому межледниковью.

Стратиграфический горизонт (ископаемая почва)	Опорный разрез	Содержание древесной пыльцы, %		Abies	Picea	Pinus	Betula	Carpinus	Fagus	Quercus	Ulmus	Acer	Tilia	Alnus	Corylus	
		20	40 60 80													
Прилуцкий	Прилуки															
	Вязовка															
	Загородное															
	Чигерин															
	Берислав															
	Мироновка															
Кайдакский	Прилуки															
	Загородное															
	Чигерин															
	Берислав															
	Приморское															
Потягайловский	Вязовка															
	Загородное															
	Чигерин															
Заводовский	Вязовка															
	Чигерин															
	Мироновка															
	Приморское															

Рис. 1. Состав пыльцы некоторых горизонтов среднего и верхнего плейстоцена Украины (по А. Т. Артюшенко, 1970).

Противоречат принимаемому И. Н. Саловым сопоставлению и приводимые А. Т. Артюшенко (1970) результаты палинологического изучения погребенных почв Украины (рис. 1). В заводовской и потягайловской почвах постоянно присутствует пыльца граба, а в некоторых разрезах встречается пыльца пихты и бука, что свидетельствует в пользу сопоставления этих почв с лихвинским межледниковьем и не допускает отнесения их к рославльскому времени. В кайдакской почве пыльца граба и липы отсутствует, а широколиственные породы (содержание пыльцы которых достигает 50%) представлены только дубом и вязом; таким образом, по палинологическим данным эта почва хорошо сопоставляется с рославльским межледниковьем. В прилуцкой почве снова появляется пыльца граба и липы, характерная для микулинского межледниковья.

В связи с этим принимаемое большинством исследователей (Москвитин, 1957; Никифорова и др., 1965; Веклич, 1968 и др.) сопоставление

первой последнепровской (кайдакской) ископаемой почвы Украины с днепровско-московским (рославльским) межледниковьем представляется достаточно убедительным, а утверждение И. Н. Салова (1971а, стр. 21—22), что «среди последнепровских отложений Украины не найдется места для рославльского межледниковья», не соответствующим действительности.

Широко развита сформировавшаяся в рославльское время погребенная почва межледникового типа и в центральной части Русской равнины (Москвитин, 1954; Величко, 1961; Грищенко, 1950, 1968; Лопатников, 1961, и др.). И. Н. Салов ссылается на высказывания Ю. М. Васильева (1969) о межстадиальном характере этих почв в бассейне Дона. Однако эти высказывания основаны главным образом на результатах палинологического изучения почв, а содержащаяся в почве пыльца часто характеризует условия образования породы, на которой сформирована почва, а не самой почвы. Кроме того, Ю. М. Васильевым изучались погребенные почвы старичных и пойменных фаций аллювия Пра-Дона, а в период климатического оптимума могла формироваться и русловая фация.

По-видимому, учитывая все это, Ю. М. Васильев притет лишь, что одинцовские погребенные почвы аллювия Пра-Дона «по условиям залегания и флоре скорее являются межстадиальными», а в стратиграфической схеме выделяет одинцовское межледниковье.

Таким образом, палеопедологические данные не только не опровергают представлений о последнепровском возрасте рославльских межледниковых отложений, но и подтверждают существование в период между днепровским оледенением и микулинским межледниковьем очень тепло-го отрезка времени, по климатическим условиям и истории развития растительности хорошо сопоставляющегося с рославльским межледниковьем.

2. И. Н. Салов считает, что малая мощность и спорадическое распространение тясминского горизонта, образовавшегося по М. Ф. Векличу (1968) в московское время, «не получает удовлетворительного объяснения с точки зрения самостоятельности московского оледенения» (1971а, стр. 20). Однако тясминский горизонт ни по строению, ни по мощности существенно не отличается от других лёссовых горизонтов, соответствующих самостоятельным оледенениям. Мощность тясминского горизонта колеблется от 0,5 до 4 м, тилигульского (соответствующего по И. Н. Салову остерскому, а по М. В. Векличу — березинскому оледенению) — от 1 до 4 м, сульского (окское оледенение по И. Н. Салову и М. Ф. Векличу) — от 1 до 6 м. Правда, мощность бугского (ранневалдайского) лёсса много больше — до 15 м, но она значительно превышает мощность не только тясминского, но и днепровского лёсса (от 0,5 до 8 м), что указывает на отсутствие прямой связи между площадью оледенения и мощностью соответствующего горизонта лёсса.

3. По мнению И. Н. Салова, отнесению рославльского межледниковья к последнепровскому времени противоречит наличие «в области распространения так называемой московской морены... значительного количества пунктов, где лихвинские межледниковые отложения залегают под верхней мореной» (1971а, стр. 22). Однако залегание лихвинских межледниковых отложений под одной мореной не получает объяснений и с точки зрения стратиграфических представлений И. Н. Салова, согласно которым над ними все равно должно быть две морены (остерская и днепровская). Такие условия залегания связаны с «неполнотой геологической летоисчисления», о которой так много пишет сам И. Н. Салов (1971а, стр. 12—14; 1971б, стр. 292); очевидно, они обусловлены ледниковой экзарацией во время московского оледенения.

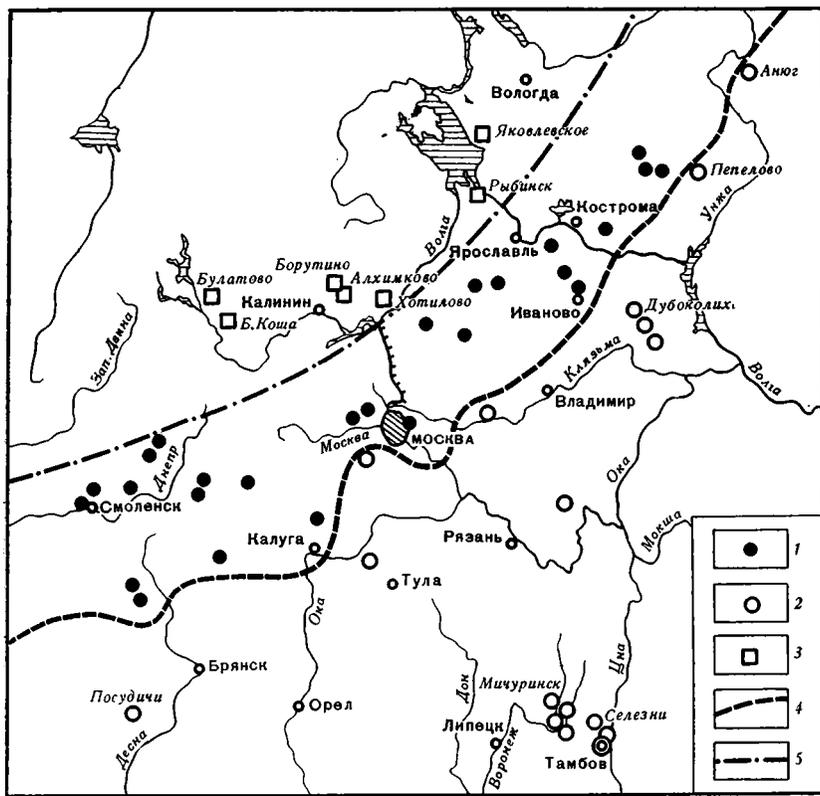


Рис. 2. Распространение рославльских и лихвинских межледниковых отложений, залегающих под московской мореной

1 — разрезы рославльских межледниковых отложений, перекрытых мореной; 2 — то же, не перекрытых мореной; 3 — разрезы лихвинских межледниковых отложений, залегающих под московской мореной; 4 — граница московского оледенения; 5 — предполагаемая граница области экзарации московского ледника, уничтожившей рославльские и днепровские отложения

На рис. 2 хорошо видно, что все известные разрезы рославльских межледниковых отложений, находящиеся в пределах распространения московского оледенения, отстоят не более чем на 120—150 км от границы его распространения. Такая картина не связана с разной степенью изученности территории.

Подобляющее большинство разрезов рославльских межледниковых отложений обнаружено бурением при среднемасштабной геологической съемке, которой покрыта вся центральная часть Русской равнины; при этом в Калининской области и северной части Ярославской области, где рославльские межледниковые отложения отсутствуют, съемка проводилась позже и сопровождалась большими объемами бурения, чем в полосе, где были обнаружены многочисленные разрезы рославльских озерно-болотных образований. Аналогичная закономерность в распределении разрезов рославльских («беловежских») отложений наблюдается и в Белоруссии (Вознячук и др., 1971).

Очевидно, к северо-западу от этой полосы в период максимального распространения московского ледника находилась область экзарации, в пределах которой рославльские отложения были почти полностью уничтожены. Интенсивной экзарации подверглась и морена днепровского оледенения, в связи с чем в этой области московская морена иногда лежит непосредственно на лихвинских межледниковых образованиях

(см. рис. 2). Южнее, в области, где сохранились рославльские межледниковые отложения, случаи залегания лихвинских отложений под московской мореной мне не известны.

4. И. Н. Салов в качестве довода против отнесения рославльских межледниковых отложений к днепровско-московскому времени приводит утверждение, что «стратотип одинцовских отложений явно свидетельствует о перигляциальных условиях, соответствующих по рангу осцилляции или фазе» (1971б, стр. 298). Это утверждение не учитывает наличия в Одинцовском разрезе не только межморенных суглинков (которые и А. И. Москвитин считал флювиогляциальными), но и ископаемой почвы если и не межледникового, то во всяком случае межстадиального характера, а главное — ничего не дает для решения вопроса о стратиграфическом положении рославльского межледниковья. Даже если считать, что суглинки у ст. Одинцово залегают между днепровской и московской моренами, они могут характеризовать перигляциальные условия начала московского оледенения.

5. По мнению И. Н. Салова (1971а, стр. 22), о доднепровском возрасте рославльского межледниковья свидетельствует разрез озерных отложений у д. Бибирево, Ивановской области, которые А. И. Москвитин (1967) относит к доднепровскому ивановскому межледниковью, а И. Н. Салов справедливо считает рославльскими. Однако д. Бибирево находится в области московского оледенения, и залегающие под верхней мореной озерные отложения вполне естественно рассматривать как днепровско-московские.

6. Упомянутое И. Н. Саловым наличие в разрезе у г. Чекалин между днепровской мореной и лихвинскими озерными отложениями погребенных почв не доказывает наличия еще одного доднепровского межледниковья, так как эти погребенные почвы могут быть и межстадиальными. Однако, если такое межледниковье и существовало, это само по себе не дает оснований для отнесения к нему рославльских отложений.

7. Подробное рассмотрение И. Н. Саловым подморенных отложений у ст. Баскаковка (1971а, стр. 15—17) и верхнекривичских (по Г. И. Горецкому, 1966) отложений в долине р. Ока (Салов, 1971а, стр. 22—32) ничего не дает для решения вопроса о стратиграфическом положении рославльского межледниковья, т. к. возраст отложений у ст. Баскаковка пока неясен и требует изучения, а сопоставление рославльских отложений с верхнекривичскими не может быть сколько-нибудь убедительно обосновано.

Таким образом, все приводимые И. Н. Саловым возражения против днепровско-московского возраста рославльских межледниковых отложений не выдерживают критики, а его утверждение, что «данные по стратиграфии в области днепровского ледникового языка и во внеледниковой зоне однозначно свидетельствуют о доднепровском возрасте рославльских межледниковых отложений» (1971а, стр. 33), остается не доказанным.

В то же время можно привести ряд фактов, которые свидетельствуют о последднепровском возрасте рославльских межледниковых отложений.

1. За границей московского ледника рославльские межледниковые отложения в ряде пунктов лежат на единственной в этом районе морене днепровского оледенения (см. рис. 2). В районе г. Мичуринск М. И. Маудиной (1968) обнаружены рославльские межледниковые отложения, выполняющие крупные озерные котловины (10 км × 25 км); условия их залегания изучены по нескольким десяткам скважин. Они всегда подстилаются мореной (мощностью до 20 м и более) или галечником, оставшимся от ее размыва; в кровле рославльских озерных отложений морена нигде не наблюдается, а в большинстве случаев отсутствуют и какие-

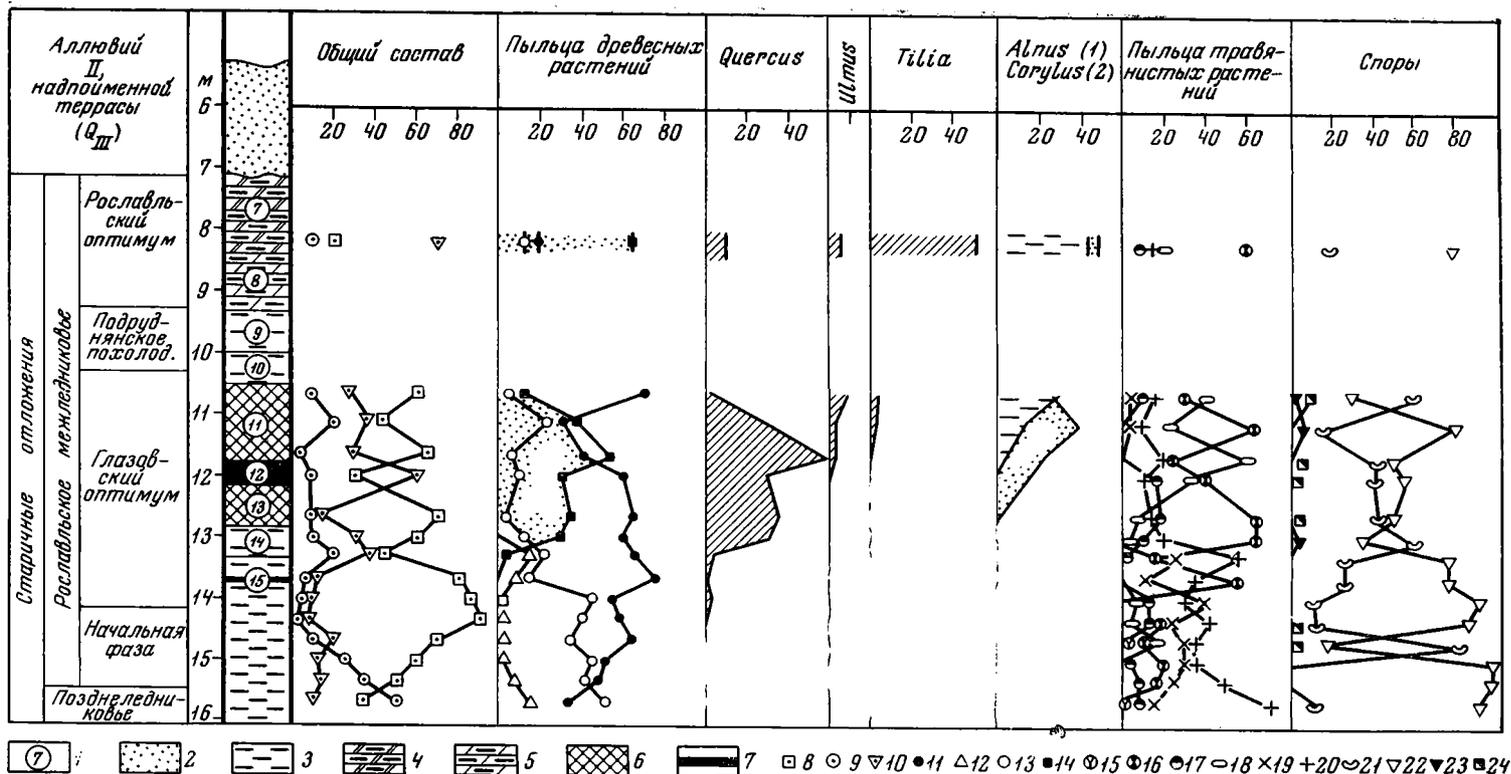


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма рославльских межледниковых отложений у с. Посудичи на р. Судость (по А. А. Величко, 1961, анализы Э. К. Азыковой; стратиграфическое расчленение С. М. Шика)

1 — номера слоев по А. А. Величко; 2 — пески и супеси; 3 — глины; 4 — диатомовые глины; 5 — мергелистые глины; 6 — гиттии; 7 — торф; 8 — пыльца древесных пород; 9 — пыльца травянистых растений; 10 — споры; 11 — сосна; 12 — ель; 13 — береза; 14 — сумма пыльцы широколиственных пород; 15 — вересковые; 16 — разнотравье; 17 — злаковые; 18 — осоковые; 19 — маревые; 20 — полынь; 21 — папоротники; 22 — зеленые мхи; 23 — сфагновые мхи; 24 — плауновые

либо признаки ее возможного размыва (гравийно-галечный материал отмечается только в основании современного аллювия и аллювия I надпойменной террасы, иногда перекрывающих озерные отложения рославльского межледниковья). По данным М. И. Маудиной и Р. В. Красненкова (доложенным ими на заседании Комиссии по изучению четвертичного периода 28 ноября 1972 г.), в аналогичных условиях рославльские межледниковые отложения залегают в г. Тамбов и у хут. Нижнедолговский в Нехаевском районе Волгоградской области.

У ст. Селезни (между Мичуринском и Тамбовом) рославльские межледниковые отложения залегают между двумя горизонтами валунов, нижний из которых М. Н. Грищенко (1968, стр. 120) рассматривает как результат размыва днепровской морены, а верхний — как делювиально-солифлюкционные образования времени московского оледенения.

Рославльские межледниковые отложения, залегающие на единственной в этом районе днепровской морене, известны в юго-восточной части Вологодской области, у с. Анюг (Лобачев, Писарева, 1967; см. рис. 1). Очевидно, есть они и в пределах Днепровского ледникового языка; в частности, рославльский возраст имеют, возможно, озерные отложения у д. Посудичи на р. Судость. Открывший эти отложения А. А. Величко (1961) отнес их к микулинскому межледниковью; однако, судя по спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 3), эти отложения скорее всего рославльские; в них выделяются два климатических оптимума с содержанием пыльцы широколиственных пород более 50%, в нижнем из которых она представлена практически одним дубом, а в верхнем преобладает липа; содержание пыльцы ольхи и орешника не превышает 30—35%. В интервале между климатическими оптимума преобладает пыльца сосны¹.

2. Морена днепровского оледенения за границей возможного распространения московской морены (т. е. там, где возраст ее не вызывает сомнений) характеризуется довольно выдержанным составом прозрачных тяжелых минералов, выделенных из фракций 0,05—0,25 мм: содержание роговой обманки составляет обычно не более 20%, граната — 11—14%, циркона — 7—14%, дистена, рутила, ставролита и турмалина (в сумме) — 13—26% (рис. 4).

Верхняя морена Подмосковья, несомненно московская, характеризуется значительно более высоким содержанием роговой обманки, в среднем около 40%; граната в ней почти столько же — 7—12%, зато устойчивых минералов много меньше — циркона от 3 до 10%, дистена, рутила, ставролита и турмалина — 7—11% (см. рис. 4).

В тех разрезах с рославльскими межледниковыми отложениями, где изучен минералогический состав подстилающих и покрывающих их моренных суглинков, первые хорошо сопоставляются с днепровской мореной, а вторые — с московской (см. рис. 4). Таким образом, результаты минералогических анализов достаточно убедительно свидетельствуют о последнеднепровском возрасте рославльских межледниковых отложений.

3. О возрасте рославльских межледниковых отложений свидетельствуют и некоторые особенности геологического строения района Сещинских гляциодислокаций (Погуляев, Шик, 1972). Несомненно, что эти грандиозные гляциодислокации возникли во время максимального днепровского оледенения, когда огромные массивы мезозойских пород были сорваны льдом с бортов доледниковой долины (или ложбины ледникового выпахивания — в данном случае это безразлично) и надвинуты на одновозрастные отложения, находящиеся в коренном залегании. В образовавшейся при этом депрессии в рославльское время накопилась мощная

¹ Палинологические анализы, выполненные позднее Е. Е. Гуртовой, не подтверждают предположения о рославльском возрасте этих отложений.

Морена	Район или разрез	Количество образцов	Прозрачные устойчивые минералы			Прозрачные неустойчивые минералы													
			Циркон	Рutile + Дис-тен+ставролит+титанит		Гранат	Роговая обманка				Эпидот+цоизит								
				10%	10		20%	10%	10	20	30	40%	10	20	30	40	50%		
Московская	I	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	II	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	III	19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	IV	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Днепровская	V	110	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VI	11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VII	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	VIII	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	IX	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	X	75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Покрывающая рославльские отложения	XI	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XII	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XIII	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XIV	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Подстилающая рославльские отложения	XI	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XII	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	XIII	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Рис. 4. Средний минералогический состав моренных суглинков (фракция 0,05—0,25 мм, прозрачные тяжелые минералы). На диаграмме не показаны сфен, силлиманит, андалузит, апатит, встречающиеся в количестве не более 2%

Московская морена: I — Клинский и Высоковский районы Московской области (Бреслав, 1971); II — Волоколамский район Московской области (Бреслав, 1970); III — Можайский район Московской области (С. А. Осипов и др., 1972); IV — Загорский район Московской области (Бреслав, 1971). Днепровская морена: V — восточная часть Костромской области (бассейн р. Ветлуги, Бреслав, 1971); VI — южная часть Ивановской области (Бреслав, 1971); VII — южная часть Владимирской области (Гусевский район, С. Я. Гоффеншефер и др., 1971 г.); VIII — северная часть Рязанской области (Тумский район, Е. М. Шик и др., 1972 г.); IX — Михневский район Московской области (Е. М. Шик и др., 1964 г.); X — Серпуховский и Подольский районы Московской области (Бреслав, 1971). Морены, покрывающие и подстилающие рославльские межледниковые отложения: XI — д. Мычково (В. К. Кузнецов и др., 1963 г.); XII — д. Захарьино (В. В. Писарева, 1970 г.); XIII — пос. Сныгири (С. А. Осипов и др., 1972 г.); XIV — д. Фуньково (С. А. Осипов и др., 1972 г.).

Примечание. В Костромской области (V, XII) как для днепровской, так и для московской морен характерно повышенное содержание эпидота (благодаря местному обогащению морен матералом из татарских и трасовых отложений, богатых эпидотом), в связи с чем несколько сокращается относительное содержание остальных прозрачных минералов

толща озерных отложений, кровля которой лежит значительно выше кровли юрских глин, участвующих в гляциодислокациях: это исключает возможность образования гляциодислокаций в послерославльское время. Несомненно, что рославльские озерные отложения моложе гляциодислокаций, т. е. являются последнепровскими.

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшенко А. Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде. Киев, 1970.
- Бреслав С. Л. Четвертичная система.— В кн. «Геология СССР», т. IV. Геологическое описание. М., «Недра», 1971.
- Васильев Ю. М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон. М., «Наука», 1969.
- Веклич М. Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Величко А. А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии.— «Материалы по антропогену Белоруссии». Минск, 1961.
- Вознячук Л. Н. К вопросу о стратиграфическом и палеогеографическом значении плейстоценовых флор Белоруссии и Смоленской области. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 30. М., «Наука», 1965.
- Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы». М., «Наука», 1967.
- Вознячук Л. Н., Грипинский Н. М., Пузанов Л. Т. Четвертичная система.— В кн. «Геология СССР», т. III (Белорусская ССР). М., «Недра», 1971.
- Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966.
- Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогенных отложений ледниковых областей.— В сб. «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской платформы». М., «Наука», 1967.
- Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов.— В сб. «Хронология и климаты четвертичного периода» (Международн. геол. конгресс, 21 сессия. Доклады сов. геологов. Проблема 4). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн. «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гричук В. П. Итоги палинологического изучения континентального плейстоцена и историко-флористические критерии его стратиграфического расчленения. Сб. «Проблемы палинологии». М., «Наука», 1973.
- Грищенко М. Н. Об отложениях одинцовского типа в бассейне Верхнего Дона.— «Научн. записки Воронеж. лесохоз. ин-та», т. II, 1960.
- Грищенко М. Н. О межледниковой флоре одинцовского времени в Окско-Донской низменности.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 35. М., «Наука», 1968.
- Губонина Э. П. Результаты спорово-пыльцевого анализа аллювиальных отложений долины р. Волги у г. Ставрополя.— В сб. «Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гурский Б. Н. Динамика деградации среднеплейстоценовых ледниковых покровов Белоруссии в связи с вопросом о самостоятельности московского оледенения.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.
- Калугина Л. В. Палеоботаническая характеристика четвертичных отложений Ивановской области и ее значение для стратиграфии. Автореферат канд. дисс., ЛГУ, 1969.
- Кожевников А. В. К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971.
- Лобачев И. Н., Писарева В. В. Разрез одинцовских отложений у д. Анюг в бассейне Унжи. Сборник статей по геологии и инженерной геологии, вып. 6. М., «Недра», 1967.
- Лопатников М. И. Некоторые вопросы палеогеографии бассейна среднего Дона в неогене и четвертичное время. Мат-лы Всесоюзного совещания по изуч. четвертич. периода, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. I. Изд-во МГУ, 1965.
- Маудина М. И. Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичуринска. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 35. М., «Наука», 1968.
- Москаитин А. И. Путеводитель экскурсии Совещания по стратиграфии четвертичных отложений (Подмосковье — Старая Рязань — Галич). М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Москаитин А. И. О лёссовых горизонтах и причинах захоронения межледниковых почв.— В кн.: «Лёссовые породы Украины». Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Москаитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1958.

- Москвитин А. И. «Теплые» и «холодные» межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена. Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР.— Труды ГИН АН СССР, вып. 156. М., «Наука», 1967.
- Никифорова К. В., Рентгартен Н. В., Константинова Н. А. Антропогенные формации юга Европейской части СССР.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 30. М., «Наука», 1965.
- Писарева В. В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области.— Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4. М., «Недра», 1965.
- Погуляев Д. И., Шик С. М. Сещинские гляциодислокации.— В сб. «Краевые образования материковых оледенений». М., «Наука», 1972.
- Салов И. Н. О древнейших межледниковых отложениях северо-запада Русской равнины. «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», вып. 6. М., 1970.
- Салов И. Н. О возрасте рославльских межледниковых отложений. Смоленск, 1971а.
- Салов И. Н. О некоторых вопросах хронологии и стратиграфии плейстоцена Русской равнины.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971б.
- Салов И. Н. Стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины.— В сб. «Материалы научной конференции Смоленского пединститута, посвященной 50-летию института». Смоленск, 1971в.
- Смолкова Л., Ложек В. Стратиграфическое и палеоклиматическое значение четвертичных ископаемых почв Средней Европы. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 30. М., «Наука», 1965.
- Шелкопляс В. Н. Определение возраста пород лёссовой формации Украины термолюминесцентным методом.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 2.
- Шик С. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Европейской части СССР.— «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», вып. 1. М., 1958.
- Шик С. М. О самостоятельности московского оледенения. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 23. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Шик С. М. Новые данные об одинцовских межледниковых отложениях. Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 5.
- Шик С. М. Новые данные о среднеплейстоценовых межледниковых отложениях Смоленской области. Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Г. А. ЧЕРНОВ

**О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ГЕОМОРФОЛОГИИ
ВАНГЫРСКОГО РАЙОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

Приполярный Урал — это один из самых высоких участков всего Уральского горного сооружения. Отдельные горные вершины его достигают 1800 м абсолютной высоты. Эта область Урала еще далеко недостаточно изучена, хотя альпийским типом рельефа Приполярный Урал и привлекает немало исследователей. Так, еще совсем недавно здесь были обнаружены небольшие реликтовые леднички (Алешков, 1931, 1934; Долгушин, 1951) и описаны неизвестные высокие горные вершины, как, например, г. Колокольня (1700 м; А. Чернов и Г. Чернов, 1940) и др. (Алешков, 1935; Боч, 1941; Долгушин, 1949).

В последнее время на Приполярном Урале проводятся широкие геологические исследования, однако о четвертичной геологии и геоморфологии его нам еще очень мало известно. В этой статье мы изложим четвертичную историю одного из районов (Вангырского) западного склона Приполярного Урала, о котором до сих пор нет печатных сообщений. Район будет рассматриваться в совокупности с прилегающими районами, где автором проводились полевые исследования, а именно: р. Б. Сыняю, северной оконечностью хребта Сабля (1954а, 1956), р. Кожим (1945) и р. Щугор в 1956 г., не считая бассейна р. Косью, четвертичная геология которого изложена в опубликованной совместно с А. А. Черновым работе (1940). В результате всех исследований нами составлена схема геоморфологических районов западного склона северной половины Приполярного Урала и прилегающих к нему с запада областей (рис. 1).

Приполярным Уралом считают ту часть горного сооружения, которая тянется от резкого изменения выдержанного меридионального простираения на северо-северо-восточное до р. Кожим. Южной границей считается гора Тельпос-из (Сошкина, 1929), которая находится на западном склоне Урала, в бассейне р. Щугор, а северной — область погружения горных хребтов к югу от р. Кожим, постепенно снижающихся на северо-восток.

Своим высокогорным рельефом Приполярный Урал обязан особенностям геологического строения и, прежде всего, герцинским тектоническим процессам, закончившимся в среднем триасе, и дальнейшему развитию их в мезокайнозое; эти процессы сыграли главную роль в формировании горного сооружения Урала. По геоморфологическим признакам Приполярный Урал подразделяется на четыре области. I — высокогорная центральная или водораздельная область, с альпийскими формами рельефа. Самые высокие горные вершины (Народа — 1894 м, Манарага — 1820 м, Колокольня — 1700 м) сосредоточены здесь. II — западная, также высокогорная область Урала с хребтами Тельпос-из, 1617 м, и Сабля, 1425 м, с альпийскими формами рельефа. Обе выделенные области сложены в основном древними рифейскими метаморфическими сланцами, пронизанными как кислыми, так и основными интрузиями. М. В. Фишман в своей диссертации (1956), вследствие неправильного

I — высокогорная центральная, или водораздельная, часть Уральского хребта с альпийскими формами рельефа; II — западная высокогорная область Урала, хребет Сабля с альпийскими формами рельефа; III — сильно выровненная и пониженная область Урала; IV — область с хорошо выраженными параллельными хребтами, погружающимися на северо-восток; V — область западной увалистой полосы с грядовым рельефом; VI — Косьюнская низина; VII — слабо выраженная в рельефе гряда Чернышева; VIII — Печорская низменность. 1 — Галеча-чугра; 2 — Кузь-чугра; 3 — Вой-выл-чугра; 4 — Тупося-чугра; 5 — Сыл-бон-чугра.

1 — область распространения рифейских пород: метаморфические сланцы, кварциты, интрузивные и эффузивные породы; 2 — область распространения ордовикских слоистых кварцитоподобных песчаников и конгломератов; 3 — область распространения ордовикских и силурийских карбонатных пород в горной части: метаморфизованные известняки, известняки и доломиты; 4 — область распространения карбонатных пород: силурийского и каменноугольного возрастов в увалистой полосе и на гряде Чернышева; 5, 6 — область распространения пермских пород: песчаников, сланцев и конгломератов в Косьюнской низине (5) и в Печорской низменности (6); 7 — граница западного склона Приполярного Урала; 8 — границы выделенных областей; 9 — гряды в увалистой полосе; 10 — направление движения льдов покровного, максимального (днепровского) Новоземельского оледенения

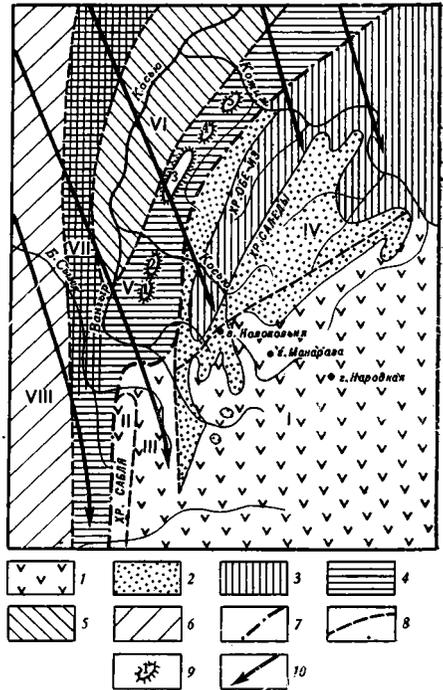


Рис. 1. Схема геолого-геоморфологического районирования северной половины западного склона Урала и прилегающих к нему областей. Составил Г. А. Чернов

толкования стратиграфического положения свит, слагающих хр. Сабля, считает эту структуру не антиклинальной, а синклиальной, т. е. обратной формой рельефа, чего не наблюдается на всем Печорском Урале. III область располагается между двумя выделенными и представляет сильно сглаженный горный массив, протягивающийся с юга только до поворота р. Вангыр на запад. Этот массив не имеет названия и не имеет тех резко выраженных форм рельефа, которые свойственны двум высокогорным областям, хотя он также сложен почти исключительно породами рифея. И, наконец, IV область — это хорошо выраженные параллельные хребты Обе-из, Саледы, Малды и Рассомаха (Г. Чернов, 1948а), располагающиеся к северу от р. Вангыр и к западу от центральной области. Некоторые хребты достигают 1200 м абсолютной высоты и слагаются мощными толщами ордовикских песчаников и конгломератов и только два последних в южных концах — древними рифейскими породами (Чумаков, 1948; Раабен, 1959). Четыре хребта разделены глубокими межгорными долинами: Дурнойюсской, Саледской и Лимбекоюсской (Г. Чернов, 1948а).

К западу от Приполярного Урала выделяется узкая увалистая полоса с грядовым рельефом. Наиболее хорошо грядовый рельеф прослеживается на севере. Здесь выделяется несколько отдельных гряд, таких, как Галеча-чугра, Кузь-чугра, Вой-выл-чугра, Тупося-чугра и Сыл-бон-чугра (А. Чернов, Г. Чернов, 1940). Гряды достигают 500 м высоты и сложены в основном карбонатными породами каменноугольного возраста, которые прикрыты маломощными четвертичными отложениями. К югу от хребта Сабля увалистая полоса значительно расширяется. Но мы не будем касаться этого участка, поскольку он описан Т. А. Добролюбовой

и Е. Д. Сошкиной (1935). К западу от полосы каменноугольных возвышенностей располагается Косьюнская низина, или, как ее называет В. А. Варсанофьева (1960), — Усинская депрессия. На севере низину слагают четвертичные отложения и пермские сланцы, песчаники и конгломераты (А. Чернов, 1928; А. Чернов и Г. Чернов, 1940). В южной части низины по рекам обнажаются более древние палеозойские породы. С запада Косьюнскую низину окаймляет южная оконечность гряды Чернышева (Г. Чернов, 1944, 1956). Гряда узкая и довольно слабо выражена в рельефе. Прорезающая ее р. Б. Сыня вскрывает палеозойские породы, поставленные на голову. Местами Б. Сыня течет в глубоких и узких каньонах, удобных для гидросооружений (рис. 2). Наконец, к западу от гряды Чернышева располагается Печорская низменность, сложенная в основном четвертичными и пермо-триасовыми отложениями (Варсанофьева, 1961; Чалышев, 1961).

Вангыр — левый приток Косью. В истоках Вангыр прорезает западный склон Приполярного Урала как раз в том месте, где последний резко отклоняется от хребта Сабля на северо-восток. Хребет Сабля круто обрывается к северу в сторону от Косьюнской низины. Северо-восточнее Сабли располагаются плоские горы Лапто-Пай, достигающие 900 м абсолютной высоты, а еще северо-восточнее, между Вангыром и Харотой — гора Конгломератовая, уже превышающая 1000 м (рис. 3). К югу от последней, по левому борту долины Вангыра, возвышается гора Шапка, характерная своей почти круглой формой. Ее высота около 1200 м. Один из наиболее красивых хребтов в Вангырском районе — хр. Курсомбой, расположенный к северу от Хароты. Они образуют большой полукруг, обращенный выпуклостью к югу. На западе этот хребет венчают отдельные пикообразные вершины. На северных склонах их располагаются кары, в которых в течение всего лета сохраняются значительные снежники.

На востоке хр. Курсомбой возвышается в виде пирамидальных вершин, несколько уступающих по высоте г. Колокольня, которая завершает на севере этот огромный амфитеатр труднодоступных горных возвышенностей.

На западе, к северу от хр. Курсомбой, возвышается гора Маяк, а затем протягивается длинный хребет Обе-из. На востоке от горы Колокольня тянется хр. Саледы. Между ними располагается широкая Дурнойюская троговая долина.

Западный склон северной половины Приполярного Урала прорезается р. Косью и ее притоками Кожимом и Вангыром. Кожим — одна из самых мощных рек, прорезающих северные оконечности хребтов Саледы и Обе-из. Ее долина в этих местах довольно узкая, в особенности в области развития ордовикских пород. Долина несколько расширяется лишь на отрезке от впадающей в нее р. Беть (Бетью) до р. Дурной (Дурнойю). Кожим течет здесь по простиранию горных пород. Косью, хотя и является основной водной артерией, трудно проходима на лодках. Это типично горная река с быстрым течением и порожистым руслом, загроможденным крупными валунами (А. Чернов и Г. Чернов, 1940).

Вангыр — также порожистая горная река с опасными для подъема лодок участками течения. Один из таких участков, протяжением примерно 25 км, находится ниже устья р. Харота. Здесь река размывает моренные образования, представленные по большей части скоплениями крупных валунов. Несколько выше устья р. Харота Вангыр становится более или менее спокойным. Местами Вангыр подходит к высоким горным склонам. Кроме моренных образований, коренные берега Вангыра слагают здесь и озерные осадки: глины и пески, отложившиеся при отступании ледника.

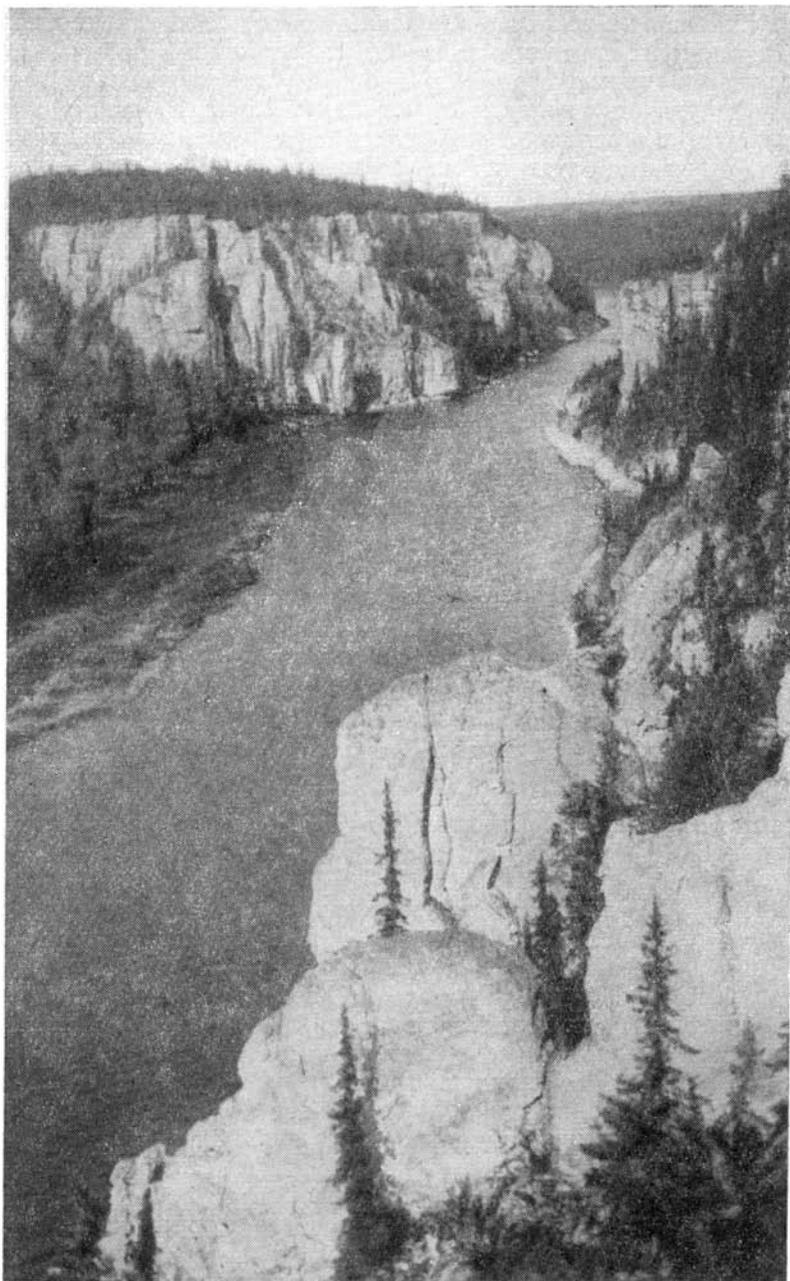


Рис. 2. Река Б. Сыня, прорезающая гряду Чернышева, сложенную палеозойскими карбонатными породами, поставленными на голову

Два крупных притока Вангыра — Харота и Ягиней — в верховьях прорезают горный северо-восточный район и на всем протяжении бурно текут среди крупных валунов, часто разбиваясь на ряд рукавов. Выходы коренных отложений почти отсутствуют, за исключением небольших обнажений в горной области и притом в самых верховьях рек.

Юго-западная часть Вангырского района прорезается р. Вой-Вож, правым притоком р. Б. Сыня. Этот горный ручей также почти на всем

своим протяжением не вскрывает коренных пород. Все истоки упомянутых рек, а также их притоки и ручьи берут начало из каровых озер. Некоторые ручьи, например правый ручей Вой-Вожа, пересекают несколько озер, подпруженных конечными моренами. Мелкие ручьи, стекающие с горных хребтов, в отличие от крупных, дают прекрасные разрезы горных пород. Ручьи изобилуют красивыми водопадами, благодаря которым некоторые из них названы нами Водопадными.

Из наиболее крупных, но по большей части неглубоких долинных озер в Вангырском районе следует отметить озеро р. Вой-Вож. Они располагаются у самого Вой-Вожа и к западу от горной вершины Шапка, на дне троговой долины, и имеют прихотливые очертания берегов. Такого типа озера имеются и вблизи р. Вангыр, выше устья р. Харота. Глубина самого большого из этих озер 15 м. Все озера соединены реками и обычно рыбные.

Другая группа озер относится к типично каровым. Такие озера, как уже отмечалось, располагаются у подножья крутых склонов, которые окружают их с трех сторон. Самые большие и глубокие каровые озера находятся у самого верхнего левого ручья, впадающего в Вангыр, у правого ручья Вой-Вожа и затем у истоков р. Харота. Эти озера, как правило, нерыбные и отличаются от вышеописанных исключительно прозрачной водой голубовато-зеленоватого цвета.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По генетическому признаку четвертичные отложения в Вангырском районе могут быть подразделены на ледниковые и связанные с оледенением осадки и на элювиальные и делювиальные, аллювиальные и болотно-торфяные отложения. Отложения первых двух групп наиболее распространенные, остальные занимают незначительные площади (рис. 3).

Моренные отложения широко развиты в северо-западной части Вангырского района, где они покрывают почти целиком предгорную равнину, широко раскинувшуюся к западу. Морена представлена неотсортированным грубообломочным материалом и преимущественно плохо окатанными глыбами пород, нередко до 3 м в поперечнике. Но в моренах есть грубозернистый песок с галькой и очень небольшим количеством глинозема. Цвет морены чаще бурый, реже серый. В состав валунов по большей части входят породы, слагающие западный склон Приполярного Урала. По количеству первое место принадлежит валунам песчаников и конгломератов ордовикского возраста. Затем следует отметить валуны неслоистых кварцитов рифейского возраста, изверженных основных пород (габбро, габбро-диабазов и диабазов), а также кислых (кварцевые порфиры и довольно редко граниты). Несмотря на широкое развитие в Вангырском районе метаморфических сланцев, количество валунов их очень незначительно. По-видимому, метаморфические сланцы быстрее разрушаются, чем перечисленные породы.

В горном районе моренные отложения не имеют площадного распространения, а сосредоточены лишь по долинам рек. Разрезы моренных отложений прослеживаются по р. Вангыр, выше устья р. Харота и в нижнем течении р. Ягиней. Прекрасный разрез морены высотой 25 м имеется в Косьюнской низине у поворота Вангыра на север. Морена представлена в большинстве случаев только скоплениями очень крупных валунов, обычно местных пород, со слабыми следами окатанности. Такие морены выполняют все троговые долины горной области. Видимая мощность моренных отложений не превышает 15 м.

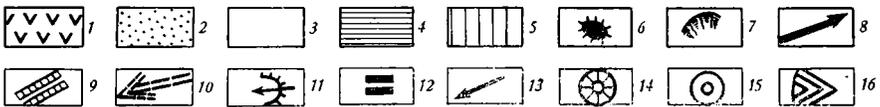
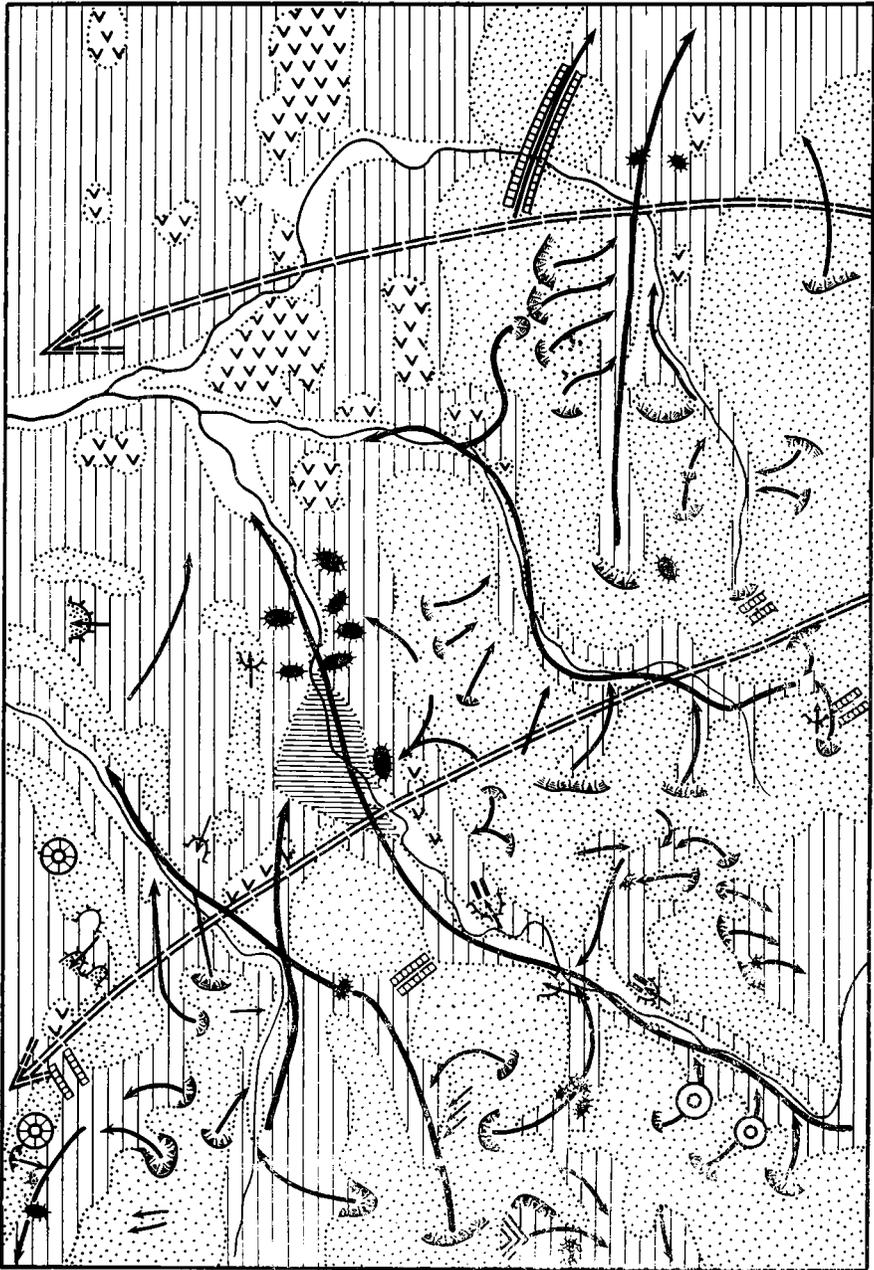


Рис. 3. Схематическая карта четвертичных отложений и геоморфологии Вангырского района. Составил Г. А. Чернов

1 — торфяники; 2 — элювиальные и делювиальные отложения; 3 — аллювиальные отложения; 4 — ледниково-озерные отложения; 5 — моренные и флювиогляциальные отложения; 6 — конечноморенные гряды; 7 — кары и цирки; 8 — троговые долины и направление движения льдов долинного оледенения (вадальского); 9 — висячие троговые долины; 10 — направление движения льдов Уральского оледенения (московского); 11 — «бараньи лбы»; 12 — ледниковые желоба; 13 — каменные потоки; 14 — каменные кольца; 15 — исполнины котлы; 16 — современный ледничок

У подножья каров и цирков вдоль крутых склонов морены образуют по несколько узких гряд; гряды наблюдаются и поперек троговых долин. Такие гряды, в особенности близ каров и цирков, состоят из совершенно неокатанных крупных глыб пород, слагающих склон горы, в которую врезан цирк или кар. Большие конечноморенные гряды наблюдались у подножья небольших ледничков г. Сабля и в истоках р. Б. Паток.

Многочисленные моренные нагромождения создают запруды рек и образуют цепочки озер, иногда значительной глубины, как, например, озеро в истоках правого притока Вой-Вожа. В троговых долинах моренные гряды менее отчетливы. Сравнительно хорошо выраженные моренные гряды наблюдались на р. Седью, на одном из ручьев Вангыра и на самом Вангыре. Близ Вангыра между моренными нагромождениями располагаются крупные озера до 15 м глубиной с берегами высотой до 10 м. Если судить по высоте берегов, то мощность моренных отложений достигает здесь 25 м. На горных вершинах сохранились лишь отдельные хорошо окатанные валуны, указывающие на покровное оледенение всей этой области.

Флювиогляциальные отложения представлены слабо отсортированным материалом и по существу мало отличаются от моренных отложений. Поэтому выделить их на прилагаемой карте четвертичных отложений не удалось. В большинстве случаев они приурочены к долинам рек. Слагая нижнюю часть 7—15-метровых террас, моренные отложения кверху переходят в песчано-галечниковые с постепенным уменьшением размера галек. Самую верхнюю часть таких террас слагают плохо отсортированные грубозернистые желтые и бурые пески с галькой величиной нередко 0,2 м в поперечнике. Почти все флювиогляциальные террасы имеют резкий наклон к руслу рек и в сторону течения, совпадающий с бывшим движением льдов долинного оледенения.

Озерно-ледниковые отложения на р. Вангыр наблюдались в одном месте выше по реке от конечноморенного ландшафта с крупными озерами. Это — светло-серые, почти однородные мелкозернистые пески со слабо заметной горизонтальной слоистостью. Они выступают в основании 15-метровой древней террасы. В более высоких слоях песков проявляется отдельная галька до 0,2 м, и слои в свою очередь перекрываются флювиогляциальными галечниками с валунами до 1,5 м в диаметре. Эти же озерные отложения видны и в русле реки, но здесь пески глинистые с ясно горизонтальной слоистостью. Общая мощность озерных песков около 13 м. Перечисленные отложения следует относить к предледниковым озерным осадкам долинного оледенения.

Элювиальные и делювиальные отложения тесно связаны между собой и распространяются, главным образом, в горном районе, покрывая его вершины и склоны. Элювий представлен россыпями и осыпями коренных древнепалеозойских пород; форма и размеры обломочного материала зависят от состава и характера трещиноватости последних. В области распространения ордовикских песчаников и конгломератов россыпи и осыпи представлены крупными, угловатыми, чаще кубическими глыбами пород. Глыбы кубической формы обязаны своим происхождением хорошо выраженному пластовому залеганию пород и развитию трещин диаклаз, которые секут отложения чаще вкрест простирания. Изверженные породы рифейских отложений дают осыпи и россыпи крупных глыб с острыми углами, а кристаллические сланцы — менее крупные и даже мелкие обломки плитчатой и продолговатой формы. Продолговатые плитчатые обломки при ходьбе по ним часто издают своеобразный звенящий звук и на склонах менее устойчивы, чем крупные угловатые глыбы. Наблюдается некоторое отличие осыпей северных склонов от осыпей южных, представленных одними и теми же порода-

ми. На северных склонах осыпи состоят из более крупных глыб. Здесь, надо полагать, медленнее протекает морозное выветривание, чем на южных склонах. Известно, что на северных склонах снежный покров иногда не успевает стаять за лето и остается на следующий год. Как правило на северных склонах осыпи имеют меньшую мощность, чем на южных. На очень крутых северных склонах гор с карами, осыпи располагаются лишь у подножья, несколько отступя от склона, образуя нередко огромные нагромождения крупных глыб в виде гряд (рис. 5, IV).

Делювиальные отложения развиты преимущественно на южных склонах, в местах их выколаживания. Здесь к осыпям примешивается значительная часть мелкозема. В районах развития глинистых сланцев делювия обычно больше, чем в остальных местах.

Аллювиальные отложения распространены сравнительно узкими полосами вдоль рек, слагают пойму и надпойменные террасы. Наиболее отчетливые террасы современных рек хорошо развиты на р. Вангыр, в нижнем течении ее правых притоков Ягинея и Хароты, а также в нижнем отрезке Вой-Вожа. Почти всюду, за исключением области развития озерных ледниковых осадков на р. Вангыр, аллювий представлен крупными плохо окатанными глыбами и галькой с подчиненным количеством грубозернистого песка. Мелкий материал — глинистые осадки — в аллювиальных отложениях почти полностью отсутствует. Размер галек и глыб заметно увеличивается по мере продвижения вверх по течению рек и ручьев.

Следует отметить, что аллювиальные отложения являются главным образом перемытыми осадками ледниковых отложений, которыми, как уже отмечалось, выполнены все троговые долины. Коренные выходы горных пород по рекам очень незначительны, притом приурочены к самым верховьям.

Состав аллювия в значительной мере зависит от пород, слагающих район, по которому протекает та или другая река. Аллювий рек, протекающих в области развития ордовикских пород, содержит валуны и гальку большей частью песчаников и конгломератов (например, р. Ягинея). На р. Харота песчаники и конгломераты почти отсутствуют и преобладают валуны рифейских пород, развитых в верховьях этой реки. В нижнем же течении Хароты первое место среди валунов занимают песчаники и конгломераты ордовикского возраста, так как этот участок реки расположен в области развития последних. Такая связь аллювия с коренными породами отмечается и при шлиховом опробовании аллювия. Количество минералов в шлихе зависит от содержания их в тех или других горных породах, которые вскрываются данной рекой. Мощность аллювиальных отложений в верховьях рек не превышает 1,5 м. На р. Вангыр, как самой многоводной в исследованном районе, она достигает 5 м.

Болотно-торфяные отложения развиты главным образом в северо-западной части Вангырского района к западу от хр. Курсомбой, в областях широкого распространения ледниковых осадков. Торфяные образования располагаются по долинам рек Вангыр, Ягинея, Харота и между Вангыром и Вой-Вожем в центральной части троговой долины. Как исключение, маломощные (0,5 м) торфяные залежи были встречены на вершине ровного плато на водоразделе между левым притоком Вой-Вожа и р. Гач-ю. Мощность болотно-торфяных отложений в редких случаях превышала 1 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Изучение четвертичных отложений, развитых на западном склоне Приполярного Урала и в областях, прилегающих к нему с запада, позволяет предполагать, что эта территория подвергалась двукратному покровному оледенению и одному мощному долинному.

Так, в Печорском бассейне повсеместно устанавливаются два моренных горизонта, отвечающие двум покровным оледенениям. На юге они разделены континентальными отложениями (Варсанофьева, 1939; Добролюбова и Сошкина, 1935; Чернов, 1939; Кудрявцев, 1946; А. Чернов, 1953), на севере — морскими бореальными осадками (Кальянов, 1936; Краснов, 1947; Лаврова, 1949; Г. Чернов, 1944в, 1948б; Воллосович, 1961). Первоначально эти два моренных горизонта сопоставлялись с рисским и вюрмским оледенениями (Григорьев, 1924; Варсанофьева, 1933; Ливеровский, 1933; Коперина, 1933; Г. Чернов, 1939; и др.). Позднее, когда автором (1947) в северной и восточной частях Большеземельской тундры было установлено третье самостоятельное оледенение, возраст моренных горизонтов в Печорском бассейне стал рассматриваться по-разному. Так, например, В. В. Ламакин (1948) считал, что оледенений в Печорском бассейне было не три, а четыре. Нижний моренный горизонт, обнажающийся на Верхней и Средней Печоре, не относится к миндельскому оледенению. Неубедительность этого вывода рассмотрена нами в статье по району Печорской гряды (Г. Чернов, 1960а). Второй моренный горизонт В. В. Ламакин связывает с рисским оледенением, третий — с вюрмским ледником, который, однако, распространялся лишь до широты Усть-Усы. Четвертый моренный горизонт, развитый обособленно в Большеземельской тундре, установлен нами (Г. Чернов, 1947).

С. А. Яковлев (1956) выделяет в Печорском бассейне шесть горизонтов моренных суглинков, считая их отложениями самостоятельных оледенений. Моренные суглинки последнего оледенения Большеземельской тундры разделяются им на два разновозрастных горизонта. В северной части Большеземельской тундры морена была отложена Новоземельским ледником, а в восточной — Уральским.

В 1953 г. С. Л. Бызова отнесла второй горизонт морены Печорского бассейна к московскому оледенению. В. А. Варсанофьева (1960), Б. И. Гуслицер (1960) и Г. А. Чернов (1960а) подтверждают эту точку зрения и два нижние моренные горизонта, развитые в Печорском бассейне, сопоставляют с днепровским и московским оледенениями. В последние годы некоторые исследователи стали придерживаться старой гипотезы морского происхождения валунных суглинков, развитых не только в Большеземельской тундре, но и во всем Печорском бассейне. Так, например, К. К. Воллосович (1966) безапелляционно заявляет, что в Большеземельской тундре отсутствуют следы эскаррации на поверхности коренных пород. Как это, так и другие его утверждения о генезисе валунных суглинков не соответствуют огромному фактическому материалу по территории Большеземельской тундры, собранному большим количеством геологов. Однако этот вопрос требует специального изучения, и потому в данной статье не рассматривается.

Моренные отложения последнего, третьего оледенения в Печорском бассейне, которые, как указывалось выше, развиты лишь в Большеземельской тундре, синхронизируются нами с вюрмским (валдайским) оледенением (Карта геоморфологии и четвертичных отложений в Атласе Коми АССР, 1964). Учитывая разноречивые суждения о количестве и возрасте оледенений Печорского бассейна, мы считаем необходимым

рассмотреть четвертичную историю западного склона Приполярного Урала.

В области западной увалистой полосы рассматриваемого района в моренных суглинках, залегающих непосредственно на палеозойских породах и сохранившихся в эрозионных впадинах, валуны представлены преимущественно местными породами с редкими эрратическими — новоземельского происхождения. Однако в бассейне р. Кожим, несмотря на близость расположения хребта Обе-из, сложенного ордовикскими розовыми песчаниками, валунов этих пород в нижнеморенных суглинках нет. Здесь преобладают валуны карбонатных пород визейского яруса с кораллами *Lithostrotion cf. irregulare* Phill., *L. junceum* Flem., *Aulophyllum fungites* (Flem.), *Helaphyllum* sp. Коренные выходы этих пород находятся на западе в 30 км. Оба эти факта указывают, что как моренные суглинки, так и валуны карбонатных пород принесены сюда только с севера или с северо-запада в эпоху максимального днепровского оледенения, когда Новоземельский ледник был наиболее активным. Аналогичное явление перемещения валунов наблюдается и в горной полосе. Валуны ордовикских песчаников, слагающих хребты Обе-из и Саледы, встречались на востоке от этих хребтов. Это дает основание считать, что Новоземельский ледник в бассейне р. Кожим продвигался по крайней мере до устья Лимбикую. В верховьях Косью этот ледник, вероятно, переваливал через хребет Обе-из. В высокогорной части Приполярного Урала в эпоху максимального (днепровского) оледенения накапливались большие массы льда. Они-то и вынудили Новоземельский ледник двигаться на юг. Поэтому южнее р. Вангыр Новоземельский ледник, вероятно, двигался по обеим сторонам хр. Сабля, и последний являлся как бы «ледорезом» (см. рис. 1).

Существование второго оледенения (московского) подтверждается достаточно убедительными данными. Прежде всего, это наличие моренных суглинков с валунами уральских пород в западной низменной части Вангырского района и распространение отдельных валунов пород восточного происхождения на вершинах горных хребтов, достигающих 1200 м высоты, например на хр. Курсомбой. Здесь, среди песчаников обеизской свиты ордовика, встречаются валуны изверженных и осадочных пород до 1 м в поперечнике. Редки лишь граниты, выходы которых в центральной части очень ограничены. Большое количество валунов восточного происхождения наблюдается в юго-западной части, на хр. Лапто-Пай и горах, расположенных к югу от него.

В северной части хребта Обе-из валуны чуждых пород были встречены на высоте 1000 м. Здесь установлены альбитофиры, кварцевый порфир, пироксенит, гранит (гнейс), пироксено-эпидото-кварцевая порода, аркозовый песчаник и кварцит. Кроме того, здесь же встречаются валуны ордовикского песчаника, но, судя по их хорошей окатанности, эти валуны несомненно не местного происхождения. Валуны, имеющиеся на вершинах гор, по составу пород принадлежат к древним рифейским свитам, широко развитым на востоке, т. е. в центральной части Приполярного Урала.

Из всего сказанного следует, что в эпоху второго покровного оледенения (московского) центральная часть Уральского хребта являлась самостоятельным центром оледенения. Льды двигались в основном с востока на запад, а за пределами горной полосы Уральский ледник, сливаясь с Новоземельским, двигался в южном направлении, как это представляла ранее В. А. Варсанюфьева (1939). Кроме того, в Вангырском районе на вершинах горных сооружений иногда наблюдаются «бараньи лбы», а также гребешки горных пород с наклоном на юг и юго-запад. На востоке, как в Вангырском, так и в Кожимском районах,

развиты висячие троговые долины почти широтного направления. Все эти факты позволяют наметить пути движения льдов Уральского оледенения. В Вангырском районе направление движения льдов изменилось с западного на юго-западное, а далее — даже на южное. Такое изменение вызвано расположением хр. Сабля. Льды, двигаясь с востока на запад, упирались в него и далее уже двигались на юг. Сам же хребет Сабля, а также и отдельные горные пики, достигающие 1500 м высоты, являлись в это время нунатаками.

Конечные морены долинного оледенения, наблюдаемые как в горной полосе, так и за ее пределами, мы связываем с вюрмским покровным оледенением (валдайским), которое было нами установлено в Большеземельской тундре. Площадь распространения покровного вюрмского оледенения по направлению к югу постепенно сокращалась. И южнее бассейна р. Кожим вюрмское оледенение имело характер долинного. Межледниковые отложения периода между московским и валдайским оледенениями в горной области не сохранились. Но в прилегающих к ней с запада районах они довольно широко развиты. Например, межледниковые отложения были установлены А. А. Черновым на р. Б. Инта (Пономарев и Чернов, 1929). Морена валдайского оледенения перекрывает здесь пески с прослоями торфа, в котором обнаружена пыльца таких теплолюбивых пород, как дуб, орешник, и вяз. За пределами распространения валдайского оледенения в бассейне р. Б. Роговая широко развиты озерные ледниковые ленточные глины (Г. Чернов, 1939), а в бассейне р. Косью — озерно-аллювиальные отложения (Карта четвертичных отложений. Атлас Коми АССР, 1964). На восточном склоне Полярного Урала, на р. Щучья, отложениями валдайского оледенения сложена конечноморенная гряда Собкай, которая была установлена Г. А. Черновым в 1949 г.

К северо-востоку от Вангырского района, в самих верховьях р. Кожим, в районе хр. Рассомаха, т. е. в центральной части Уральского хребта, В. С. Гильденблат и В. А. Ситник (1966) отмечают лишь следы деятельности двух самостоятельных оледенений горнодолинного и карового типа. Первое оледенение авторы связывают с зырянским покровным оледенением, установленным на Полярном Урале и в восточной части Большеземельской тундры, которое, по нашим данным, соответствует валдайскому оледенению. Л. Д. Долгушин (1951) для горной полосы Урала устанавливает два плейстоценовых оледенения. По нашим наблюдениям, в отличие от выводов Л. Д. Долгушина, на Приполярном Урале трижды происходило оледенение в плейстоцене. Последним было не покровное, а горнодолинное оледенение альпийского типа. Ледники этого времени на западном склоне выходили за пределы горной полосы.

Образование ледников долинного типа теснейшим образом связано с формами дочетвертичного рельефа. Формирование дочетвертичного рельефа, начавшееся в конце триасового периода, обуславливалось, в первую очередь, геологическим строением района. Оледенения наложили свои характерные черты на рельеф, но не смогли скрыть от нас основные дочетвертичные формы, например каньонообразные долины, судя по которым мы можем говорить о действии в дочетвертичный период значительной глубинной эрозии. В большинстве случаев подобные долины развивались в меридиональном направлении вдоль господствующего простирания пород в синклинальных складках, которые сложены сравнительно легко разрушающимися породами: глинистыми сланцами, известняками ордовика. Положительные дочетвертичные формы рельефа, т. е. отдельные горные хребты, или антиклинальные структуры, сохранились до наших дней.

Примером зависимости рельефа от литологии пород и тектоники может служить верховье долины р. Ягинеи, истоки Вой-Вожа, из горных сооружений — хр. Курсомбой, горы Конгломератовая и Шатка, а также горы, расположенные к югу от последней. Эти хребты представляют антиклинальные подструктуры. Во время горнодолинной фазы оледенения образовались многочисленные кары и цирки, которые в настоящее время придают альпийский тип рельефу этой части Урала. Долинные ледники валдайского оледенения двигались по системе дочетвертичных эрозионных долин, частично перерабатывая их в троговые (рис. 4). Яркий пример троговой долины представляет долина вожей р. Ягинеи. Два ледника, спускавшиеся по вожам, сливаясь в один поток, двигались на север, в бассейн р. Косью. Долина Ягинея в месте прорыва хр. Курсомбой не являлась ложем ледника. Эта часть долины сохранила эрозионный характер до наших дней, т. е. не была переработана в троговую, так как она была заполнена льдом и пересекалась небольшим висячим ледничком, который двигался с юга на север и выработал впоследствии висячую троговую долину (см. рис. 4). На левом воже р. Ягинеи намечаются два яруса плеч троговой долины; они могут указывать на какие-то перерывы долинного оледенения (рис. 4, III).

Ясно выражен троговый характер и у долины р. Харота. Ледник долинного типа образовался при слиянии нескольких мелких ледничков, питавшихся из каров и цирков, от которых в настоящее время берут свое начало ручьи, впадающие в Хароту. Ледник двигался сначала на север, затем на запад по эрозионной долине, которая прорывает горный хребет. Описанные выше долины превосходит по величине троговая долина верхнего течения р. Вангыр. Она имеет хорошо выработанный профиль; в ней прекрасно выражены «бараньи лбы», ледниковые шрамы и желоба. Направление движения льдов Вангырского ледника (рис. 5, III). Ледник сначала двигался на северо-запад, а затем, сливаясь с Войвожским, — почти на север. Сливался ли Вангырский ледник с Харотинским в предгорной низине, в настоящее время сказать трудно. Но можно утверждать, что моренный ландшафт, развитый в долине р. Вангыр, безусловно, был образован Вангырским ледником. И, нако-

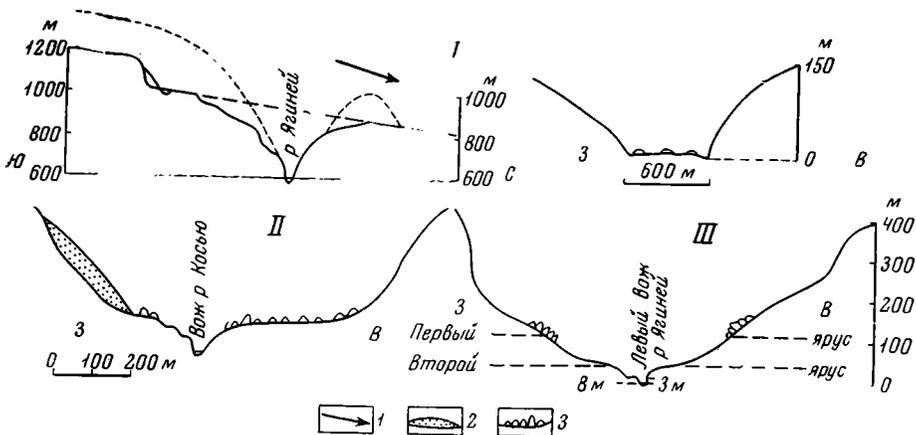


Рис. 4. Типы троговых долин

I — продольный разрез висячей троговой долины, которую пересекает эрозионная долина р. Ягинеи, пунктиром показан поперечный разрез долины Ягинея несколько восточнее троговой долины; справа — поперечный разрез висячей троговой долины. II — поперечный разрез троговой долины левого воя р. Косью; III — поперечный разрез троговой долины левого воя р. Ягинеи с двумя ярусами. 1 — направление движения ледника; 2 — снежник; 3 — крупные валуны

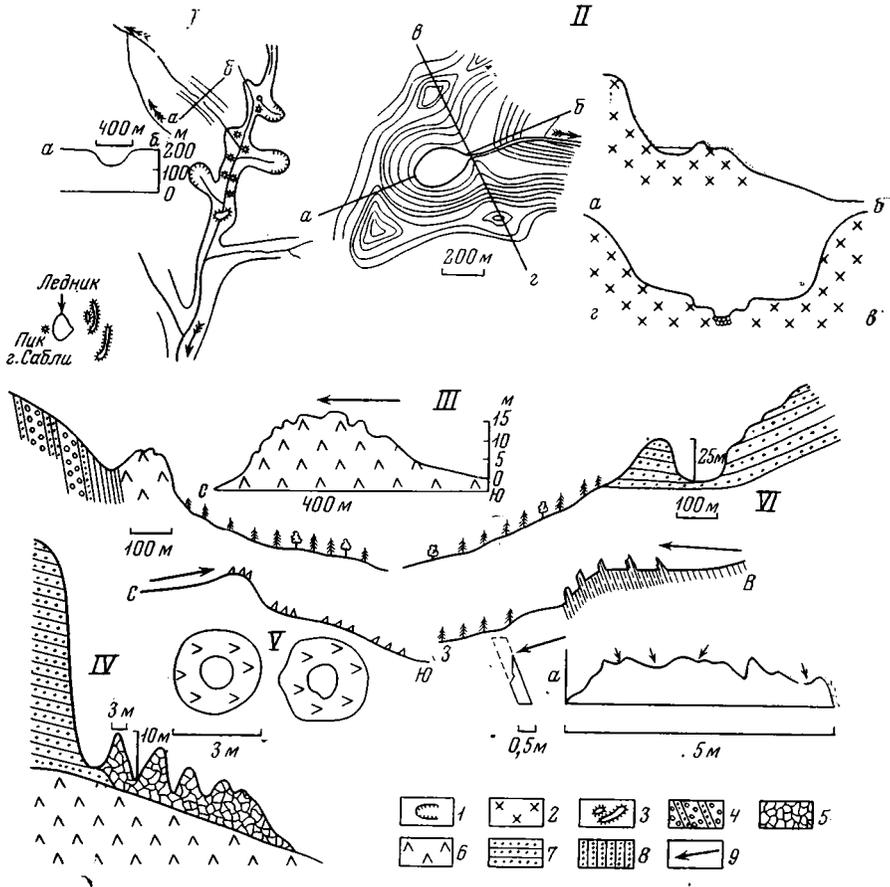


Рис. 5. Формы мезорельефа

I — троговая долина Седью и конечноморенные гряды вблизи ледника горы Сабля; II — каровое озеро с эрозийными террасами; III — «бараньи лбы» в долине р. Вангыр; IV — конечноморенные гряды вблизи кара; V — каменные кольца с острыми глыбами, наклоненными на юг; VI — пласти филлитовых сланцев рифея с гребешками, отколотыми при движении льдов на запад, а — деталь. 1 — кары; 2 — метаморфические сланцы рифея; 3 — конечноморенные гряды; 4 — конгломераты и кварциты рифея; 5 — глыбы ордовикского песчаника; 6 — габбро-диабаз рифея; 7 — песчаники ордовика; 8 — кварциты рифея; 9 — направление движения ледников

нец, последний из крупных долинных ледников Вангырского района — это Войвожский. Он образовался из двух ледничков, начинавшихся в истоках ручьев Вой-Вожа и направлявшихся на север. После слияния ледник двигался на северо-запад, но вскоре раздваивался, отделяя сквозной ледник, который двигался на север и сливался затем с Вангырским. Основной ледник двигался на северо-запад вниз по долине Вой-Вожа, обтекая горы Лапто-Пай (см. рис. 3).

В трюги были преобразованы преимущественно продольные эрозийные долины. Поперечные же долины на всем протяжении или на отдельных участках изменялись мало. Они сохраняли свой первоначальный эрозийный характер и каньонобразную форму, например долина р. Кожим в местах прорыва двух антиклинальных поднятий — хр. Саледы и Обе-из. Каньонобразный профиль имеют долины рек Косью и Ягиной. Первая из них прорезает западный хребет Обе-из, а вторая — хребет Курсомбой. Некоторые эрозийные долины в значительной степени заполнены мореной.

Все три левых притока р. Кожим: Ляптик-шор, Дурнойю и Пальник-шор, текут в продольных троговых долинах, размывая моренные наносы, под которыми скрыты дочетвертичные эрозионные долины.

Небольшой ледник, образовавшийся в большом каре в южном, самом высоком конце хребта Обе-из, двигался на северо-восток, между двумя северными отрогами хребта. Ледник Пальник-шора спускался в долину Кожима и образовал у устья руч. Безымянный моренные нагромождения валунов ордовикских песчаников. Второй ледник, Дурнойюский, двигался с верховий р. Ягинею между хр. Обе-из и Саледы, третий, — там, где сейчас течет Ляптик-шор, двигался на северо-восток между отрогами хр. Саледы.

Западный отрог хр. Саледы и восточный — хр. Обе-из пересечены несколькими поперечными всяческими эрозионными долинами, которые располагаются над дном троговой долины на высоте около 300 м.

Как видно, речная сеть исследованного района совпадает не только с направлением движения долинных ледников, но зачастую и с дочетвертичной системой рек. Реки в настоящее время ведут усиленную работу, углубляя свои русла в трудноразмываемых моренных отложениях, под которыми скрыты все древние формы микрорельефа.

Немалую роль в формировании мезорельефа играло морозное выветривание. Выветриванием были образованы солифлюкционные нагорные террасы, которые на Приполярном Урале были изучены С. Г. Бочем (1938, 1948). В нашем районе также имеются такие террасы, но в незначительном количестве. К образованиям, связанным с солифлюкционными процессами и наличием вечной мерзлоты, относятся каменные потоки и каменные кольца, наблюдавшиеся нами в некоторых местах (рис. 5, V). Причем каменные потоки отмечались лишь на южных, сравнительно пологих склонах, а конусы выноса, состоящие из крупных глыб без примеси глинозема, — наоборот, на северных склонах. На южных склонах, прикрытых делювиальными осадками, довольно часто приходилось наблюдать движущиеся камни, которые оставляют след в виде ложбины, а впереди образуют бугорок из глинозема с дерном.

В заключение следует отметить, что кроме мощного долинного оледенения альпийского типа (валдайского) на Приполярном Урале существовало долинно-каровое оледенение. Яркие следы этого оледенения наблюдались автором не только на исследованной территории, но и на западном и на восточном склонах Полярного Урала. Конечноморенные гряды располагаются в троговых долинах далеко от современных ледничков и крупных каров. Так, например, в исследованном районе выраженные конечные морены наблюдались на р. Седью (рис. 5, I) и на притоках Вангыра в нескольких местах (см. рис. 3). Подобные моренные гряды указывают на более обширное оледенение Урала, чем современное. Это было отмечено и Л. Д. Долгушиным (1960), однако мы воздерживаемся утверждать, как это делает последний, что оно является остаточной фазой предшествовавшего оледенения Урала.

Кроме того на Приполярном Урале существуют конечные морены вблизи современных ледников. Такие морены наблюдались автором у восточного подножья хр. Сабля (рис. 5, I) и были впоследствии описаны М. В. Фишманом (1956). Эти морены свидетельствуют, что еще в недавнее время современные леднички имели несколько большие размеры и при сокращении своего объема оставляли стадиальные морены.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. О первых ледниках Северного Урала. Изв. ГГРУ, 1931, вып. 28.
- Алешков А. Н. К открытию на Урале новых ледников. Изв. Геогр. о-ва, 1934, т. XVI, вып. 2.
- Алешков А. Н. О нагорных террасах Урала.—Сб. «Урал» (Приполярные районы) под ред. С. В. Колесника. 1935.
- Атлас Коми АССР. М., 1964.
- Бер А. Г. О направлении движения ледника максимального оледенения на Приполярном Урале. Уральское Геол. Упр. Мат-лы по геоморф. вып. 1. Л., 1948.
- Боч С. Г. О солюфлюкционных террасах на Приполярном Урале. Изв. Географ. об-ва, 1938, № 3.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения Приполярного Урала. Тр. АИЧПЕ, вып. IV, 1940.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения водораздельной части Приполярного Урала. Тр. Сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. V, 1941.
- Боч С. Г. Солюфлюкция на Приполярном Урале. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. I. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Варсанюфьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1932, т. XIV, вып. 3.
- Варсанюфьева В. А. О следах оледенения на Северном Урале. Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, том III. М., Изд-во АН СССР, 1933.
- Варсанюфьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Тр. Моск. Гос. пед. ин-та, вып. I, 1939.
- Варсанюфьева В. А. Производительные силы Коми АССР. Том I, Геоморфология. Изд-во АН СССР, 1953.
- Варсанюфьева В. А. Основные вопросы генезиса и история развития рельефа Северного Урала. Тр. Коми филиала АН СССР, № 7, 1959.
- Варсанюфьева В. А. О геоморфологическом районировании территории Коми АССР. Изв. Коми филиала Всесоюз. географ. о-ва, 1960, № 6.
- Варсанюфьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, № 4. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Воллосович К. К. О стратиграфии четвертичных отложений Европейского севера.—Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-востока Европейской части СССР. Сб. статей, вып. 1, 1961.
- Воллосович К. К. Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского северо-востока в плиоцене — среднем плейстоцене.—Геология кайнозоя севера Европейской части СССР, изд-во МГУ, 1966.
- Гильденблат В. С., Ситник В. А. К вопросу формирования рельефа и четвертичных отложений верховьев р. Кожим.—Геология кайнозоя севера Европейской части Союза. Изд-во МГУ, 1966.
- Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры.—Тр. Северн. Научно-промысл. эксп., вып. 22, 1924.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.—Тр. ИГиН АН СССР, вып. 64, геол. серия (№ 17). М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Гуслицер Б. И. Строение и история развития долин верховий р. Печоры.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXV. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). лист 123.—Тр. Ленингр. геол.-геодез. треста, вып. 8. Л., 1935.
- Долгушин Л. Д. Новые данные о современном оледенении Урала.—Вопросы географии, сб. № 15, Моск. фил. Географ. об-ва СССР, 1949.
- Долгушин Л. Д. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации в Приполярном Урале. М., Изд. АН СССР, 1951, Ин-т географии АН СССР.
- Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. Моск. об-во испытат. природы. Вопросы физической географии Урала.—Труды Совещ. по физической географии Урала, 1960.
- Калецкая М. С. и Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала.—Тр. Ин-та географии АН СССР, том XXVI. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Калецкая М. С. К стратиграфии четвертичных отложений Печорского бассейна.—Мат-лы по геол. и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Сб. статей, вып. I, 1961.
- Кальянов Е. П. Морфология четвертичных отложений среднего течения р. Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цильмой).—Землеведение, том XXXVIII, вып. 4, 1936.
- Коперина В. В. Отчет по геологической съемке верхнего течения р. Адзвы и р. Хайпудыры в 1932 г.—Землеведение, т. XXXV, вып. 4, 1933.
- Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тунд-

- ры и Печорской низменности.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Кудрявцев М. П.* Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям бассейна р. Б. Роговой (Большеземельская тундра).— Уч. зап. МГУ, вып. 108, Геология, т. 1, 1946.
- Лаврова М. А.* К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— Уч. зап. ЛГУ, серия географ. наук, вып. 6, № 124, 1949.
- Ламакин В. В.* Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 12. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Ливеровский Ю. А.* Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна.— Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1933.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк Полярного Урала и западной части Полярного шельфа.— Тр. Ин-та географии, вып. XXVI, № 4. Изд-во АН СССР, 1937.
- Пономарев Т. Н. и Чернов А. А.* Разведка на каменный уголь по р. Б. Инте в Печорском крае в 1927 г.— Изв. Геол. Комитета, т. XLVIII, № 9. Л., 1929.
- Раабен М. Е.* Стратиграфия и тектоническое строение Северной оконечности Приполярного Урала.— Тр. Геол. ин-та, вып. 35. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Сошкина Е. Д.* Тельпо-из — высочайшая вершина Северного Урала.— В кн. «Северная Азия». М., 1929.
- Фишман М. В.* Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1956.
- Чальшев В. И.* Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры.— Изд. Коми филиала АН СССР, Ин-т геологии, 1961.
- Чернов А. А.* Геологическое строение бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1925 г.— Изв. Геол. Комитета, т. XLVI, № 8. Л., 1928.
- Чернов А. А.* Производительные силы Коми АССР, т. 1. Геологическое строение и полезные ископаемые. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Чернов А. А. и Чернов Г. А.* Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае.— Изд. СОПС АН СССР, 1940.
- Чернов Г. А.* Четвертичные отложения юго-восточной части Большеземельской тундры.— Тр. Северн. базы АН СССР, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1939.
- Чернов Г. А.* Образование террас Печорского бассейна.— Тр. Сев. Геол. Упр., вып. 14, 1944.
- Чернов Г. А.* Геологические исследования в восточной части Большеземельской тундры и перспективы ее нефтеносности. Тезисы к диссертации. Изд. Карело-финского гос. ун-та. Сыктывкар, 1944в.
- Чернов Г. А.* Новые данные по четвертичной геологии Большеземельской тундры.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Чернов Г. А.* Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала.— Докл. АН СССР, 1948а, том 61, № 5.
- Чернов Г. А.* Археологические находки в центральной части Большеземельской тундры.— Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. VII, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948б.
- Чернов Г. А.* Геологическое строение южной оконечности гряды Чернышева. Тр. ВНИГРИ, вып. 7. М., 1956.
- Чернов Г. А.* Четвертичные отложения и геоморфология Печорской гряды.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 25. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Чернов Г. А.* Уньинская пещерная стоянка в бассейне р. Печоры.— Советская археология, 1960б, № 2.
- Чумаков А. А.* Стратиграфия кварцитов левобережья р. Кожима.— Сов. Геология, 1948, № 35.
- Эдельштейн Я. С.* Инструкция для геоморфологического изучения и картирования Урала. Изд. Главсевморпути. Л., 1936.
- Яковлев С. А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 17, 1956.

В. А. ЧЕПУЛИТЕ

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД И НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЛИТВЫ

Закономерность распределения мощностей и распространения отложений нижнего плейстоцена тесно связана со строением поверхности дочетвертичных пород. Составляя схематическую карту дочетвертичной поверхности, т. е. карту кровли дочетвертичных пород, непосредственно подстилающих плейстоценовые образования, или карты кровли и подошвы моренных суглинков определенных стратиграфических горизонтов, мы показываем такой облик рельефа, какой установлен на основании буровых данных, иначе говоря — какой существует в настоящее время. Этот рельеф сформировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Дочетвертичный рельеф Литвы (подледниковый, подморенный) не на всей территории республики является одновозрастным. Ярким примером этого может служить северная часть Литвы, на территории которой срезана как нижнеплейстоценовая, так и среднеплейстоценовая морена. Рыхлый красно-бурый моренный суглинок верхнего плейстоцена в северной Литве залегает непосредственно на палеозойских и мезозойских отложениях. Поэтому так называемая дочетвертичная поверхность в северной Литве в сущности является не дочетвертичной, а лишь подморенной довьюрмской поверхностью. Современный облик подморенного рельефа северной Литвы (конфигурация кровли дочетвертичных пород, непосредственно подстилающих плейстоценовые образования) отражает результаты воздействия ледника верхнеплейстоценового (вьюрмского) оледенения.

Участок так называемого дочетвертичного, т. е. подледникового рельефа, непосредственно подстилающего образования среднего плейстоцена (т. е. образования рисского оледенения) прислоняется с юго-западной, южной и юго-восточной сторон к вышеописанному. Площадь распространения дорисского подморенного рельефа ограничивается предельной линией распространения нижнеплейстоценовой (миндельской) морены с южной стороны и предельной линией распространения среднеплейстоценовой (рисской) морены с северной стороны. Нижнеплейстоценовая морена денудирована на значительно большей площади, чем среднеплейстоценовая. На остальной территории Литвы дочетвертичная поверхность является доплейстоценовой (в нашем понимании — доминдельской). Исключение составляет небольшой участок, расположенный к юго-востоку от г. Вильнюс (на границе с Белорусской ССР). Там непосредственно на меловых образованиях залегают озерные отложения неогенового прегляциального водоема. В пределах этого участка кровля мела является дочетвертичной поверхностью, а кровля озерных неогеново-прегляциальных осадков — доплейстоценовой поверхностью (Чепулите, 1965, 1967, 1971). Наши представления о дочетвертичном рельефе территории республики постепенно углубляются и развиваются по мере накопления новых геологических данных и материалов бурения. Первые сведения о дочетвертичной поверхности Литвы были опубли-

ликованы в 1918 г. (Lewiński, Samsonowicz, 1918). Позже этот вопрос освещался И. Далинкевичюсом (Dalinkevičius, 1930). Им были намечены повышенные и пониженные районы дочетвертичного рельефа Литвы.

В 1956 г. общие черты строения дочетвертичной поверхности были описаны автором (Чепулите, 1956). Надо сказать, что в те годы было проведено еще очень мало буровых работ, особенно на территории юго-восточной Литвы. Однако и тогда было ясно, что поверхность коренных пород не всегда совпадает с подледниковой поверхностью. Были известны разрезы, в которых под четвертичной толщей залегает мощный комплекс сдвинутых с места глыб дочетвертичных пород. Абсолютная высота дочетвертичной поверхности в таких разрезах должна определяться не контактом плейстоценовых образований с дочетвертичными породами, а абсолютной высотой подошвы перемещенных глыб и чешуй коренных пород, сдвинутых наступающим ледником в понижения и эрозионные долины доледникового рельефа. Отторженцы дочетвертичных пород, включенные в толщу четвертичных образований, распознаются, даже если их подошва бурением и не достигнута, по ненормальному положению их кровли в вертикальном разрезе плейстоцена данного района.

Сопоставляя первую карту доледникового рельефа в 1956 г., мы проводили изолинии, соединяющие точки одинаковой абсолютной высоты, методом интерполяции между всеми известными в то время пунктами, охватывая и точки, указывающие места глубоких эрозионных врезов. В северной части республики был околонтурен возвышенный участок дочетвертичной поверхности — Шяуляйский цоколь, достигающий 70—80 м абсолютной высоты. В северо-восточной части республики был показан Рокишкский цоколь — 80—90 м выше уровня моря. Третья возвышенность дочетвертичного рельефа была отмечена к северу от г. Вильнюс.

Значительно большее по сравнению с 1956 г. количество разрезов буровых скважин позволило выявить на карте дочетвертичной поверхности Литвы, составленной нами в 1958 г. (Čepulytė, 1959), отдельные отрезки дочетвертичных долин и поднять вопрос о геологической унаследованности некоторых их отрезков более молодыми долинами. В 1958 г. нам стало ясно, что точки, обозначающие на 30—40 м и больше пониженное положение уровня кровли дочетвертичных пород в пределах обнаруженных отрезков древних долин, не могут быть сопоставляемы, т. е. объединяемы с точками нормального положения этой поверхности на водоразделах и подледниковом плато. При проведении интерполяции между пунктами, отражающими нормальное положение кровли дочетвертичных пород на плато, и пунктами, вскрывающими днища погребенных долин, врезанных на значительную глубину в доплейстоценовый субстрат, получился бы искаженный образ рельефа описываемого участка. Суммируя абсолютные высоты подошвы четвертичных отложений, выявленные в местах глубокого эрозионного вреза дочетвертичных долин, с абсолютными высотами точек, установленных на водоразделах, пришлось бы на картах дочетвертичного рельефа показывать не существующие в действительности замкнутые, угловато околонтуренные понижения (котловины) совершенно непонятного генезиса.

В 1959 г. П. Вайтекунас (Vaitiekūnas, 1959) писал, что все повышенные участки дочетвертичного рельефа, им и другими исследователями называемые цоколями, были обусловлены не столько выходами более твердых пород, иначе говоря, не столько различной литологией, сколько тектоническими процессами. П. Вайтекунас выявил крупное понижение субширотного направления между Тяльшай, Паванденис, Арёгала и Валькининкай. В этом понижении он обнаружил большое скопление отторженцев дочетвертичных пород, свидетельствующих о сильно

развитых здесь гляциодислокациях. Эта пониженная зона соответствует переходной полосе между твердыми палеозойскими и рыхлыми песчано-глинистыми мезозойскими породами. В нашем понимании эта полоса соответствует зоне расчлененного дочетвертичного рельефа, опоясывающего западную депрессию с северо-восточной стороны.

А. Игнатавичюс (Ignatavičius, 1959) все разнообразие и значительную расчлененность доледниковой поверхности юго-западной части республики объясняет тем, что рыхлые юрские и меловые породы очень податливы ледниковой эскарации. По его мнению, распространенные в северных и восточных районах республики девонские, пермские и триасовые известняки, доломиты и глины оказались более стойкими по отношению к эскарационной деятельности ледника, что и привело к образованию однообразного дочетвертичного рельефа.

По мере расширения буровых работ и накопления геологических материалов в республике создались условия для более обоснованного изображения конфигурации дочетвертичного рельефа. В 1964 г. на основании свыше 500 разрезов скважин, полностью прошедших всю толщу плейстоценовых отложений на территории южной и юго-восточной Литвы, нами были составлены новые карты доледникового рельефа указанной территории. На преобладающей части южной и юго-восточной Литвы четвертичные отложения подстилаются образованиями меловой системы. В самой южной части республики в подошве четвертичных отложений залегают палеогеновые образования. Сопоставление разрезов многочисленных скважин, пробуренных на территории юго-восточной Литвы, позволило нам восстановить глубину и наметить расположение дочетвертичной долины Пра-Нямунаса, глубоко врезанной в меловое плато (Чепулите, 1965, 1966, 1967).

В 1967 г. коллективом авторов была опубликована интересная статья о рельефе дочетвертичных пород и мощности четвертичной толщи на территории Литовской ССР (Гайгалас, Вайтекунас, Климашаускас, Пракапайте, 1967). В этой статье приводится сопоставление карты рельефа поверхности дочетвертичных пород с геологической картой, картой поверхности кристаллических пород и картой тектонических движений на территории Литвы.

Ввиду того, что в упоминаемой работе не выделены отрезки дочетвертичных долин, нулевая изолиния на карте рельефа дочетвертичных пород в южной части Литвы очень далеко передвинута к востоку. Таким образом, с восточной стороны она опоясывает участки доледниковой поверхности, приподнятой до 20—30 м выше уровня моря.

На карте дочетвертичной поверхности западной Литвы, составленной В. Вонсавичюсом (1965), показанные замкнутые котловины в некоторой степени соответствуют отрезкам дочетвертичных долин.

В конце 1968 г. автором была составлена новая карта дочетвертичной поверхности Литвы по данным бурения 1966—1968 г. В юго-западной части Литвы нулевая изолиния проходит к юго-западу от окрестностей Каунаса через Капсукас и Калвария. К западу от этой нулевой изолинии подледниковая поверхность погружена до 20 м ниже уровня моря. К востоку от этой линии кровля дочетвертичных пород повышается до 20 м выше уровня моря, а приближаясь к долине р. Нямунас — до 30—40 м абсолютной высоты. В юго-восточной части Литвы контакт меловых отложений с плейстоценовыми находится на абсолютной высоте от 40 до 55 м, а в пределах Ошмянской возвышенности достигает высоты 60 м. К северу от Вильнюса на правом берегу р. Нерис, на территории, расположенной между Пабярже, Пабраде, Швенчёнис и Игналина, выделяется повышенный (60—70 м) участок дочетвертичной поверхности, в отдельных местах достигающей 80 м выше уровня моря. В се-

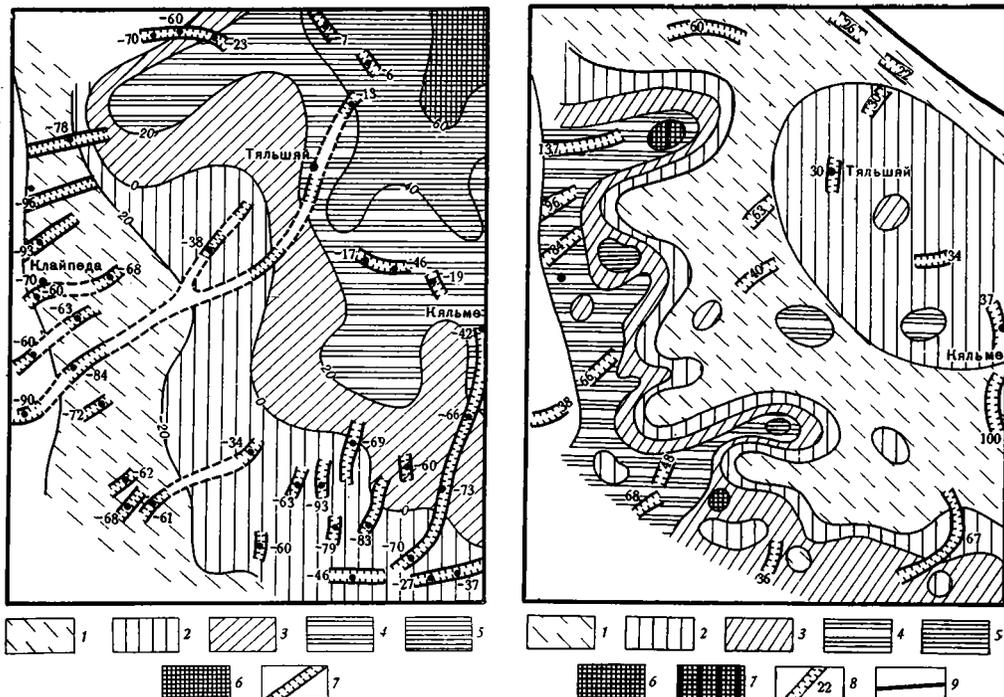


Рис. 1. Дочетвертичная поверхность северо-западной Литвы

1 — от -40 до -20 м; 2 — от -20 до 0 м; 3 — от 0 до 20 м; 4 — от 20 до 40 м; 5 — от 40 до 60 м; 6 — от 60 до 80 м; 7 — дочетвертичные долины

Рис. 2. Мощности моренного суглинка нижнеплейстоценового оледенения в северо-западной Литве

1 — от 0 до 10 м; 2 — от 10 до 20 м; 3 — от 20 до 30 м; 4 — от 30 до 40 м; 5 — от 40 до 50 м; 6 — от 50 до 60 м; 7 — от 60 до 70 м; 8 — мощность нижнеплейстоценовой морены в пределах дочетвертичных долин; 9 — граница распространения нижнеплейстоценовой морены

веро-восточной Литве подошва плейстоценовых отложений находится на абсолютной высоте $60-80$ м, а в окрестностях г. Рокишкис — 100 м.

Центральная осевая полоса меридионального направления в области Среднелитовской низменности представлена дочетвертичной поверхностью $20-40$ м, а восточные и западные склоны этой полосы на $40-60$ м выше уровня моря.

В свете новых геологических данных изменилось наше представление о строении дочетвертичного рельефа в области Жямайтийской возвышенности. На месте замкнутой котловины, невыясненного происхождения, описанной нами в предыдущих работах (Чепулите, 1956; Cepulyte, 1959) выявлено более сложное строение кровли дочетвертичных пород. Доледниковую поверхность данного участка, постепенно понижающуюся в юго-западном направлении, прорезают эрозийные долины. Под максимальными высотами современной Жямайтийской возвышенности подошва четвертичных отложений находится на абсолютной высоте от 45 до 10 м. Дочетвертичная поверхность в пределах западного склона Жямайтийской возвышенности сильно расчленена многочисленными эрозийными долинами. Все выявленные здесь долины (рис. 1) пересекают покатую поверхность дочетвертичного рельефа, расположенную примерно на $20-30$ м ниже уровня моря. Большинство дочетвертичных (неогеновых) долин начинаются вблизи нулевой изолинии

(обозначающей современный уровень моря). В этой полосе все эрозионные долины врезаны в подледниковый субстрат от 10—20 до 30 м ниже уровня моря. Ближе к побережью глубина эрозионного вреза значительно увеличивается. Днища дочетвертичных (неогеновых) долин в прибрежной полосе уже опущены до 70, 80, 90 и даже свыше 100 м ниже уровня моря.

К северу и северо-востоку от Жямайтийской возвышенности доледниковая (подморенная) поверхность повышается от 60 м у подножья Жямайтийской возвышенности до 80 м абсолютной высоты у границы с Латвийской ССР.

Строение рельефа дочетвертичных пород и эоплейстоценовых отложений всей Литвы охарактеризовано и графически изображено в другой работе автора (Чепулите, 1971). В данной статье обратим внимание на распределение моренного суглинка нижнего плейстоцена в северо-западной части Литвы (рис. 2).

На территории между западным склоном Жямайтийской возвышенности и побережьем Балтийского моря самый нижний стратиграфический моренный горизонт залегает непосредственно на дочетвертичных породах. В преобладающем большинстве скважин этого района самая нижняя (миндельская) морена не подстилается никакими осадками неогеновых — прегляциальных водоемов. Подошва нижнеплейстоценовой (миндельской) морены даже на дне глубоких доледниковых долин, расчленяющих Приморскую равнину, непосредственно соприкасается с триасовыми, юрскими и меловыми породами на абсолютной высоте от 40 до 90 м ниже уровня моря. В одной из скважин, пробуренных в окрестностях г. Клайпеда, обнаруженные под миндельской мореной разнозернистые пески с гравием и галькой являются трансгрессивными отложениями наступающего нижнеплейстоценового ледника.

Автор данной статьи считает, что миндельское оледенение на территории Литвы было первым. Предположение о существовании на территории Литвы ледниковых отложений более древнего оледенения, чем миндельское, еще не доведено до состояния полной убедительности. Нет опубликованных данных о площадном распространении на территории Прибалтики морены более раннего оледенения, чем миндельское. Отсутствуют также минералогическая и петрографическая характеристики гюнцской морены для отдельных районов Литвы. Не выработаны литологические коррелятивы для гюнцской морены. Опубликованные некоторые литологические свойства морены полностью не убеждают в том, что действительно в нижнем плейстоцене были два самостоятельные оледенения.

Мы не отрицаем существования различных по петрографическому и минералогическому составу моренных суглинков в нижнем плейстоцене на территории Литвы и прилегающих районов Белоруссии. Считаем, однако, что расположенные далеко друг от друга местонахождения локальных морен с сильно измененным вещественным составом, обусловленным различным количеством и качеством случайно поглощенного материала дочетвертичных пород, неправильно было бы выделять как самостоятельные стратиграфические моренные горизонты. Тем более, что все упоминаемые в литературе местонахождения так называемой первой эоплейстоценовой, т. е. гюнцской, морены приурочены к участкам глубоких эрозионных врезов (Гайгалас, 1965; Климашаускас, 1965; Вонсавичюс, 1967; Кондратене, 1965).

Нижнеплейстоценовая (миндельская) морена на территории Литвы имеет пепельно-серый, голубовато-серый, буровато-серый или зеленовато-серый цвет. Среди осадочных пород гравийно-галечной фракции встречается большое количество серых, темно-серых и голубовато-серых

силурийских известняков с отпечатками фауны, а также много серых песчаников, зеленовато-серых мергелей меловой и юрской систем. Довольно часто в составе этой морены попадаются обломки белого мела, фосфориты, а во фракции 0,5—1 мм — кусочки янтаря и значительная примесь глауконита.

В группе карбонатных пород гравийной фракции (2—3 и 3—5 мм) нижнеплейстоценовой (миндельской) морены присутствует от 10 до 40%, а в отдельных разрезах даже свыше 60% обломков серых силурийских известняков (проценты высчитаны от суммы карбонатов). В миндельской морене в скважине у г. Клайпеда нами было обнаружено 66% силурийских известняков, а в скважине 1961 г. Русне (в дельте р. Нямунас) — 33%. В отдельных разрезах в миндельской морене встречаются невыдержанные по простиранию прослойки мелкозернистых песков, песков с гравием и галькой, глин и алевролитов, а также отторженцы меловых пород. Наличие подобного рода локальных прослоев не может быть основой стратиграфического подразделения моренной толщи на более дробные единицы.

В центральной части Жямайтйской возвышенности, расположенной между Тяльшяй, Варняй, Кяльме, Куршенай и Векшняй, мощность нижнеплейстоценовой (миндельской) морены на плато около 20 м, а в пределах дочетвертичных долин — до 30 м и больше. Необычайно сложное, даже на малых участках мозаично изменчивое распределение мощностей миндельской морены выявлено нами в западной части Литвы на побережье Балтийского моря. Закономерность распределения мощностей этой морены видна при сопоставлении рис. 1 и 2. Максимальная мощность нижнеплейстоценовой морены в Южной Прибалтике приурочена к западной депрессии, в основном распространенной в Калининградской области. Развитие этой депрессии, по нашему мнению, связано с преобладающими опускательными неотектоническими движениями Польско-Литовской синеклизы, проявившимися как в эоплейстоцене, так и позже. Конфигурация кровли миндельской морены изображена на рис. 3. Северная граница распространения этой морены выявлена нами в окрестностях Мажейкяй, Векшняй, Куршенай, Шяуляй.

Во многих местах западной Литвы на нижнеплейстоценовой морене обнаружены органогенные образования. В одних разрезах О. Кондрате не установлен бутенайский, т. е. миндель-рисский их возраст, в других же разрезах — возраст древнейшего эоплейстоценового межледниковья

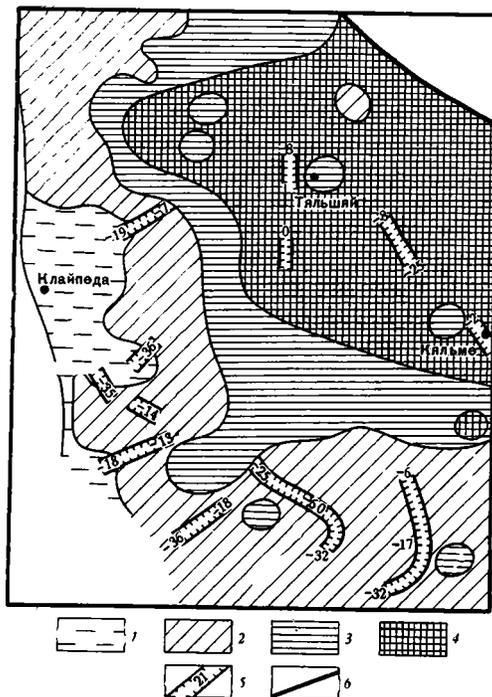


Рис. 3. Кровля моренного суглинка нижнеплейстоценового оледенения в северо-западной Литве

1 — от 0 до 20 м; 2 — от 20 до 40 м; 3 — от 40 до 60 м; 4 — от 60 до 80 м; 5 — абсолютная высота кровли нижнеплейстоценовой морены в пределах эрозионных долин; 6 — граница распространения нижнеплейстоценовой морены

(Кондратене, 1965, 1967). Мы вполне согласны с датировкой О. Кондратене миндель-рисских отложений. Кроме того, по нашему глубокому убеждению, исходя из фактического материала, миндель-рисскими являются и те разрезы, которые О. Кондратене относит к наиболее древнему эоплейстоценовому межледниковью.

Иначе рассуждает В. Вонсавичюс (1967). Он считает, что неполные спорово-пыльцевые диаграммы, составленные для западной Литвы, не отражают полного цикла развития растительности межледникового времени. В них отражается или начало или конец межледниковья. Такие диаграммы, по его мнению, не могут быть основой стратиграфического подразделения четвертичной толщи. Морену, подстилающую органогенные осадки в западной Литве, В. Вонсавичюс относит к среднеплейстоценовому (рисскому) оледенению.

ЛИТЕРАТУРА

- Вонсавичюс В.* Дочетвертичная поверхность юго-западной Прибалтики.— В кн. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
- Вонсавичюс В. П.* Стрoение четвертичных отложений юго-западной Прибалтики.— В кн. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс, 1967.
- Гайгалас А.* Особенности крупнообломочного материала разновозрастных морен плейстоцена юго-восточной Литвы и возможность использования их для стратиграфии.— В кн. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
- Гайгалас А. И., Вайтекунас С. К., Климашаускас А. Ю., Пракапайте Г. И.* Рельеф дочетвертичных пород и мощность четвертичной толщи в Литовской ССР.— Тр. АН Литовской ССР, серия Б, т. 3(50), 1967.
- Климашаускас А.* Гранулометрические свойства и закономерность минералогического состава моренных отложений юго-восточной Литвы.— В кн. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеографии антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
- Кондратене О.* Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной Литвы на основе палинологических данных.— В кн. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
- Кондратене О. П.* О проблематических межморенных отложениях у Пурмалей и Гвильджей.— В кн. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс, 1967.
- Чепулите В.* Некоторые данные о дочетвертичном рельефе Литовской ССР.— Тр. АН Литовской ССР, серия Б, 2, 1956.
- Чепулите В.* Дочетвертичная поверхность и закономерности распределения стратиграфических горизонтов моренных суглинков юго-восточной Литвы.— В кн. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
- Чепулите В. А.* О перекрытии рисс-вюрмских отложений в окрестностях г. Гродно морской последнего оледенения.— В кн.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига, 1966.
- Чепулите В. А.* О влиянии неотектонических движений на формирование палеогеоморфологических поверхностей плейстоцена Ошмянской и северной части Судувской возвышенности.— В кн. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс, 1967.
- Чепулите В. А.* Дочетвертичная поверхность и распределение моренных суглинков эоплейстоценового (миндельского) оледенения на территории Литвы.— В кн. Стратиграфия и палеогеография эоплейстоцена Литвы. Вильнюс, 1971.
- Čepulytė V.* Lietuvos apatinio ir vidurinio pleistoceno bei subkvarterinio reljefo bendrieji bruožai.— Lietuvos TSR MA, Geologijos institutas, Moksliniai pranešimai, 9 t, 2 sąs., 1959.
- Dalinkevičius J.* Lietuvos ir jos pakraščių pagrindinis (podiliuvinis) reljefas. Kosmos, 1930, 10 t, 6 sąs.
- Ignatavicius A.* Lietuvos TSR pleistoceninių darinių sąrangos klausimu.— Geografinis metraštis, t. 2, Vilnius, 1959.
- Lewiński J., Samsonowicz J.* Ukształtowanie, skład i struktura podłoża dyluwjum wsch. cz. niżu p̄ln. Europejskiego. Prace Tow. Nauk. Warsz., N 31. Warszawa, 1918.
- Vaitiekūnas P.* Lietuvos TSR kvartero (antropogeno) substrato paviršius, jo struktūra ir įtaka pleistoceno dangos pasiskirstymui. Geografinis metraštis, t. 2. Vilnius, 1959.

Г. В. ХОЛМОВОЙ

О РАЗВИТИИ ПЛИОЦЕНОВОЙ И РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ГИДРОСЕТИ В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ДОНА

Изучение древнего аллювия и палеогеографические реконструкции доледниковых эпох имеют достаточно продолжительную историю, начинающуюся еще в середине прошлого века. Первые палеогеографические схемы, охватывающие бассейн Верхнего Дона, появились в трудах Г. Ф. Мирчинка (1935), Ю. А. Петроковича (1935), Б. Л. Личкова (1942), М. Н. Грищенко (1939, 1952). В последующем работами П. А. Никитина, П. И. Дорофеева, М. Н. Грищенко и других была создана стратиграфическая основа, позволяющая сделать более надежные палеогеографические построения. Новый фактический материал, полученный в результате геологосъемочных и гидрогеологических работ, дал возможность более детально и полно представить плиоценовую и ранне-среднеплейстоценовую части известной палеогеографической схемы М. Н. Грищенко (1952).

Представленные здесь палеогеографические схемы (рис. 1—4) основаны на предварительно составленных литолого-фациальных и гипсометрических картах, построенных путем непрерывного прослеживания разрезов, с использованием всего существующего фактического материала.

Этап континентального развития рельефа в бассейне Верхнего Дона, как известно, начался с раннего миоцена, когда по наметившемуся прогибанию в Окско-Донской низменности, в соответствии с проявленной системой трещиноватости, началось эрозионное расчленение первичной позднеолигоценовой шельфовой аккумулятивной равнины. В миоцене на Окско-Донской низменности происходило сложное наложение и смещение гидросети, ингрессии морских лиманов, формирование поверхностей выравнивания на водоразделах. Все эти явления в полной мере начинают выясняться только в последнее время. Плиоценовой эпохе непосредственно предшествовало сосновское (горелковское) время, когда вся восточная часть Окско-Донской низменности была занята неглубоким солоноватоводным лиманом, с переменной глубиной, соленостью и гидродинамическим режимом.

Заложение усманской долины в начале плиоцена произошло в результате отступления позднемиоценового лимана и врезания речной сети, что было обусловлено общим воздыманием территории. В составе усманской свиты (нижний — средний плиоцен) мы выделяем (Холмовой, 1968) два аллювиальных комплекса, различающихся по гипсометрическому уровню залегания и по литологическим особенностям (палеонтологические материалы по ним практически отсутствуют). Позднеусманский (второй) аллювиальный комплекс в отличие от раннеусманского имеет более низкое положение подошвы и кровли, более грубозернистый состав и минералогические особенности русловых песков.

Положение усманской долины представлено на двух схемах (рис. 1 и 2), отдельно для ранне- и позднеусманского аллювиальных комплексов. Как можно видеть, оно имеет мало общего с положением современной долинной сети, в особенности на территории Окско-Дон-

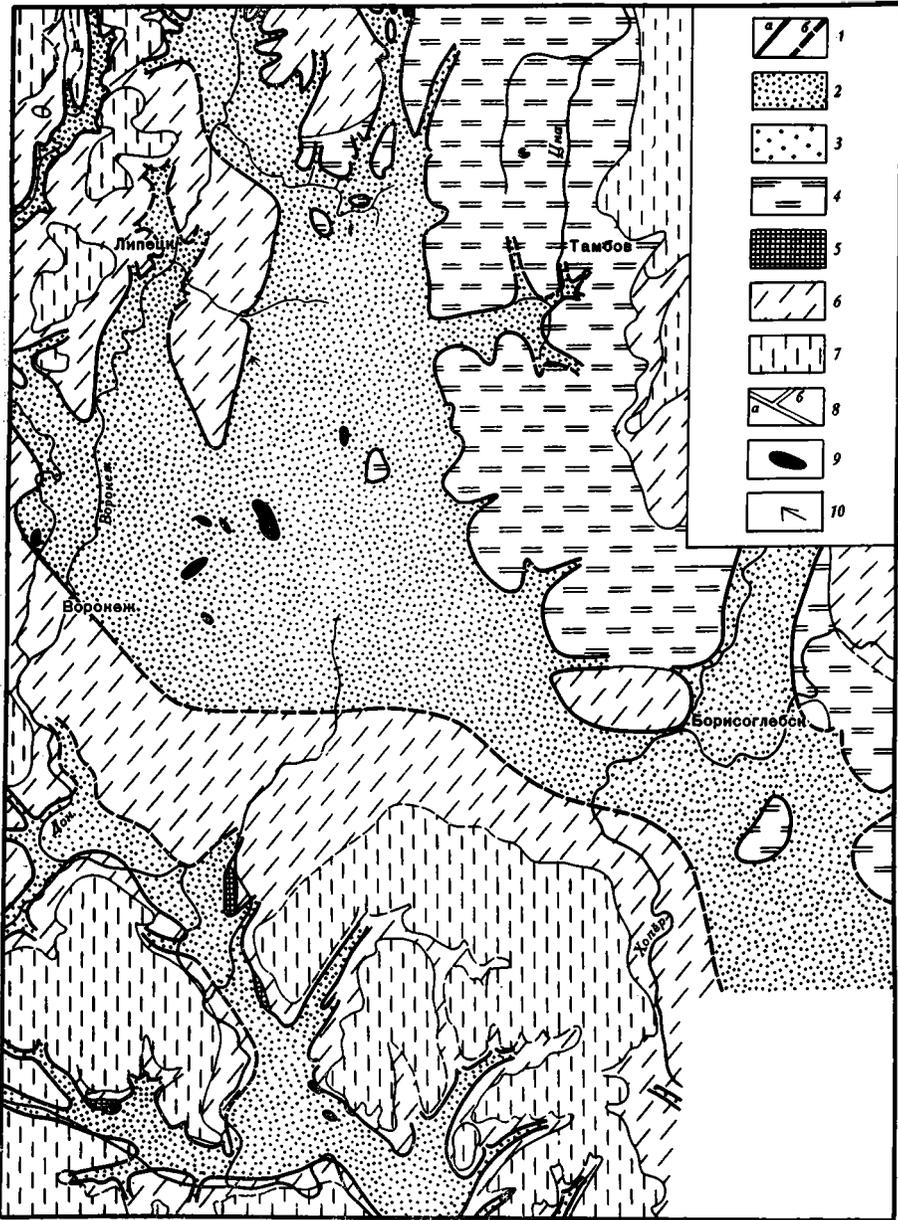


Рис. 1. Палеогеографическая схема раннеусманского времени

Условные обозначения к рис. 1 и 2: 1 — борта изображаемого аллювия достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — аллювий первой усманской подсвиты; 3 — аллювий второй усманской подсвиты; 4 — позднемiocеновая лиманно-морская аккумулятивная поверхность; 5 — позднемiocеновые речные террасы; 6 — позднемiocеновая — раннеплиоценовая эрозионно-денудационная поверхность выравнивания; 7 — позднеолигоценая — раннемiocеновая полигенетическая поверхность выравнивания; 8 — положение позднеусманского русла при максимуме глубинной эрозии (а — основное русло, б — второстепенные); 9 — старица; 10 — направление падения косої слоистости



Рис. 2. Палеогеографическая схема позднеусманского времени

Условные обозначения см. на рис. 1

ской низменности. Соответствие можно найти только в направлении общего уклона гидросети к югу, и кое-где на участках с устойчивым унаследованием можно обнаружить совпадение отдельных фрагментов долинной сети.

Для усманской гидросети характерны все основные черты развития древних рек. Прежде всего, низменный рельеф, относительно стабильный тектонический режим и легкая размываемость песчаных берегов

обусловили интенсивное действие боковой эрозии, выразившееся в весьма значительной ширине образовавшихся аллювиальных равнин — до 50—100 км.

В разрезах усманской свиты прослеживается типично аллювиальная последовательность напластования с преобладающей русловой литофацией (пески) и подчиненной пойменной (глины). Изредка встречающиеся аномально большие мощности глин, образующие в плане удлиненные линзовидные тела, интерпретируются нами как зоны старичного аллювия. При этом обнаруживается приуроченность наиболее глинистых разрезов к прибортовым участкам долин, в особенности левобережным, и к приподнятым участкам подошвы аллювия. Если первая особенность может считаться типичной для аллювия вообще, то вторая не укладывается в существующие представления, так как обычно в местах поднятий происходит укрупнение русловых песков и сокращение мощностей пойменных глин. Объяснение этому мы видим в следующем. Формирование неогеновой аллювиальной толщи происходило при постепенном снижении базиса эрозии. Намечающиеся участки положительных структур, по размерам сравнимые с шириной долины, при этом в первую очередь выходили из сферы мигрирования русла и на них закреплялся (омертвлялся) русловой аллювий. Но они по-прежнему заливались в лаводки и на них продолжали отлагаться пойменные глины. Таким образом, пойменные глины наращивались здесь более продолжительное время, чем на других участках, подверженных последующему перемыванию руслом.

Из многообразия положения древнего русла при его мигрировании в строении усманского аллювия осталось запечатленным только одно его положение, отвечающее самому низкому уровню глубинной эрозии в конце позднеусманского времени. Это положение русла прослеживается в плане по тальвегу наинизших отметок подошвы аллювия и сопровождается наиболее грубым составом русловых песков (см. рис. 2).

При значительной ширине основной усманской долины, долины ее притоков также выглядели необычно широкими, мелкими и плоскими, что следует из морфологии сохранившихся террас, сопоставляемых с усманской свитой.

В кривоборское время (средний — поздний плиоцен) основное русло располагалось в западной и южной части Окско-Донской низменности и было локализовано в относительно более узкой долине (рис. 3). Вместе с системой притоков оно образовывало гидросеть, во многом отличавшуюся от современной. Основная долина сохраняла типично неогенное направление: через левобережье р. Воронеж — левобережье Дона — севернее Калачской возвышенности — на левобережье Хопра. Палео-Битюг был длиннее и включал верховье современного Воронежа. Подобие современным долинам сохраняли долины рек Палео-Хава, Палео-Савала, Палео-Ворона, Палео-Дон в среднем течении; верховье последнего терялось где-то севернее г. Павловск. С формированием основной кривоборской долины к концу плиоцена в основных чертах было закончено эрозионное моделирование Окско-Донской низменности. Последующие четвертичные эрозионные доработки, хоть и отличавшиеся высокими темпами эрозии, имели несравненно более скромные результаты, судя по размерам существующих террас и долин.

По условиям залегания, карпологическим и спорово-пыльцевым данным в аллювии, выполняющем кривоборскую долину, нами выделено (Холмовой, 1966) три аллювиальных комплекса (толщи), получивших наименование первого кривоборского, или урывского, второго кривоборского, или белогорского, и третьего кривоборского, или яманского. Каждый аллювиальный комплекс имеет русловую, пойменную и старичную литофации, со своими литологическими особенностями. Первый аллю-

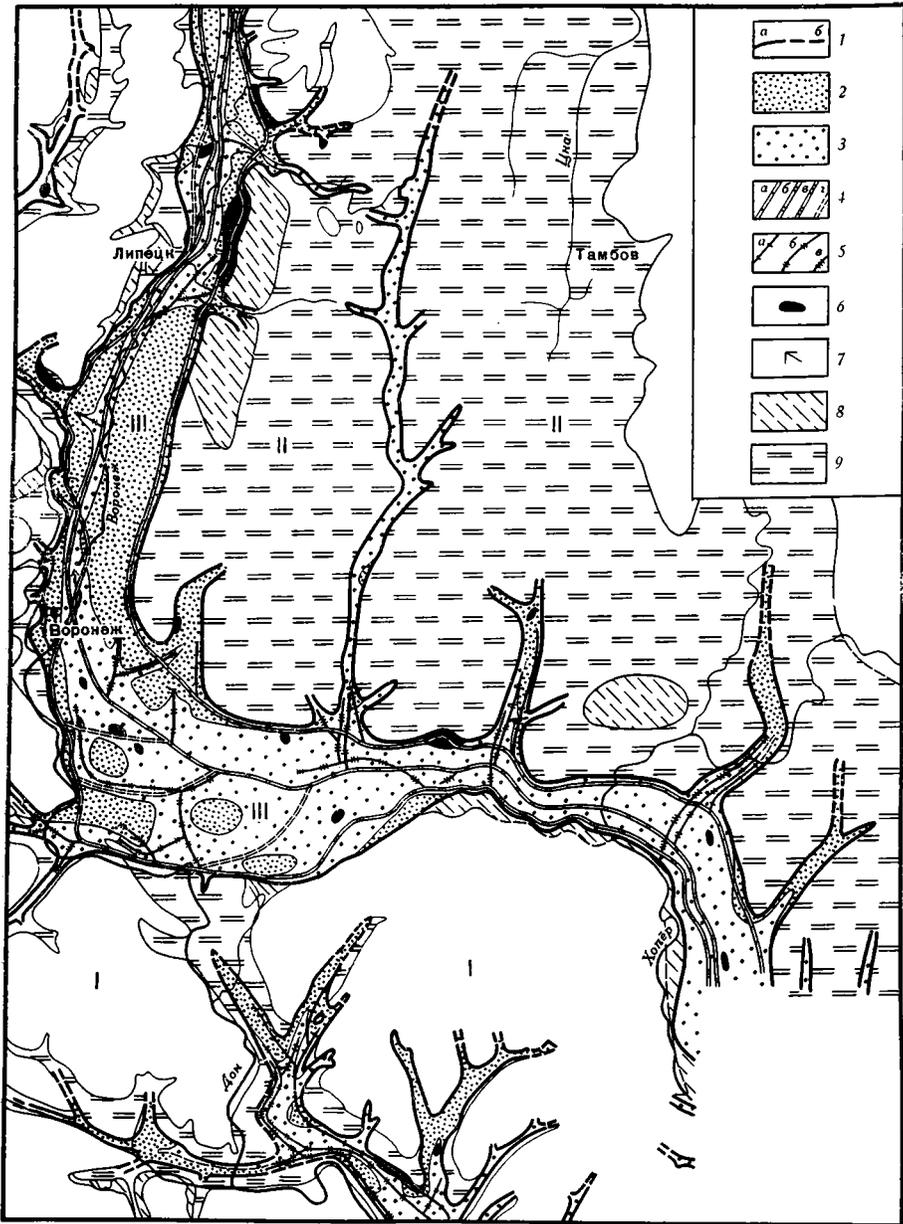


Рис. 3. Палеогеографическая схема кривоборского времени

1 — борта долины достоверные (а) и предполагаемые (б); 2 — площади развития аллювия первой кривоборской подсытки; 3 — площади развития аллювия второй кривоборской подсытки; 4 — положения основного русла вначале (а), в момент максимального врезания (б), в заключительный момент (в), некоторое промежуточное положение (г); 5 — положения второстепенных русел вначале (а), в момент максимального врезания (б), в заключительный момент (в); 6 — зоны старичного аллювия; 7 — направление падения косої слоистости; 8 — позднеплиоценовая денудационная поверхность выравнивания; 9 — более древние сосновско-усманские аккумулятивные уровни. Палеогеоморфологические районы: I — древний эрозионно-денудационный рельеф, II — сосновско-усманская низменная аккумулятивная равнина, III — кривоборская аллювиальная равнина

виальный комплекс характеризуется более мелкозернистым составом русловых песков, повышенной мощностью пойменных глин и значительным развитием старичного аллювия. Второй имеет более мощную (констративную) и преимущественно крупнозернистую русловую фацию. Третий отличается переменной зернистостью русловых песков, редуцированной поймой, а также иногда присутствием красновато-бурых глин в кровле. Из анализа спорово-пыльцевых диаграмм вытекает, что пойменно-озерные литофации каждого из более молодых аллювиальных комплексов перекрывают поверхность более древнего, последовательно усложняющая строение поймы. Распределение наибольших мощностей пойменных глин в толще кривоборского аллювия подчиняется тем же закономерностям, которые описаны выше для усманской свиты.

Из многообразия непрерывно меняющихся контуров древнего русла сейчас представляется возможным выделить три его положения, запечатленных в строении аллювиальных толщ (см. рис. 3). В первом положении, соответствующем этапу первого кривоборского врезания гидросети, основное русло находилось у левого борта долины, что подтверждается развитием здесь линейно вытянутого старичного аллювия. Второе положение русла соответствует максимуму глубинной эрозии в среднекривоборское (белогорское) время и отмечается по наиболее низкому гипсометрическому положению (тальвегу) подошвы аллювия. Третье положение русла — последнее в плиоцене — фиксируется в виде ленты русловых песков, не перекрытых пойменными глинами. В пределах этой ленты песков, прижимающейся к правому борту долины, наблюдаются и наинизшие сохранившиеся отметки кровли аллювия, что в некоторых случаях может служить указанием на древние плёсы.

Литологические характеристики кривоборских песков и глин вполне аналогичны таковым же аллювия современных крупных рек зоны умеренного гумидного климата.

Исходя из литологических данных и фациальных особенностей аллювия, можно предпринять попытку в самом первом приближении оценить размеры и режим плиоценовой реки на разных этапах ее существования.

Как известно (Шанцер, 1951; Лаврушин, 1966 и др.), соотношение мощностей пойменной и русловой литофаций может говорить об особенностях паводкового режима реки. В соответствии с этим относительно более мощные усманская и раннекривоборская (урывская) поймы указывают на высокие паводки и затрудненный сток в это время. В белогорское и особенно яманское время паводки были ниже, а речной сток более регулярным в течение года, что отражает, вероятно, изменения в климате и в питании реки, произошедшие в позднем плиоцене.

Известно также (Шанцер, 1951), что нормальная мощность перстративного аллювия на территории с нейтральным структурным фоном должна совпадать с глубиной плесов реки. А исходя из глубины, по формуле В. Г. Глушкова (Маккавеев, 1955) можно приближенно оценить ширину древнего потока, которая для разных этапов плиоцена изменяется от 2,5 до 3,5 км и более.

Используя прием В. П. Батурина (1947) и опыт других исследований аллювия (Грищенко, 1948; Шванов, 1969 и т. д.), по гидрологическим формулам М. А. Великанова, В. Н. Гончарова, А. И. Лосиевского, Г. И. Шамова и других можно связать гранулометрический состав русловых песков со средними придонными и поверхностными скоростями потока. Для последних получились невысокие значения, изменяющиеся в пределах от 0,3—0,5 м/сек в усманское время до 0,4—0,6 м/сек в кривоборское. Вычисленные с учетом параметров русла расходы воды указывают на большую многоводность реки, при которой, по Н. Е. Кондратье-

ву и др. (1959), миграция русла может быть только линейной. Рассчитанные размеры и форма плиоценовых русел находят подтверждение при картировании отдельных литолого-фациальных тел (русел, стариц) на наиболее разбуренных участках.

В результате создается впечатление о мощной, но относительно спокойной палеореке, по полноводности напоминавшей, а временами и превосходившей современную Волгу, по скорости течения приближавшейся к современному «тихому» Дону.

Такие размеры потока были обусловлены прежде всего большей площадью бассейна древней реки, к которому, кроме бассейна современного Дона, принадлежали также бассейны Оки, Москвы, а возможно и еще большая территория. Контуры плиоценовой долины прослежены геологическими работами на север до широты Москвы, что в несколько раз расширяет площадь водосборного бассейна. Очевидно, эта река в плиоцене играла более важную, может быть, важнейшую роль в сбросе поверхностных вод с территории центральной и юго-восточной части Русской платформы. Именно на это указывалось в самой первой палеогеографической схеме Г. Ф. Мирчинка (1935), который, не избежав известных ошибок в деталях, в генеральных чертах правильно угадал роль и основное направление древнего потока.

Раннеплейстоценовая и лихвинская (доднепровская) гидросеть бассейна Верхнего Дона изображена на палеопотамологической схеме (рис. 4). Ее создание было связано с трудностями, вызванными существующей недоработанностью стратиграфической основы, в результате чего эти отложения при геологических съемках выделялись или в «лихвинскую» толщу, или в нерасчлененный комплекс окско-днепровских подморенных отложений, или иногда оставались незамеченными.

Доднепровские аллювиальные отложения в основном наследуют более древнюю кривоборскую долину, в пределах которой они с размывом перекрывают плиоценовые отложения. При сравнении плановых контуров долин плиоцена и раннего-среднего плейстоцена заметно смещение последних к востоку, что вероятно связано с переполнением древней долины в доднепровское время и с прогибанием Окско-Донской впадины относительно прилежащих территорий возвышенностей.

Доднепровская гидросеть в плане отличается от плиоценовой также более развитым сложным рисунком. Являясь в притоках как бы продолжением, развитием плиоценовых долин, она во многих деталях приближилась к современной гидросети и вероятно в основном предопределила ее заложение в последледниковое время.

Поскольку доднепровской гидросети бассейна Верхнего Дона за последние годы было уделено мало внимания в печати, мы прокомментируем более подробно ее палеопотамологическую схему (см. рис. 4) и укажем на основные отличия доднепровской гидросети от плиоценовой и современной.

1. Доднепровская Пра-Сосна, как и плиоценовая Палео-Сосна, ниже г. Елец соединялась с Пра-Доном, в отличие от современного, по более прямому юго-восточному направлению.

2. Пра-Битюг, как и Палео-Битюг, продолжал функционировать в прежней долине, захватив своими притоками верховье р. Матыра (р. Плавица), верховье р. Цна (р. Сырая Липовица), а также заметно удлинив свои притоки — Пра-Матренку, Пра-Эртиль, Пра-Курлак и другие.

3. В отличие от плиоцена, территория современного верховья р. Цна, за исключением бассейна р. Сырая Липовица, стала принадлежать бассейну Пра-Цны, а не Пра-Битюга.

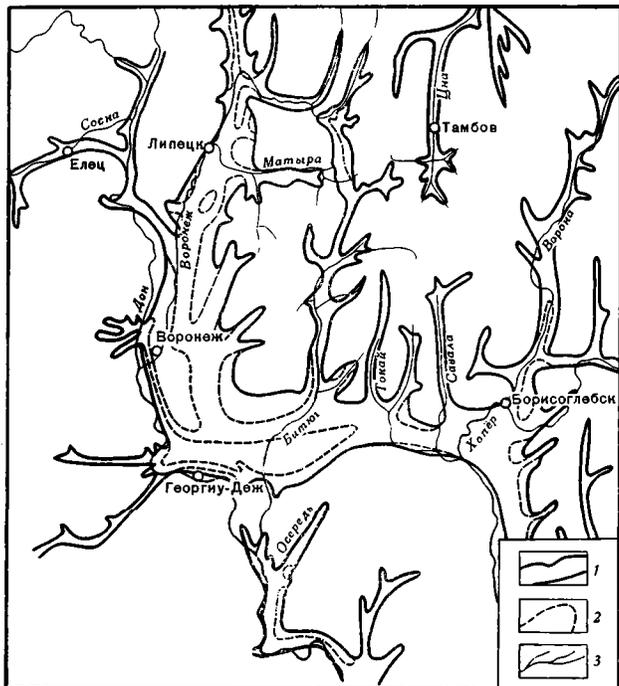


Рис. 4. Схема доледниково-плейстоценовой гидросети

1 — контуры доледниковых долин; 2 — контуры раннеплейстоценовых долин с глубоко врезанным аллювием; 3 — современная гидросеть

4. Были заложены долины Пра-Токая и Пра-Савалы, которые в плиоцене еще не были проявлены.

5. Пра-Карачан впадал не в основную доледниковую долину (по современному руслу), а в Пра-Ворону севернее г. Борисоглебск.

6. В отличие от современного положения, Пра-Хопер был притоком Пра-Вороны и впадал в нее севернее г. Борисоглебск у с. Б. Алабухи.

7. Основная долина на юге Окско-Донской низменности сохраняла плиоценовое направление, обходя с севера Калачскую возвышенность.

За пределами Окско-Донской низменности, в особенности во внеледниковой зоне, преемственность в развитии долин от миоцена до голоцена была более устойчивой.

Последний из перечисленных пунктов, установленный еще в 1949 г. М. Н. Грищенко (1952), в последующие годы был подвергнут критике М. И. Лопатниковым (1960 и др.). Исходя из переуглубления в подошве морены, он доказывал, что Пра-Дон южнее г. Георгию-Деж (ниже с. Духовое) уже в доледниковое время принял современное положение, а следовательно отчленение Средне-Русской возвышенности от Калачской падает на ранне-среднечетвертичное время. Однако, более поздними геологосъемочными работами подтвердилось первоначальное представление М. Н. Грищенко (1952) о направлении доледниковой основной долины севернее Калачской возвышенности и о принятии Средним Доном современного положения в результате последледниковой перестройки.

До оледенения верхняя часть Среднего Дона с притоками по Осереде и низовью Битюга образовывала крупный приток основной долины, отделенный от нее повсеместно водоразделом, в том числе на севере, выше истоков.

Что же касается времени отчленения Калачской возвышенности, то в рассматриваемом месте эрозионное отчленение произошло очень давно, еще в раннем плиоцене, а, возможно, в миоцене, так как именно этим временем датируются два самых древних уровня неогеновых террас, непрерывно прослеживающихся вдоль Дона от г. Георгию-Деж до устья

Хопра. Эти же уровни с перерывами прослеживаются вдоль долины Дона и далее к северу, по крайней мере, до широты г. Данков. Таким образом, уже в миоцене и начале плиоцена вдоль современной долины Дона очевидно существовала долина, являвшаяся притоком основной долины, расположенной в центральной части Окско-Донской впадины. Между этим притоком и основной долиной гипотетически должно было существовать достаточно обширное водораздельное пространство, соединявшее Средне-Русскую и Калачскую возвышенности и позднее размытое усманской и кривоборской боковой эрозией. Таким образом, отчленение Калачской возвышенности от Средне-Русской происходило, по нашему мнению, не на западе, а на севере, в основном в течение среднего плиоцена в результате формирования усманской и кривоборской долин.

Переходя далее к строению доднепровских плейстоценовых отложений в разрезах, отметим прежде всего, что они представлены достаточно характерной песчано-глинистой или суглинистой толщей с широким гипсометрическим диапазоном залегания. Еще в 1960 г. при геологической съемке Бутурлиновского листа было установлено, что так называемые лихвинские отложения имеют два уровня подошвы: более глубокий, с отметкой ложа до +69 м (скв. у ст. Абрамовка и др.), и более мелкий, с ложем на +90—95 м, то есть на 20—25 м выше. Мы проследили это явление на всей рассматриваемой территории.

Более глубокая долина выполнена нормальным аллювиальным комплексом отложений и образует в плане единую целостную гидросеть. В составе этого аллювиального комплекса резко преобладают русловые песчаные литофации, о чем можно судить по описанной А. А. Дубянским (1938) Абрамовской скважине и по широко известному Новохоперскому обнажению. По недавним определениям А. К. Агаджаняна (1972), фауна грызунов из Новохоперского обнажения является позднетираспольской, то есть нижнеплейстоценовой. Вполне возможно, что при дальнейшем изучении обнаружится более сложное строение этой толши.

Второй комплекс доднепровских отложений, с более высоким уровнем подошвы, перекрывает предыдущий и распространяется более широко, выполняя всю долину. Его мощность редко превышает 20 м, а уровень подошвы характеризуется наименьшей гипсометрической выдержанностью. Менее определен он также в литолого-фациальном отношении и объединяет по всей вероятности аллювиальные и озерные литофации, с преобладанием глин и суглинков. Хорошо известным примером этого типа разрезов является разрез по скважине у с. Демшинска, описанный П. А. Никитиным (1957). Очевидно этот комплекс отложений и есть собственно межледниковый комплекс, непосредственно предшествовавший днепровскому оледенению.

Анализ палеопотамологических схем бассейна Верхнего Дона позволяет указать на следующие основные факторы, которыми определялось развитие гидросети в плиоцене и плейстоцене.

1. Структурная предопределенность в заложении и в развитии гидросети.

2. Постоянная правобережная направленность боковой эрозии и противодействие, оказываемое ей воздыманием Средне-Русской и Калачской возвышенностей относительно Окско-Донской впадины.

3. Преимущество в развитии долин, особенно значительная на территории Средне-Русской и Калачской возвышенностей; перестройки речных долин в доледниковое время были относительно редки и обусловливались большей частью боковыми перемещениями основного русла.

4. Последовательное усложнение плановой конфигурации речных долин при их развитии.

5. Ускорение темпа колебания базиса эрозии от миоцена к плейстоцену, что при более постоянной боковой эрозии выразилось в уменьшении размеров и усложнении аллювиальных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А. К. Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья и Дона.—В сб. «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек». М., 1972.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Грищенко М. Н. Неогеновые и четвертичные террасы Дона.—Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XVII (6), 1939.
- Грищенко М. Н. Опыт гидрологической характеристики древнего потока в окрестностях Воронежа.—Науч. зап. Воронежск. лесохоз. ин-та, т. 10. Воронеж, 1948.
- Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде.—Мат-лы по четвертич. периоду СССР, № 3. М., 1952.
- Дубянский А. А. Строение ледниковых отложений в районе Абрамовки. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, АН СССР, № 4, Изд-во АН СССР, 1938.
- Кондратьев Н. Е., Ляпин А. Н. и др. Русловой процесс. Л., ГИМИЗ, 1959.
- Лаврушин Ю. А. Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон.—В сб. Современный и четвертичный континентальный литогенез. М., «Наука», 1966.
- Личков Б. Л. О происхождении древних глубоких размывов четвертичного и предчетвертичного времени в ледниковом районе Европейской части СССР.—Проблемы физической географии, вып. XI, 1942.
- Лопатников М. И. Некоторые вопросы палеогеографии бассейна Среднего Дона.—Мат-лы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып. 3. М., 1960.
- Маккаев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Мирчинк Г. Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи.—Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, т. 2, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1935.
- Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Петрокович Ю. А. К вопросу о распространении ергенинских песков.—Бюлл. Моск. о-ва испыт. природ. отд. геол., т. XIII (2), 1935.
- Холмовой Г. В. Некоторые результаты изучения аллювия кривоборской свиты.—Тр. Третьего совещ. по проблемам изуч. Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Холмовой Г. В. Некоторые особенности геологического строения усманской свиты неогена Воронежской области.—В сб. Охрана природы Центр.-чернозем. полосы, № 6. Воронеж, 1968.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.—Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. серия (№ 55). М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., «Недра», 1969.

А. И. ЮДКЕВИЧ

О ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПОРОД РОГОВСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ ПЕЧОРЫ В СВЯЗИ С УСЛОВИЯМИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Долина Печоры в среднем течении практически везде врезана в отложения роговской свиты (Q_2^2). Этими осадками сформирован в основном, и рельеф водоразделов.

В ходе изысканий под проектируемые объекты гидротехнического строительства на средней Печоре «Гидропроектом» был разрушен ряд створов (поперечных профилей через долину) от с. Покча на юго-востоке до с. Хабариха на северо-западе. Полученные при этом данные позволяют сопоставить разрезы роговской свиты путем непрерывного прослеживания на расстоянии около 700 км. Значительное количество анализов гранулометрического состава дает для сравнения объективные показатели, выраженные в числовой мере. Очевидно, что критерии подобного рода весьма полезны для характеристики и корреляции немых или бедных органическими остатками толщ, какими являются «валунные суглинки» роговской свиты.

Будучи практически единственной доступной для визуального наблюдения частью кайнозойского разреза в долине Средней Печоры и в прилегающих районах Большеземельской тундры, «валунные суглинки» изучались многими исследователями в течение длительного времени. Большинство из них разрезы роговской свиты описывало как толщу плотных грубых валунных («структурных») суглинков, реже — алевроитов и песчаных глин, содержащих редкие включения крупнообломочного материала, иногда разделенных слоями безвалунных глин и песков.

Как показывают данные гранулометрического анализа пород роговской свиты на отрезке долины от с. Хабариха до с. Усть-Уса (что, примерно соответствует широтному колену Печоры) (табл. 1), они по существу повсеместно представлены песчанистыми глинами.

Среднее содержание пелитовой фракции в породе колеблется на различных участках от 28 до 38% при преобладающих значениях около 35%. Приблизительно 30% составляют частицы пылевой размерности и около 35% — песок и гравий (вместе). При этом собственно гравия (обломков крупнее 2 мм) содержится 1—4%. Галька и валуны встречаются в виде единичных включений. Это подтверждается сравнением механического состава образцов из буровых скважин (в которых галька обычно в анализе не участвует) с представительной пробой из обнажения объемом 0,25 м³. Во всех случаях фракция крупнее 2 мм составляла не более 4%.

Обращает на себя внимание исключительная выдержанность механического состава роговских глин на всем протяжении широтного колена. Значения медианного диаметра M_d , характеризующего средний размер зерен, изменяются в пределах 0,015—0,02 мм (табл. 2). Незначительно колеблется и коэффициент сортировки, высчитанный по методу квартилей

$$(S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}}).$$

Таблица 1

Гранулометрическая характеристика пород роговской свиты в среднем течении Печоры

Гранулометрический состав	с. Хабариха; 4 определения		с. Гаревю; 11 определений		г. Щельяюр; 19 определений		с. Килнево; 2 определения	
	пределы значений	среднее	пределы значений	среднее	пределы значений	среднее	пределы значений	среднее
5	0,1 — 0,6	Следы	1,0 — 3,7	2	0,4 — 2,0	1	0,6 — 0,8	1
5—2	0,2 — 0,5	»	0,2 — 6,0	2	0,1 — 6,3	1	0,5 — 0,7	1
2—1	0,4 — 0,6	1	0,3 — 0,7	Следы	0,5 — 1,0	1	0,5 — 1,0	1
1,05	0,2 — 0,5	1	0,2 — 0,9	»	0,1 — 0,6	Следы	0,8 — 1,3	1
0,5 — 0,25	3,5 — 9,3	7	2,9 — 11,8	6	2,0 — 10,7	6	12,9 — 13,8	13
0,25—0,1	4,6 — 13,3	8	5,7 — 17,9	10	2,8 — 18,6	11	5,6 — 7,0	6
0,1 — 0,05	12,4 — 17,0	15	10,8 — 21,0	16	8,0 — 19,8	15	26,0 — 29,7	25
0,05—0,01	18,1 — 22,4	19	17,6 — 40,5	23	16,0 — 27,0	20	12,0 — 15,7	14
0,01—0,005	8,0 — 14,8	11	7,7 — 13,8	11	7,5 — 17,3	11	8,8 — 11,1	10
0,005	33,0 — 44,0	33	19,0 — 47,4	30	24,6 — 47,0	34	27,9 — 29,7	28
Md	0,008— 0,20	0,015	0,006— 0,05	0,03	0,004— 0,04	0,02	0,03— 0,04	0,04
S ₀	5,8 — 3,3	4,8	5,0 — 2,8	4,4	6,0 — 3,1	4,6	4,8	4,8

Таблица 1 (окончание)

с. Усть-Уса; 8 определений		г. Печора; 14 определений		с. Усть-Воя; 17 определений		с. Покча; 23 определения	
пределы значений	среднее	пределы значений	среднее	пределы значений	среднее	пределы значений	среднее
1,2 — 4,7	1	0,1 — 2,1	1	0 — 23,8	4	0 — 11,1	4
0,1 — 0,8	Следы	0,3 — 1,4	Следы	0,2 — 2,9	1	0,5 — 2,9	1
0,5 — 1,4	1	0,2 — 1,3	1	0,3 — 2,1	1	0,5 — 2,9	1
0,3 — 0,9	Следы	0,6 — 2,5	2	0,2 — 1,4	1	0,3 — 2,3	1
5,3 — 7,8	6	11,7 — 35,8	22	3,4 — 18,1	12	5,7 — 16,9	13
5,1 — 7,8	6	7,5 — 12,0	10	2,1 — 26,5	16	12,9 — 27,4	15
9,6 — 22,4	19	21,1 — 31,1	26	11,0 — 21,1	17	4,6 — 21,6	16
7,3 — 27,2	18	13,2 — 26,0	17	14,1 — 31,0	19	14,5 — 28,0	20
9,3 — 20,4	14	6,2 — 8,9	7	4,0 — 10,9	7	4,6 — 12,0	8
31,8 — 38,0	35	7,4 — 17,8	14	14,0 — 37,1	22	17,0 — 35,0	21
0,008— 0,04	0,02	0,05— 0,09	0,07	0,01— 0,07	0,06	0,007— 0,11	0,06
5,2 — 3,6	4,5	6,6 — 2,8	4,5	6,1 — 3,7	4,9	6,5 — 2,1	4,7

Таблица 2

Средние значения характерных показателей гранулометрического состава пород роговской свиты бассейна Печоры

Участок	Показатели				Число определений
	Md	d 25	d 75	S ₀	
Хабариха	0,015	0,003	0,07	4,8	4
Гарево	0,03	0,004	0,09	4,4	11
Щельяюр	0,02	0,004	0,08	4,6	19
Усть-Уса	0,02	0,004	0,07	4,5	8
Печора	0,07	0,015	0,25	4,5	14
Усть-Воя	0,06	0,008	0,21	4,9	17
Покча	0,06	0,009	0,22	4,7	23

Абсолютные значения этого показателя 4,4—4,9 свидетельствуют о слабой сортированности роговских глин. Стабильность значений среднего размера зерен (Md) и коэффициента сортировки (S₀) можно рассматривать как свидетельство устойчивости динамики среды осадконакопления в период формирования роговских отложений.

Гистограммы механического состава глин (рис. 1) имеют двувёршинный характер. Один из максимумов у всех образцов соответствует глинистой фракции (<0,005), а другой — либо грубоалевритовой (0,05—0,01), либо тонкопесчаной (0,1—0,5) размерностям. Любопытно, что подобные двувёршинные гистограммы с аналогичными или близкими максимумами (глина — грубый алеврит или глина — тонкий песок) наиболее характерны для современных осадков шельфа Берингова моря (Лисицын, 1966). Некоторые авторы истолковывают такой характер распределения механического состава как генетический признак и связывают его с возможностью поступления в осадки исходного материала различной крупности.

Приведенные данные о гранулометрическом составе роговских глин показывают, что в большинстве случаев эти породы представляют собой весьма разнородные естественные смеси. Они состоят из примерно равного количества глинистых, пылеватых и песчаных частиц. Однако при раздельном рассмотрении каждой из групп фракций (глина, пыль, песок) выясняется, что и для песчаной и для пылеватой частей породы характерно резкое преобладание зерен одного диаметра. Для песка это обычно частицы размером 0,1—0,05 мм (тонкозернистые), для пыли — 0,05—0,01 (грубоалевритовые). На тонкозернистую фракцию приходится около 50% от общего количества песка, а на грубоалевритовую около 70% от суммарного содержания пыли. Эти соотношения строго выдерживаются от участка к участку на всем широтном колене р. Печоры. Если выделить из роговских глин условную песчано-алевритовую породу (принять содержание песчано-алевритовых фракций за 100%), то при Md=0,06 S₀ этой условной породы окажется равным приблизительно 2. Другими словами, внутри пылевато-песчаных фракций наблюдается хорошая сортированность.

Таким образом, в целом плохо отсортированная порода представляется состоящей из двух частей, каждая из которых имеет достаточно хорошую сортировку (глина и песок). В более южных районах (участок Покчинского и Усть-Войского створов) роговская свита представлена суглинками. Содержание в породе глинистых фракций на обоих участках практически одинаково (21 и 22%). Наблюдается полная идентичность и содержания других фракций (см. табл. 1). Тип кривой распре-

деления гранулометрического состава у суглинков такой же, как и у глин.

Содержание грубообломочного материала к югу увеличивается и в среднем составляет 4% при максимальных значениях 23,8% (Усть-Воя) и 11,1% (Покча). Следует подчеркнуть полную идентичность гранулометрических спектров Усть-Войского и Покчинского участков.

Это обстоятельство позволяет говорить о единстве условий формирования роговских суглинков на этом отрезке долины Печоры. При значительном, по сравнению с глинами, увеличении размеров медианного диаметра (для суглинков $Md=0,06$ мм) коэффициент сортировки пород изменяется мало. Среднее значение $S_0=4,7-4,9$ и характеризует их как плохо сортированный осадок.

Вместе со сходством общего типа распределения фракций механического состава у роговских суглинков и роговских глин между ними намечаются и некоторые различия. Обращает на себя внимание, что сортировка в пылевато-песчаной части суглинков хуже, чем в глинах. Если, как это сделано для глин, выделить из естественной смеси суглинков условную пылевато-песчаную породу, то ее $S_0=3,5$ при $Md=0,08$. Отсюда видно, что сортировка песчаной части грунта значительно ухудшилась, несмотря на то, что средний размер частиц стал больше.

Специфическими особенностями отличаются роговские отложения, развитые в районе г. Печора и географически занимающие промежуточное положение между широтным коленом р. Печора и более южными районами Усть-Вои и Покчи.

По содержанию глинистых частиц (14%) эти породы классифицируются как суглинки. Гравия и гальки в них содержится столько же, сколько и в роговских глинах широтного колена (в среднем 1%), но содержание песчаных фракций существенно больше, чем у обычных роговских суглинков (на Войском и Покчинском участках — 60%). Кривая распределения гранулометрического состава имеет три максимума, соответствующие глине (фракции 0,005 мм), тонкому песку (0,1—0,05 мм) и среднему песку (0,5—0,25 мм). Средний размер зерен характеризуется $Md=0,07$ и свидетельствует о том, что суглинки района г. Печора наиболее грубозернистые из всех встреченных в долине Печоры пород роговской свиты. По степени сортированности (среднее значение $S_0=4,5$) эти суглинки практически не отличаются от других роговских отложений.

Если, применив ранее использованный прием, отбросить глинистую фракцию и рассмотреть условный пылевато-песчаный осадок, то последний будет характеризоваться $Md=0,08$ и $S_0=2,7$. Как видно из этих показателей, средний размер песчано-пылеватых зерен здесь такой же, как у суглинков Покчинского и Усть-Войского участков, отсортировка значительно лучше, чем у них, но хуже, чем у глин.

Следовательно, по гранулометрическому составу среди пород роговской свиты выделяются две литологические разности: глины и суглинки. Каждая из этих разностей имеет свои четко очерченные границы распространения. Глины развиты в пределах широтного колена р. Печора, суглинки — выше г. Печора. В пределах площади своего развития каждая из выделенных разностей характеризуется очень устойчивыми показателями гранулометрического состава — общим типом кривой распределения, сходством спектра и близкими значениями Md и S_0 (рис. 1, 2).

Имеющиеся данные не позволяют говорить о постепенном переходе одного типа осадка в другой. Наоборот, они свидетельствуют о резкой границе между ними. Территориально эта граница расположена приблизительно в районе г. Печора. Следовательно, есть все основания предполагать, что здесь в период формирования роговской свиты происходила

резкая смена условий осадконакопления, нашедшая свое отражение в *изменении гранулометрического состава отложений*.

Различия в механическом составе и отсутствие постепенных взаимных переходов не позволяют объединять валунные глины и валунные суглинки роговской свиты в одну фазию.

Вопрос о генезисе валунных суглинков Печорской депрессии до настоящего времени остается дискуссионным. В связи с этим, представляет интерес сравнение их механического состава с составом похожих моренных суглинков центральной части Русской равнины, а также современных осадков Арктического бассейна. В качестве материала для сравнения с моренными образованиями привлекаются данные, полученные «Гидпроект» в процессе изысканий под гидротехнические сооружения в центральных областях Европейской части СССР — Можайский гидроузел, Загорск, канал Гжать — Яуза и Зубцовский гидроузел. Указанные объекты расположены в пределах распространения максимального среднеплейстоценового оледенения и развитые здесь валунодерживающие суглинки издавна считаются типичными моренными отложениями. Кроме того, используются сведения Е. Ф. Винокурова о механическом составе «моренных суглинков Белоруссии» (Максимов, 1966). Современные

Рис. 1. Суммарные кривые гранулометрического состава пород роговской свиты бассейна р. Печора

1 — Хабариха; 2 — Гарев; 3 — Усть-Уса; 4 — Печора; 5 — Покча; 6 — Усть-Воя; 7 — Шельяур

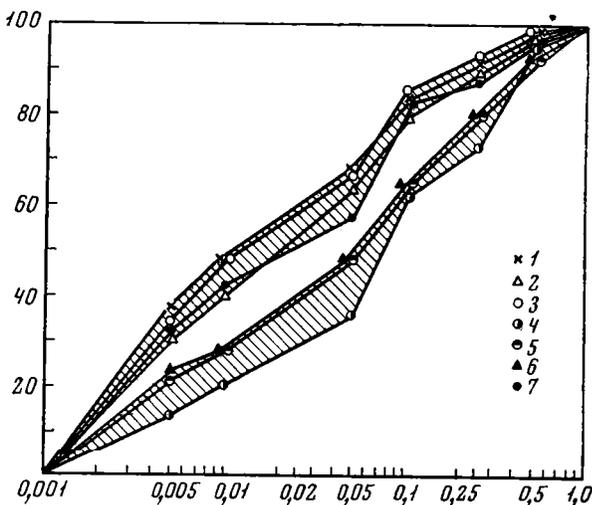
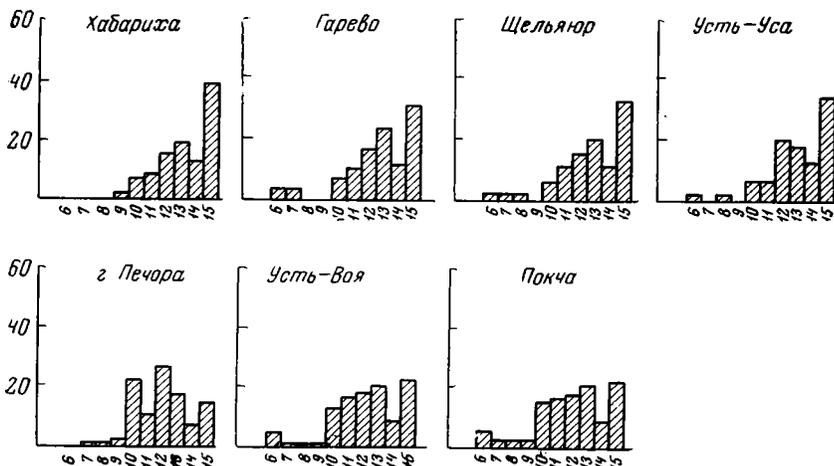


Рис. 2. Характерные гистограммы гранулометрического состава пород роговской свиты

Условная нумерация фракций на гистограммах: 15 — <0,005; 14 — 0,01—0,005; 13 — 0,05—0,01; 12 — 0,1—0,05; 11 — 0,25—0,1; 10 — 0,5—0,25; 9 — 1,0—0,5; 8 — 2,0—1,0; 7 — 5,0—2,0; 6 — >5,6



осадки арктических морей характеризуются по материалам А. П. Лисицына (Лисицын, 1966) и М. В. Кленовой (Кленова, 1960).

Следует сразу же оговориться, что подобный сравнительный анализ связан со значительными трудностями, прежде всего в силу отсутствия единого классификационного и методического подхода к изучению осадочных пород. В каждом из привлеченных источников используется собственная классификация и собственные методы гранулометрического анализа, в связи с чем сопоставление результатов крайне осложнено и требует дополнительной обработки материала. Естественно, это отрицательно сказывается на качестве сопоставлений. Назрела острая необходимость в разработке единой классификации осадочных пород и в унификации методов их исследования. Несмотря на указанные трудности, можно все же с известной определенностью сделать некоторые выводы из сравнительного анализа механического состава смешанных пород различного генезиса, взятых в различных географических провинциях.

Поскольку ставится задача генетического анализа механического состава, целесообразно рассмотреть в первую очередь некоторые особенности пород, имеющих заведомо известное происхождение. В нашем случае таковыми являются современные осадки Баренцева и Берингова морей.

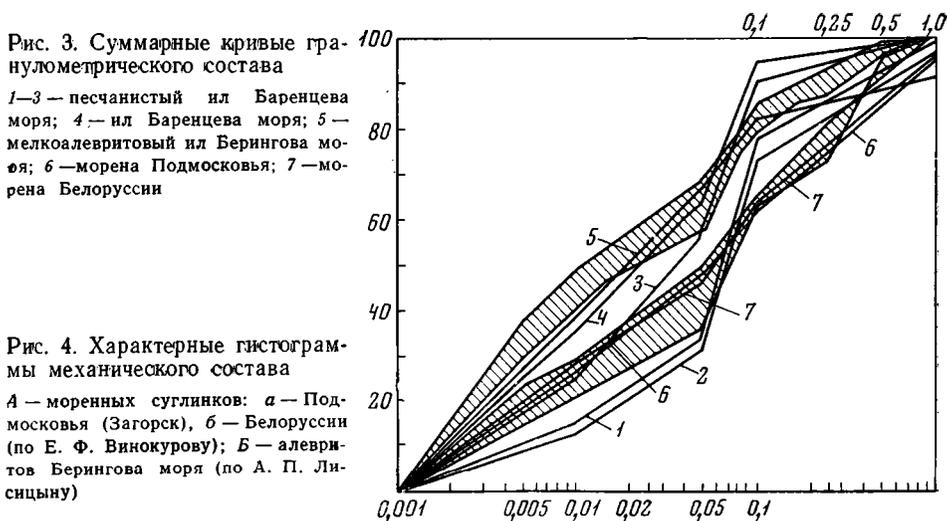
Из современных морских отложений разнообразных типов выбраны для сравнения смешанные грунты, близкие к «валунным суглинкам» по крупности (по значению M_d). Среди осадков Баренцева моря такими породами являются песчанистые илы и илы по классификации М. В. Кленовой (Кленова, 1960).

Песчанистые илы с содержанием частиц 0,01 мм до 20% представляют собой хорошо (или сравнительно хорошо) отсортированную породу, значения S_0 колеблются в пределах 1,5—2,6, с четко выраженным преобладанием мелкопесчаной фракции (табл. 3). Они образуют само-

Таблица 3

Гранулометрический состав смешанных осадков морей Полярного бассейна, моренных отложений и «валунных суглинков» бассейна р. Печора

Район и участок	Фракции, мм					M_d	S_0	Порода
	1	1— —0,1	0,1— —0,05	0,05— —0,001	0,01			
Баренцево море								
Печорское мелководье	2	21	47	17	15	0,07	—	Песчанистый ил
Гусиная балка	2	28	41	18	13	0,07	1,5	То же
Там же	—	6	45	24	25	0,05	2,6	»
Печорское мелководье	—	10	34	31	25	0,05	—	»
Гусиная балка	—	6	30	29	35	0,01	3,4	Ил
Олюторский залив	10	9	16	26	39	0,02	4,0	Мелкоалевритовый ил
Берингово море								
Корякское побережье	7	11	44	20	18	0,07	2,1	Крупный алеврит
Обобщенные данные	32	15	20	12	21	0,09	5,5	Алеврит
Обобщенные данные	32	25	21	10	8	0,11	3	То же
г. Печора								
Щельяур	3	17	15	21	44	0,03	4,6	Глина
Усть-Воя	3	30	18	19	30	0,06	4,9	Суглинок
г. Печора	3	34	26	17	20	0,07	4,5	То же
Подмосковье	7	33	14	22	26	0,06	4,1	»
Белоруссия	7	33	17	20	27	0,06	4,7	»



стоятельную группу пород, не сходных с валунными суглинками, что хорошо иллюстрируется графиками на рис. 3.

Современные илы, развитые в мелководной части Баренцева моря, прилегающей к устью р. Печора (так называемое Печорское мелководье), по механическому составу близки валунным глинам роговской свиты.

Они характеризуются одинаковыми $Md=0,02$ и $S_0=3,4$, сходным соотношением других фракций (рис. 3). Пылеватых и глинистых частиц (по классификации «Гидропроекта»), в том числе частиц $0,05$ мм, в этих породах содержится равное количество — по 65%. Разница между ними заключается в несколько лучшей сортированности песчаной части породы у морских илов.

Осадки, выделяемые в Беринговом море А. П. Лисицыным как мелкоалевритовые илы, характеризуются $Md=0,02$ и $S_0=4,0$, практически одинаковыми с аналогичными показателями роговских валунных глин. Весь гранулометрический спектр мелкоалевритовых илов и глин очень схож (см. рис. 3). Лишь наличие в илах большей примеси грубообломочного материала (что в значительной степени может рассматриваться как случайное обстоятельство, в силу особенностей происхождения гравийно-галечной части пород) вносит некоторые различия в характер суммарных кривых.

Сделанные выше сопоставления свидетельствуют о том, что в наше время в мелководных частях Баренцева и Берингова морей формируются осадки, не имеющие по гранулометрическому составу существенных отличий от валунных глин роговской свиты среднего течения р. Печора. Исходя из предпосылки о том, что гранулометрический состав является признаком, наиболее полно отражающим динамику среды осадконакоп-

ления, следует сделать вывод о субкавальном происхождении роговских глин. По аналогии с современными илами можно предполагать, что эти глины отложились в условиях мелководного (глубины не более 250—300 м) моря с суровым ледовым режимом.

Близкими по крупности к валунным суглинкам роговской свиты породами являются современные песчанистые илы (по М. В. Кленовой) и крупные алевриты (по А. П. Лисицыну) Баренцева и Берингова морей. M_d всех этих осадков = 0,07—0,05. Однако песчанистые илы и алевриты отличаются несравнимо лучшей сортировкой ($S_0 = 1,5—2,6$ против 4,5—4,9 у суглинков). В этом проявляется одна из основных закономерностей динамики водной среды — связь сортировки осадка с его крупностью. В связи с отсутствием аналогов среди современных морских отложений предположение о чисто водном генезисе валунных суглинков роговской свиты представляется маловероятным.

Интересные результаты дает сопоставление гранулометрического состава валунодержущих пород роговской свиты и моренных отложений Подмосквья и Белоруссии. Обе группы пород характеризуются практически одинаковыми M_d , изменяющимся в пределах 0,05—0,08, и S_0 , значения которого колеблются от 3,7 до 4,8 (табл. 4).

Таблица 4

Средние значения характерных показателей гранулометрического состава моренных суглинков московского горизонта

Участок	Показатели				Число определений
	M_d	d 25	d > 5	S_0	
Можайский г/у	0,08	0,013	0,30	4,6	7
Загорск	0,06	0,011	0,18	4,1	8
Канал Гжать — Яуза	0,05	0,009	0,15	3,7	7
Зубцовский г/у	0,07	0,013	0,22	4,1	23
Белоруссия (по Е. Ф. Винокурову)	0,06	0,009	0,20	4,7	—

Однако, вместе с тем, следует отметить и имеющиеся между ними различия. Эти различия заключаются прежде всего в характере гранулометрического спектра и наглядно иллюстрируются соответствующими гистограммами (см. рис. 1 и 4). Как видно из столбчатых диаграмм, и морене Подмосквья и морене Белоруссии свойственны многовершинные распределения с максимумами в области глинистой, грубоалевритовой и мелкопесчаной фракций. Валунные суглинки Усть-Войского и Покчинского участков имеют гранулометрические спектры, однотипные со спектрами роговских валунных глин и характеризующиеся двумя близковершинными максимумами, соответствующими глинистой и грубоалевритовой фракциям.

Таким образом, механический состав валунных суглинков этих участков носит черты как морских валунных глин роговской свиты, так и типичных моренных отложений. В числовых характеристиках эти особенности могут быть выражены через «частные коэффициенты сортировки», отображающие сортированность пылевато-песчаной части породы (без учета глинистой фракции). Как уже отмечалось, для валунных суглинков Усть-Вои и Покчи эти коэффициенты равны 3,5. Сортировка пылевато-песчаных частиц моренных отложений выражается частными коэффициентами сортировки 3,1—3,2.

Валунные суглинки района г. Печора отличаются большей сортированностью в песчано-пылеватой части породы по сравнению с Покчинским и Войским участками, занимая по этому признаку промежуточное положение между роговскими глинами и роговскими суглинками ($S_0=2,7$).

По особенностям гранулометрического состава валунные суглинки роговской свиты среднего течения р. Печоры следует признать сходными с моренными отложениями Подмосковья и Белоруссии, но вместе с тем отличающимися от них несколько худшей сортировкой. Кроме того, характер гранулометрического спектра валунных суглинков и валунных глин роговской свиты однотипны. По-видимому, эти обстоятельства следует рассматривать как свидетельство смешанного ледниково-морского генезиса валунных суглинков.

Итак, анализ гранулометрического состава пород приводит к выводу, что отложения, выделенные в Большеземельской тундре как роговская свита, в бассейне Печоры не распространяются южнее г. Печора. В более южных районах они замещаются образованиями иного состава и, по-видимому, иного генезиса.

В пределах широтного колена долины Печоры роговские отложения повсеместно представлены валунными глинами, по механическому составу образующими четко обособленный тип пород, сопоставимый с современными илистыми осадками арктических морей. Это обстоятельство позволяет предполагать морское происхождение роговских глин.

Валунные суглинки более южных районов, входящие в состав роговской свиты, резко отличаются от роговских глин по гранулометрическому составу и относятся к осадкам иного типа, очень сходным с моренными отложениями центральных и западных районов СССР (рис. 4).

Особенности гранулометрического спектра, сближающие эти суглинки с роговскими глинами, позволяют на настоящем этапе считать их ледниково-морскими образованиями, разделяя в этом отношении широко распространившуюся в последнее время точку зрения.

Указанные выше различия в литологии, генезисе и, возможно, возрасте не дают оснований объединять валунные глины и валунные суглинки в одну свиту. Таким образом, объем роговской свиты для среднего течения Печоры требует пересмотра.

ЛИТЕРАТУРА

- Кленова М. В.* Геология Баренцева моря. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966.
Максимов М. М. Некоторые результаты инженерно-геологических исследований основной морены.— Изв. ВУЗов, серия геологич., 1966, № 4.

С. М. ЦЕЙТЛИН

**ГЕОЛОГИЯ
ПЕЩЕРНЫХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК АЛТАЯ
(БАССЕЙН р. ЧАРЫШ)**

УСТЬ-КАНСКАЯ ПЕЩЕРА

Пещера находится в долине р. Чарыш в 3,5 км выше пос. Усть-Кан Горно-Алтайской автономной области Алтайского края. Долина р. Чарыш в том месте, где располагается пещера, имеет почти широтное направление и резко асимметрична: правый ее склон крут, местами обрывист и вдоль него располагается тальвег долины и протекает река; слева от русла реки днище долины плавно и полого повышается к левому склону и в 0,5 км от русла уже достигает высоты около 40 м. Здесь начинается левый коренной склон, плоские поверхности ближайших вершин которого имеют высоту около 80 м над урезом р. Чарыш. Пещера располагается на правом склоне долины р. Чарыш, на склоне горы Белый Камень, в 38 м над руслом реки. Небольшая узкая площадка перед пещерой ограничена крутым (70°) склоном, который в 8 м ниже пещеры переходит в отвесный обрыв.

Нельзя не отметить, что на окружающих скалах и склонах непосредственно близ пещеры наблюдаются два скальных уступа на высоте 12 и 25 м над р. Чарыш (рис. 1). Добавим к этому, что между пещерой и пос. Усть-Кан в долине р. Чарыш на ее левобережье хорошо выражены скальные площадки на высоте 20—25 м и около 40 м над уровнем реки. Помимо того, почти везде виден уступ 3-метровой ступени. Уступы в рельефе долины наблюдаются на одинаковых относительных отметках на обеих сторонах долины р. Чарыш. Чаще всего поверхности уступов — плоские, реже — слабонаклонные. Эти уступы следует считать эрозийными скульптурными террасами. Можно, следовательно, на этом участке долины р. Чарыш выделить террасы 3 м, 12 м, 20—25 м, 35—40 м, возможно, 80 м.

Сама пещера представляет собой грушевидной формы полость длиной 16,7 м и шириной у входа 8,3 м. Высота свода у входа 4 м, а в 13 м от входа несколько более 10 м. Дно пещеры наклонено в сторону входа примерно под углом 10°. Вход пещеры обращен на юг.

К сожалению, большая часть пещерных отложений была вынута при археологических раскопках (Руденко, 1960) в 1954 г. Особенно тщательно был выбран большой участок у входа пещеры, причем никакой геологической документации не было произведено. В связи с этим геологическое изучение пещеры в полной мере теперь невозможно.

В 8 м от входа пещеры, у бровки старого раскопа, в зачистке пещерных отложений вскрыты следующие породы:

	Мощность, м
1. Органогенные отложения современные (следы обитания в пещере овец и птиц)	0,03
2. Супесь белесоватая с обилием щебенки и редко глыб известняков. Встречаются кости ископаемых животных и кремни	0,15
3. Щебень известняков с темно-серой песчанистой супесью. Щебня в слое до 90%; породы слоя уплотнены. Встречаются зольные линзочки, а также много кремневых отщепов и костей животных	0,35

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 4. Супесь серо-коричневая с большим количеством щебенки и отдельными глыбами известняков (до 0,3—0,4 м). В верхней половине слоя много кремневых отщепов и раздробленных костей животных; встречаются углистые линзочки | 0,3 |
| Постепенно сменяется следующим слоем. | |
| 5. Супесь глинистая желтоватая, с массой щебня и глыб известняков (до 0,5—0,7 м длиной). Отдельные глыбы разрушены, кавернозны, окрашены в оранжевый цвет. Кремни и кости животных — по всему слою, но наиболее обогащен ими слой на глубине 0,4 м | 0,7 |
| Постепенно сменяется следующим слоем. | |
| 6. Супесь глинистая желтая с гравием и крупным песком известняков, а ниже — с красно-бурой песчанистой глиной, заполняющей щели между крупными глыбами известняков (до 1 м длиной) | 0,4 |

Как видно из разреза, мощность отложений в середине пещеры достигает 1,94 м, причем палеолитические находки встречаются почти по всему разрезу, но наиболее обогащены ими слои разреза в интервале 0,15—1,5 м от поверхности раскопа.

По данным С. И. Руденко (1960), на скалистом дне пещеры в его привходовой части лежит красная глина, выше которой в толще мощностью 1,75 м на глубине от 0,4—0,5 до 1,2 м от поверхности встречается наибольшее количество культурных находок. Все это считалось единым культурным слоем. Однако следует обратить внимание на значительную выветренность и ожелезненность материала слоев 5 и 6, что, вероятно, связано с более теплыми и влажными условиями их накопления. Слои же 4, 3 и 2 наиболее обогащены щебнем, имеют серую окраску, что может быть связано с обстановкой усиления физического выветривания и, следовательно, с холодным климатом.

Данные спорово-пыльцевых анализов из образцов пород приведенного выше разреза оказались весьма скудными. Часть образцов вообще не содержала пыльцы и спор (слои 5 и 6), в других же резко преобладала пыльца травянистых растений (а среди них — полыни). Однако в образцах из слоев 2 и 3 отмечено наличие единичной пыльцы пихты и сосны, а среди травянистых, наряду с преобладающей полынью, заметно увеличение содержания злаковых (аналитик О. В. Матвеева).

В отложениях Усть-Канской пещеры обнаружена весьма разнообразная фауна, в большинстве своем представляющая собой «кухонные отбросы» палеолитического человека. Из более чем 1700 костных остатков 1696 фрагментов принадлежат крупным и мелким млекопитающим, а 53 — птицам. Всего определено 17 видов млекопитающих и 12 видов птиц (Верещагин, Мельникова, 1958). Среди млекопитающих 10 видов относятся к крупным, а 7 — к мелким (табл. 1).

Н. К. Верещагин отмечает, что вторичной минерализации костных остатков нет и костное вещество преобразовано слабо. Он предполагает, что костные остатки были «законсервированы» в сухих условиях.

Помимо млекопитающих здесь были найдены остатки костей 12 видов птиц: белая куропатка (2 особи), тетерев (6), серая куропатка (2), алтайский улар (5), серый гусь (1), огарь (казарка) (2), чирок-свистунок (1), кряква (5), серая утка (2), болотная сова (1), клушница (5), альпийская галка (3). Водоплавающих птиц — 5 видов (часть пролетных), куриных — 4 вида.

Ряд видов млекопитающих вымерли — винторогая антилопа, шерстистый носорог, пещерная гиена. Некоторые другие обитают в иных местах: лошадь и кулан в Монголии и Тибете, дикий як в Тибете, газель, близкая к дзерену, известная из более восточных областей.

Н. К. Верещагин считает, что ископаемая фауна Усть-Канской пещеры свидетельствует о существовании в окрестностях пещеры открытых степных пространств, а вдоль рек — приречных зарослей. В целом,

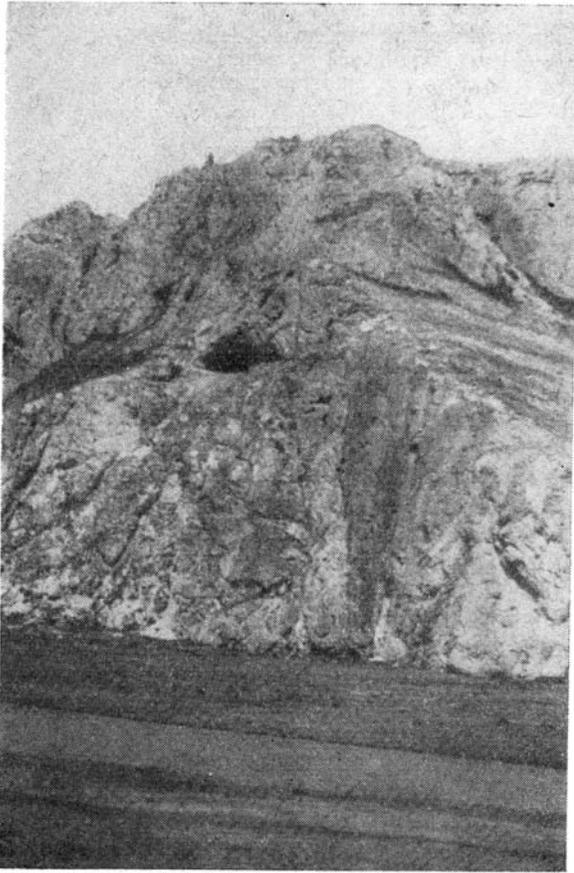


Рис. 1. Усть-Канская пещера

по мнению Н. К. Верещагина, этот фаунистический комплекс характерен для сухих безлесных центральноазиатских плоскогорий и время существования человека отвечает сухой фазе, но относительно теплой (отсутствуют мамонт, северный олень, песец, лемминг, тундровая куро-патка).

Нам представляется, однако, что этот вывод Н. К. Верещагин не бесспорен. В самом деле, если распределить приведенную выше фауну по ее экологической характеристике, как это сделано В. И. Громовым (1948, стр. 320) для стоянки Афонтова Гора II, то выявляется (табл. 2) ряд специфических групп. Главная группа представлена животными открытых пространств, вероятно, южного центральноазиатского варианта. Но вместе с тем четко обособляются группы животных преимущественно лесных условий и животных, приспособленных к существованию в сухих, холодных условиях.

Это обстоятельство, видимо, может указывать, что фауна из раскопок С. И. Руденко смешана. Кстати сказать, при нашей зачистке тоже было собрано много обломков костей, из которых определены (определения В. И. Громова) лошадь и баран (слой 2), обломок кости бычьего (?) (слой 3), зуб шерстистого носорога (слой 4), лошадь, заяц (слой 5), лошадь, лисица, баран, суслик (слой 6). В слоях 5 и 6 отсутствует типично холодоустойчивая фауна и, наоборот, в слое 4 и 3 (если считать, что обломок кости бычьего принадлежит яку) встречена только такая фауна. Вероятно, можно предположить, что фауна слоев 5 и 6 свидетельствует о более теплых климатических условиях, чем слоев 4 и 3.

Четкой стратификации культурных остатков (обособления культурных горизонтов) в разрезе стложений пещеры не наблюдается. Однако концентрация культурных остатков наибольшая в верхней половине слоя 4, а также в средней части слоя 5.

Археологические материалы стоянки представлены почти 520 предметами. Изготовлены последние из речной гальки — сланцевой (глинисто-карбонатного и кремнисто-глинистого состава), кремненных туфов, порфиринов, реже кремня и кварца. С. И. Руденко отмечает наличие немногочисленных нуклеусов (дисковидных и призматических), рубильцеобразных орудий (овальной и миндалевидной формы), разнообразных скребловидных орудий, остроконечников мустьерского типа, еди-

Таблица 1

Ископаемые млекопитающие Усть-Канской пещеры (по Н. К. Верещагину)

Видовой состав	Количество костей	Число особей
Хищные — Carnivora		
Бурый медведь — <i>Ursus cf. arctos</i> L.	3	3
Волк — <i>Canis lupus</i> L.	23	1
Лисица — <i>Vulpes vulpes</i> L.	1	1
Пещерная гиена — <i>Crocota spelaea</i> Goldf.	35	2
Горностай — <i>Mustela erminea</i> L.	1	1
Барсук — <i>Meles meles</i> L.	1	1
Непарнокопытные — Perissodactyla		
Шерстистый носорог — <i>Rhinoceros tichorinus</i> Fisch.	10	1
Лошадь — <i>Equus caballus fossilis</i> L.	62	4
Кулан — <i>Equus hemionus</i> Pall.	40	3
Парнокопытные — Artiodactyla		
Газель — <i>Gasella sp. cf. gutturosa</i> Gmel.	30	2
Аргали — <i>Ovis ammon</i> L.	159	5
Винторогая антилопа — <i>Spiroceros kjakhtensis</i> M. Pavl.	19	1
Як — <i>Poephagus gruniens</i> L.	27	2
Зайцеобразные — Logomorpha		
Заяц-толай — <i>Lepus tolai</i> Pall.	105	7
Грызуны — Rodentia		
Длиннохвостый суслик — <i>Citellus undulatus</i> Pall.	35	3
Сурок — <i>Marmota sp.</i>	15	1
Полевка — <i>Microtus</i> , ближе не определен.	1	1
Обломки трубчатых костей млекопитающих, преимущественно копытных.	1164	

Таблица 2

Эколого-климатическая характеристика фауны Усть-Канской пещеры

Животные открытых пространств	Животные, предпочитающие лесную зону обитания	Животные, предпочитающие умеренно-теплые условия обитания	Животные холодных условий обитания
Лошадь — 4	Бурый медведь — 3	Кулан — 3	Шерстистый носорог — 1
Кулан — 3	Волк — 1	Газель — 2	Як — 2
Газель — 2	Лисица — 1	Аргали — 5	
Винторогая антилопа — 1	Горностай — 1	Винторогая антилопа — 1	
Як — 2	Барсук — 1	Заяц-толай — 7	
Суслик — 3		Пещерная гиена — 2	
Сурок — 1			
Полевка — 1			
Заяц-толай — 7			
Шерстистый носорог — 1			

ничных проколов, краевого резца, клинка с тщательной ретушью, встречаются пластины, как массивные, архаического облика, так и с тонкой ретушью, и не столь массивные. Есть костяные изделия: проколки, скобели, просверленная подвеска с орнаментом (Береговая, 1960).

С. И. Руденко (1960), оценивая общие особенности археологического материала стоянки, обращает внимание на два обстоятельства: 1) наряду с массивными орудиями грубой работы и архаичных форм, изготовленными из сланцев, имеются орудия тонкой работы, мелкие, изготов-

ленные из порфиритов и кремней, и 2) весьма разнообразно оформление орудий одного и того же назначения.

В последние годы археологические коллекции этой стоянки были вновь подвергнуты типологическому анализу с использованием статистических методов обработки (Анисюткин, Астахов, 1970). В результате было выявлено, что «комплекс Усть-Канской пещеры по своим показателям относится к мустье леваллуазской фации...» (там же, стр. 31). Однако отмечается наличие высокого процента и верхнепалеолитических орудий.

З. А. Абрамова, просмотрев небольшое количество каменных предметов из нашей зачистки, отмечает, что по облику нуклеусов, пластин и отщепов, имеющих леваллуазские черты в технике обработки, можно говорить скорее о мустьерском возрасте их, чем о верхнепалеолитическом (устное сообщение).

Таким образом, основываясь на вышеизложенном, определение геологического возраста этой стоянки должно учитывать ряд обстоятельств. Во-первых, существенны литологические отличия нижней (слои 5 и 6) и верхней (слои 2, 3, 4) части пещерных отложений, которые, возможно, позволяют судить о климатических условиях осадконакопления — более теплых для нижних слоев и холодных для верхних. Во-вторых, смешанный состав фауны, включающий различные по экологическим показателям формы, также позволяет предполагать происхождение части ее (более холодоустойчивые формы) из верхних слоев разреза, где и по нашим сборам встречаются холодоустойчивые формы. В-третьих, наличие археологических предметов мустьерского (леваллуа) типа и, наряду с этим, типично верхнепалеолитических изделий заставляет предполагать существование там, по крайней мере, двух разновременных культурных комплексов. Косвенное подтверждение этому — концентрация находок в верхах слоя 4 и середине слоя 5.

Эти три группы фактов могут, вероятно, в комплексе вполне определенно свидетельствовать о различии климатических условий во время отложения пещерных остатков и, возможно, приуроченности более древней культуры (леваллуа — мустье) к нижним слоям, а более молодой (верхнепалеолитической) — к верхним слоям отложений пещеры.

Для выяснения геологического возраста культуры Усть-Канской пещеры важны также и геохронологические показатели. Последние определяются тем, что высотные уровни пещер Алтая хорошо увязываются с уровнями террас рек (Крюков, 1963; Тупотилова, 1965). Несомненно, палеолитический человек мог начать заселять эту пещеру только тогда, когда она совершенно вышла из сферы действия паводковых вод, т. е. после существенного врезания реки с уровня 35—40-метровой террасы, к которому была «привязана» пещера. Уровни врезания фиксируются скальными уступами и террасовидными поверхностями, которые в районе пещеры отмечены на высотах 20—25 м и 12 м.

Уровень 20—25 м соответствует III (IV?) надпойменной террасе. Как отмечалось нами ранее (Цейтлин, 1965, стр. 179), II надпойменная терраса формируется, начиная с последнего потепления каргинского межледникового комплекса. Следовательно, III терраса еще древней, — вероятно относится ко времени первой половины этого временного комплекса. И если бы человек заселил эту пещеру во время формирования III террасы, то в разрезе пещерных отложений фиксировалось бы два потепления и два похолодания. Но в ее отложениях, как было показано, отмечено только одно похолодание и одно потепление (судя по сумме литолого-биостратиграфических признаков). Может быть и так, что похолодание второй половины осадконакопления III террасы не оставило следов в отложениях пещеры, как, скажем, не отражены в раз-

резе и позднесартанские интерстадиалы. Тогда значительно удревняется возраст слоя 6 осадков пещеры.

Скорее же всего разрез Усть-Канской пещерной стоянки можно истолковать следующим образом. Слои 1 и 2 — голоцен; слои 3 и 4 — время сартанского оледенения (причем возможно слой 3 с обильным и уплотненным обломочным материалом — позднесартанский); слои 5 и 6 — позднекаргинское время. Не исключено, однако, что позднекаргинский слой — 5, а раннекаргинский — 6. Следовательно, если правильно наше предположение о существовании тут двух культур — мустье (леваллуа) и верхнепалеолитический, то первая из них должна относиться ко времени 30—25 тыс. лет назад (если слой 6 раннекаргинский — то его возраст около 40 тыс. лет назад), а вторая — в широких пределах сартанского возраста (скорее в интервале 25—13 тыс. лет назад). Следует отметить, что отнесение С. И. Руденко Усть-Канской стоянки ко времени теплой фазы, предшествующей последнему оледенению Алтая, справедливо по крайней мере для нижних слоев (5 и 6).

ПЕЩЕРА СТРАШНАЯ

В среднем течении р. Иня (левый приток р. Чарыш), близ впадения в нее реч. Большой Тигерек, на левом очень крутом склоне долины в 38 м над руслом р. Б. Тигерек располагается пещера Страшная (рис. 2).

От входа пещеры, обращенного на юго-юго-запад, открывается панорама обширной котловины долины р. Иня при впадении в нее речек Б. и М. Тигерек. Эта расширенная часть долины р. Иня с севера, востока и запада обрамлена крутыми скалистыми горами, а с юга — лесистыми северными склонами Тигерекского хребта. Днище расширения плоско, занято пойменной поверхностью, прорезанной многочисленными староруслищами.

При взгляде на это обширное понижение возникает мысль, что его моделировка, его конфигурация обязана ледниковому воздействию. Создается впечатление, что здесь было огромное вместилище льда — ледоем; надо сказать, что выше по р. Иня, в ее широтном отрезке между пос. Тигерек и пос. Ионыш видны остатки морен, а в русле р. Иня многочисленны огромные валуны.



Рис. 2. Пещера Страшная

Сама пещера Страшная представляет собой вертикально вытянутую неширокую щель, перед которой располагается узкая привходовая площадка. Ширина входа пещеры 4 м, высота ее свода у входа 8 м. Длина (глубина) пещеры 20 м, но в глубине ее есть еще ответвление северо-западного направления длиной 7 м.

В передней части пещеры в 1 м от входа в 1970 г. были проведены раскопки. Здесь был задан шурф большого сечения, в стенках которого наблюдались следующие отложения:

	Мощность, м
1. Супесь палевая с мелкими обломками щебенки известняков и костями птиц и мелких грызунов современного облика	0,2
2. Угли со щебнем и гравием, встречаются остатки веточек и стволов растений	0,02
3. Супесь серовато-палевая со щебнем и глыбами известняков и обломками костей	0,18
4. Супесь несколько более светлая, чем в слое 3, с теми же включениями	0,15
5. Супесь глинистая серо-желтоватая с несколько меньшим количеством включений. Встречаются большие глыбы известняков. Супесь несет следы промерзания — местами различима криогенная текстура	0,3
6. Суглинок песчанистый, серовато-бурый с включением мелкого щебня, глыб, костей животных. Встречен обломок зуба мамонта. Обломочного материала здесь меньше, чем в слое 5. Найдены кремневые отщепы и изделия, встречены единичные включения угольков	1,1
7. Суглинок тот же, что и в слое 6, но несколько более глинистый с мелкими обломками щебня, гравия и крупных песчаных зерен. Слой имеет гороховидное сложение. Переходы вверх и вниз этого слоя постепенные	0,25
8. Суглинок песчанистый серо-желтоватый, с незначительным количеством обломочного материала	0,15
9. Суглинок глинистый с большим количеством включений щебня и гравия известняков. Суглинок имеет криогенную текстуру. На глубине 0,14 м от кровли — точечные включения мелких угольков. С глубины 0,25 м от кровли слой приобретает желтоватый оттенок. Здесь же найдены кости носорога. Встречаются разрушенные щебенка известняков и костные остатки (кости лошади). Находки кремневых отщепов	0,7
10. Суглинок песчанистый коричневатого оттенка с включением щебня, костей животных, а также кремневых отщепов. Увеличивается количество крупных обломков известняков, достигающих 40 см длиной	0,6
11. Суглинок коричневато-бурый со значительным количеством обломков известняков и кремневых отщепов. Встречаются разрушенные кости и щебенка	0,9
12. По резкой границе слой 11 сменяется слоем глины серовато-коричневой, несколько полосчатой. В кровле слоя видны сталагмитовые корочки — натечные образования. В слое отсутствуют палеолитический кремль и фаунистические остатки. Видимая мощность	0,45

В дальнейшем шурф был доведен до скального основания почти на глубину несколько более 10 м. По наблюдению В. М. Муратова (устное сообщение) в низах разреза шурфа вскрываются типично водные, видимо аллювиальные, отложения — глинистые и глинисто-песчаные, горизонтально- и местами диагонально-слоистые. По мнению В. М. Муратова, с которым совпадают и наши наблюдения, четкого палеолитического слоя в пещере нет, поскольку пещерные отложения перемешаны, нарушены сползанием согласно с уклоном дна пещеры к входовой части. В. М. Муратов обнаружил также в глубине пещеры понору, через которую ранее в пещеру могла поступать вода.

Время обитания человека в пещере пока не может быть решено однозначно — не закончена обработка палеолитического каменного материала и фауны. Не исключено, что человек мог жить в глубине пещеры в то время, когда в ее привходовой части шла аллювиальная аккумуляция. Затем сильно увлажненные образования в глубине пещеры сползли и перекрыли водные (аллювиальные?) отложения. Но может быть и так, что человек обитал здесь после отложения водных осадков и смещение пещерных образований происходило несколькими этапами

в результате периодически наступавшей плывучести грунтов из-за перенасыщения грунтов водами, поступавшими в пещеру через поноры.

Во всяком случае, следует обратить внимание на то, что строение отложений этой пещеры до слоя 12 очень сходно с тем, что наблюдается в Усть-Канской пещере. Но только здесь мощность слоев резко возрастает. Кроме того, нужно отметить, что и высотное положение этих пещер совершенно одинаково — в том и другом случае — 38 м.

Эти два обстоятельства приводят к мысли, что формирование отложений с палеолитическими остатками в указанных пещерах было геологически одновременным и, по-видимому, происходило в сравнимых палеогеографических условиях.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Как указывалось, несмотря на различие мощностей отложений в пещерах Усть-Канская и Страшная, замечается определенное сходство этих двух разрезов. Так, в слое 4 Усть-Канской пещеры и в слое 9 пещеры Страшная найдены кости шерстистого носорога, этот же слой в пещере Страшная имеет криогенную текстуру. Слой 5 пещеры Страшная также имеет криогенную текстуру, а ниже, в слое 6, найдены остатки костей мамонта. Ряд показателей также свидетельствует, что слои 3 и 2 Усть-Канской пещеры также накапливались в холодных условиях.

Также сходны и нижележащие слои этих двух пещер — 5 и 6 слои Усть-Канской и 10 и 11 слои пещеры Страшная: и там и тут заметны следы выветривания обломочного материала, а по материалам Усть-Канской пещеры, как кажется, и более «теплая» экологическая характеристика заключенных в них палеонтологических остатков.

Более «растянутый» разрез отложений пещеры Страшная дополняет разрез Усть-Канской пещеры. В частности, криогенные текстуры отложений пещеры Страшная позволяют вполне определенно судить о холодных условиях накопления отложений верхней части разреза как этой, так и сходных с ними отложений Усть-Канской пещеры.

Поэтому возраст образований с культурными остатками пещеры Страшная должен быть аналогичен возрасту таковых в Усть-Канской пещере: слои 10—11 — каргинского межледникового комплекса, слои 3—9 — сартанского времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисюткин Н. К., Астахов С. Н. К вопросу о древнейших памятниках Алтая.— В сб. Сибирь и ее соседи в древности. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Береговая Н. А. Палеолитические местонахождения СССР. Мат-лы и исслед. по археол. СССР, № 81. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Вережагин Н. К. и Мельникова Н. Н. Зоогеографические открытия археологов в Восточном Казахстане и Алтайском крае. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 90, вып. 4, 1958.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. Ин-та геол. наук, в. 64, геол. серия (№ 17). М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Крюков А. С. Географическое распространение и особенности проявления карстовых процессов в Горном Алтае. Изв. Алт. отд. Географ. о-ва СССР, вып. 3. Горно-Алтайск, Горно-Алтайское книжн. изд-во, 1963.
- Руденко С. И. Усть-Канская пещерная палеолитическая стоянка. Мат-лы и исслед. по археол. СССР, № 79. Палеолит и неолит СССР, № 4. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тупогловова А. Н. Некоторые данные о распространении и морфологии карста в Горном Алтае. Изв. Алт. отд. Геог. о-ва СССР, вып. 6. Барнаул, Алт. книжн. изд-во, 1965.
- Цейтлин С. М. О расчленении последнего ледникового Сибиря.— В сб. «Четвертичный период и его история». М., «Наука», 1965.

Н. В. РЕНГАРТЕН, О. А. РАКОВЕЦ

**СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
КАЙНОЗОЙСКОЙ ТОЛЩИ
РАЙОНА ГОРЫ ОСТРАЯ СОПКА
(АЛТАЙСКОЕ ПРИИРТЫШЬЕ)**

В последние годы внимание многих исследователей привлекает разрез кайнозойских континентальных отложений, слагающих высокий обрывистый левый берег Иртыша в окрестностях горы Острая Сопка. При картировании кайнозойских образований Алтайского Прииртышья Б. А. Борисовым и Е. А. Мининой (1971) этот разрез был рекомендован в качестве опорного, даже стратотипического, для нижней части вторушинской свиты, выделенной И. С. Чумаковым (1965) в составе плиоценовых отложений Рудного Алтая.

В. С. Баженов, В. М. Мацуй и О. Д. Моськина (1968), изучившие остатки млекопитающих, расширяют значение этого разреза, квалифицируя его как стратотип толщи нижнего антропогена Алтайского Прииртышья. На основании определений остатков мелких млекопитающих эти авторы выделяют здесь четыре стратиграфических горизонта. Самый древний горизонт датируется ими средним и поздним плиоценом и сопоставляется с вторушинской свитой. Отложения этого горизонта, по мнению авторов, слагают основную часть берегового обрыва и представлены пролювиальными и делювиально-пролювиальными осадочными образованиями. Следующий горизонт авторы относят к раннему плейстоцену и отождествляют с солоновской свитой; он залегает с отчетливым разрывом и, по представлению авторов, сложен пролювиально-делювиальными и аллювиальными осадками. Третий горизонт состоит из аллювиальных отложений, перекрывает с резким эрозийным контактом отложения второго горизонта и возраст его определяется первой половиной среднего плейстоцена. Возраст самого молодого горизонта — аллювия, вложенного в осадки двух предыдущих горизонтов, авторы считают средне-позднеплиоценовым.

Мы провели детальные полевые наблюдения и послойный фациально-минералогический анализ кайнозойских отложений, слагающих обрывы левобережья Иртыша (против устья р. Уда) в районе горы Острая Сопка. В результате уточнилась схема строения толщи, выявились особенности вещественного состава и генезиса разновозрастных пачек, намечались основные этапы истории формирования кайнозойской толщи.

В районе горы Острая Сопка кайнозойские отложения выполняют широкое эрозийное понижение, выработанное в палеозойских породах — слюдяных и роговообманковых метаморфических сланцах и песчаниках такырской свиты. Последняя прорвана малыми интрузиями основного состава, к одной из которых относится и гора Острая Сопка, сложенная габбро- и мегагаббродиабазами.

Кайнозойский комплекс представлен литологически и генетически разнообразными континентальными отложениями широкого возрастного диапазона. Они дают разрозненные выходы, прослеживающиеся вдоль левобережья Иртыша примерно на расстоянии 1 км. В составе этой толщи принимают участие: алевроитистые глины и глинистые але-

риты (в разной степени известковистые, с переменной примесью песка и щебня), преимущественно щебнистые отложения (то песчаные, то глинисто-алевритовые), пески разнозернистые, гравий, галечники.

По чисто литологическим признакам — внешнему облику пород, их фацальной принадлежности, вещественному составу, характеру диагенетических преобразований исходных осадков и т. д. здесь выделяется шесть генетических пачек. Каждая пачка занимает определенное положение в разрезе толщи, имеет резкие, без фацальных переходов, явно эрозионные контакты со смежными пачками и проявляет удивительно четкие индивидуальные особенности. Часть этих особенностей подчеркивает генетическое единство всех пород, входящих в состав пачки, а часть — отражает специфические черты климатических условий накопления пачки. Различаются пачки пород, генетически связанные с отложениями аллювиальных и озерных фаций, озерно-делювиальных, делювиальных и делювиально-пролювиальных.

Остановимся сначала на тех особенностях вещественного состава пород, которые отражают генезис исходных осадков. Все породы рассматриваемого разреза относятся к классу терригенных. Обломочный материал — двоякого рода. Один — сугубо местного происхождения, он попадает в осадки при смещении по склонам рыхлого делювия, другой — вносился в зону аккумуляции из более удаленных областей размыва и, главным образом, силою речных потоков. В первом случае — это плоская и неокатанная щебенка слюдистых и роговообманковых сланцев, куски окварцованных алевролитов и песчаников и более тонкоизмельченный материал тех же пород. Во втором случае терригенный материал характеризуется очень большим разнообразием — обломки гранитов, кварцитов, кремней, различных метаморфических сланцев, эффузивов, песчаные зерна кварца, микроклина, плагиоклазов и др. Очень выразительно подчеркивается характер источника сноса кластического материала составом тяжелой подфракции осадков. В породах, генетически связанных с местным делювием, главенствующая роль принадлежит либо розовому гранату и свежему биотиту, либо бледно-зеленой роговой обманке актинолитового ряда — зерна ее совершенно не окатаны, с зазубренными, обломанными концами. Тяжелая подфракция (алевритовой размерности) пород, образовавшихся из аллювиальных осадков, представлена весьма разнообразными минералами — здесь и эпидот, и циркон, и роговая обманка и пр. Обращает внимание, что роговая обманка дальних областей сноса существенно отличается от роговой обманки местного происхождения — она темно-зеленая (относится к ряду обыкновенной), ясно плеохроирует и зерна ее несут следы окатанности.

Коснемся теперь особенностей вещественного состава пород, которые позволяют судить о климатических условиях формирования описываемых отложений. В этом смысле представляет большой интерес изучение, например, аутигенного карбоната и диагенетических изменений терригенных пластинок слюд и глинистого вещества.

Наблюдения показывают, что породы одних пачек имеют высокую карбонатность (до 35%), а породы других — низкую (до 3,0%). Карбонат кальция может присутствовать здесь в виде пелитоморфного цемента, тонкозернистых сгустков и бесформенных пятен, в виде трубчатых корок вокруг былых нитевидных корешков, в виде различной величины конкреций и сети тонких жилок. В одних случаях карбонат по времени своего возникновения тесно связан с вмещающим его осадком, со стадией диагенеза последнего, а в других случаях он является значительно более поздним (по отношению к осадку) выделением, обусловленным уже гипергенными или почвенными процессами. Время возник-

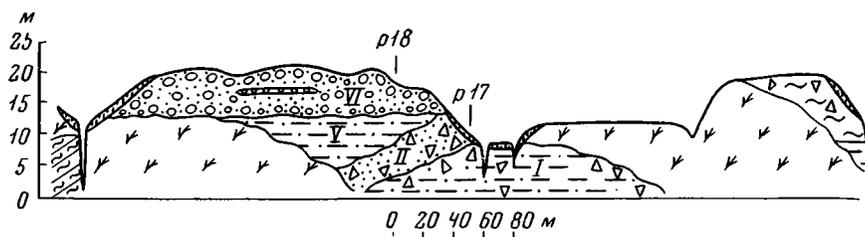


Рис. 1. Геологический профиль кайнозойской толщи близ горы Острая Сопка
Описание пачек 1—6 см, в тексте

новения и формы существования карбоната в породе есть функции климата. Засушливые периоды благоприятствовали развитию диагенетического карбоната, а периоды увлажнений способствовали концентрации карбоната в подпочвенных горизонтах.

Все породы описываемого разреза богаты терригенным слюдястым материалом, а их глинистая часть состоит в основном из гидрослюда и смешаннослойной фазы монтмориллонит — гидрослюда; в небольшом количестве и не везде могут присутствовать каолинит, хлорит и вермикулит — хлоритовый смешаннослойный компонент.

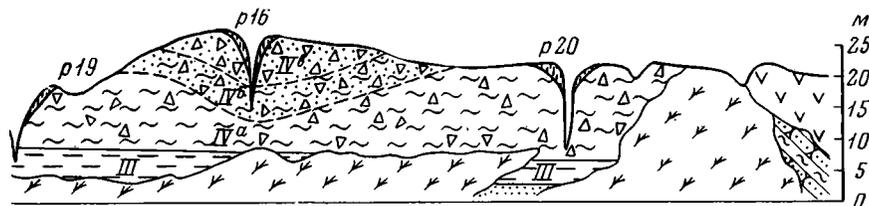
При диагенезе осадков слюдястый материал и первично гидрослюдистое глинистое вещество в разной степени и стадийно изменялись в сторону монтмориллонитизации. Слюдястые частицы при гидратации разбухали, теряли резкость очертаний. Глинистое вещество могло местами приобретать вторичные колломорфные микроструктуры, переходя в смешаннослойную монтмориллонит-гидрослюдистую фазу. Процессы преобразований в диагенезе слюдястых частиц и глинистого вещества усиливались в увлажненные периоды и ослабевали в засушливые.

Признаки климатических различий в условиях формирования пачек и следы седиментационных перерывов на границах большинства из них дают основание говорить о разновозрастности этих пачек. Правда, из-за современного делювиального покрова не везде удается видеть непосредственно контакты между отдельными пачками и это затрудняет решение вопроса об их взаимоположении в общем разрезе. Для выявления дополнительных критериев возрастных сопоставлений пачек был использован и термолюминесцентный метод. Мы провели, совместно с Л. Н. Ивановым, термолюминесцентный анализ карбонатных конкреций, взятых из I, III и IV пачек и получили результаты, вполне подкрепляющие нашу схему сопоставления этих пачек.

На рис. 1 изображено распределение по профилю кайнозойской толщи выделенных нами пачек. На рис. 2 дана стратиграфическая последовательность пачек, их фациальные и литолого-минералогические характеристики, а также данные по термолюминесценции.

Пачка I. Изучена нами по расчистке 17 (рис. 1). Над урезом воды 2 м закрыто делювием, выше была сделана расчистка и в ней видима мощность пачки — около 5 м. Пачка сложена буроватыми, слегка пятнистыми алевритистыми глинами и глинистыми алевритами с небольшой примесью и редкими линзовидными прослоями (до 0,2 м мощности в раздуве) песчаного материала.

Глинистый материал претерпел заметные преобразования при диагенезе. Он полностью утратил первичную пелитоморфную структуру и приобрел вторичную — колломорфную, а минеральный состав его изменился в сторону частичной монтмориллонитизации гидрослюдистого компонента. В преобразованной глинистой массе рассеяны точечные



анатаз-брукитовые агрегаты и улавливаются реликты чешуек гидрослюд; здесь же присутствуют сильно разложенные, с расплывчатыми очертаниями пластинки слюд алевритовой размерности. Именно с процессом разложения диктоэдрических слюдястых и гидрослюдистых частиц, вероятно, и надо связывать возникновение титанистых агрегатов.

Обращает на себя внимание, что породы описываемой пачки практически бескарбонатные. У верхней же границы пачки (верхние 0,7—1,0 м) — скопления известковистых стяжений, много трубчатых корок по корневым нитям, а во вмещающей их породе — обилие бесформенных и изометричных выделений карбоната кальция. Здесь же — гумусированные комочки и дендриты марганца. Не вызывает сомнений, что эта карбонатизированная зона — иллювиальный горизонт ископаемой почвы. Выше с явным размывом лежат сыпучие пески со щебнем, которые относятся нами к пачке II. Условия образования пачки I рисуются нами в следующем виде.

Область аккумуляции — мелкий озерный бассейн со слабой динамикой водных масс, которые не были способны многократно перемещать и сортировать обломочные зерна. Кластический материал характеризуется, согласно классификации В. Д. Шутова (1967), незрелой терригенно-минералогической ассоциацией. Он поступал главным образом из зоны размыва метаморфических пород, кварцитов, кремней, гранитов. Размывались как выветрелые породы (с ожелезненными слюдами, пелитизированными полевыми шпатами и пр.), так и совсем свежие. Судя по разнообразию материнских пород, площадь водосбора могла быть обширней, но находилась она не очень далеко от области седиментации и поэтому обломки не успевали приобретать окатанные формы. Большая часть терригенного материала вносилась в бассейн речными водами. Рассматриваемый нами участок этого бассейна был достаточно удален от устьев рек и поэтому до него доходили преимущественно алевритовые и пелитовые частицы. Кроме того, в какой-то мере бассейн питался и местным источником сноса — продуктами разрушения (дизинтеграции) кварц-биотитовых сланцев (вероятно с гранатом) и реже рогово-обманковых сланцев, обломки которых и смывались по склонам дождевыми водами. Однако нам кажется, что плоскостной смыв был в то время несколько затруднен из-за скрепления склонов растительностью. Этому способствовал, на наш взгляд, климат. Он должен был быть достаточно увлажненным. Во всяком случае в бассейн седиментации поступало такое количество органического вещества, которое исключало возможность образования в осадках хемогенного карбоната и обеспечивало довольно энергичное изменение в диагенезе глинистого материала. Однако климат, вероятно, отличался переменной влажностью, и это не допускало развития густого растительного покрова. В силу этого, поступление в область субаквальной седиментации растительного органического вещества было все же ограничено и последнее полностью реализовывалось в процессах диагенеза. Поэтому содержание органического углерода в породах не превышает здесь 0,18%.

Пачка II. Изучена по расчисткам 17 и 18 (см. рис. 1). Она в значительной мере размыта и поэтому ее мощность сильно колеблется, достигая местами 5—7 м. Нижний контакт резкий, эрозивный; в подошве пачки — окатыши буроватых глин из подстилающих отложений пачки I.

Рассматриваемая пачка сложена зеленовато-бурными сыпучими песками с обильной примесью и линзовидными прослоями щебнистого материала. Эти пески очень своеобразны по составу. Они по существу представляют собой переотложенную дресву кварц-биотитовых сланцев. В крупных фракциях ($>0,25$ мм) преобладают обломки этих пород (часто ожелезненных) и имеются кварцевые агрегаты, пластинки коричневых слюд. В мелкопесчаной и алевритовой фракциях, много пластинок биотита, зерен кварца, затем присутствуют плагиоклазы и обломки тех же сланцев. Тяжелая подфракция алевритовой фракции состоит, главным образом, из рудных зерен (гидроокислы железа), розового граната и ожелезненных пластинок биотита. В переменном количестве отмечаются: циркон, турмалин, апатит, рутил, анатаз-брукитовые агрегаты и др. (см. рис. 2).

Глинистая фракция составляет не больше 15—20% и представлена смешанно-слоистой монтмориллонит-гидрослюдистой фазой и гидрослюдой; в небольшом количестве фиксируется каолинит¹.

Пески бескарбонатны, лишь в редких прослоях наблюдаются скопления известковистых стяжений. Для трех образцов песков был получен спорово-пыльцевой спектр², в котором, хотя и преобладает пыльца травянистой растительности (разнотравье и лебедовые) — 80—90%, но присутствует и пыльца деревьев и кустарников (до 20%).

Описываемая пачка имеет делювиально-пролювиальный генезис. Поэтому она изобилует почти неокатанными обломками местных пород. Размывалась выветрелая зона — ожелезненные и разрыхленные кварц-биотитовые метаморфические сланцы, содержавшие розовый гранат. Следы окатанности на некоторых песчаных зернах указывают на то, что какая-то часть кластического материала перемещалась водными потоками (пролювиального типа).

Осадконакопление происходило в достаточно теплый и, вероятно, в относительно увлажненный период семиаридного климата. Об этом свидетельствуют, например, отсутствие в осадках хемогенного карбоната кальция, развитие в то время интенсивного ожелезнения пород в зоне гипергенеза, появление в осадках среди глинистого материала каолинита, а также относительно повышенное содержание в отложениях рассматриваемой пачки $S_{орг}$, которое составляет в них от 0,32 до 0,34%. Такой трактовке климата не противоречат и вышеупомянутые палинологические данные.

У верхней границы пачки — явные следы почвенных процессов: трубчатые карбонатные корки по корешкам, стяжения извести, гумусированные глинистые комочки. Вероятно, это — часть иллювиального горизонта, уцелевшая от последующего размыва.

Пачка III. Изучена в расчистках 19 и 20 (см. рис. 1), по которым составлен и общий разрез. Базальный горизонт пачки закрыт делювием, а верхняя граница ее сильно размыта. Максимальная мощность видимой части пачки 8—9 м.

Мощность, м

1. В основании (расчистка 20) — слой серого сыпучего мелко-среднезернистого песка, хорошо промытого от глинистого материала. Слоистость прерывисто-косая, слабо улавливается. Видимая мощность

1,0

¹ Диагностика глинистых минералов была проведена в лаборатории ГИН АН СССР под руководством В. А. Дрица.

² Данные Л. Г. Молиной.

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 2. Выше с постепенным переходом, песок сменяется желтовато-серым, сильно глинистым алевритом с тонкой горизонтальной слоистостью, с ожелезненными нитевидными ходами корней, с дендритами окислов марганца | 0,5 |
| 3. Еще выше идет палево-серая глина, местами слабо алевритистая, неравномерно пропитанная карбонатом, с крупными известняковистыми конкрециями желвакового типа с марганцовистыми пятнами. В сухом состоянии порода распадается на хрупкие остроугольные куски. В сыром виде несколько жирная на ощупь | 3,5 |
| 4. Далее вверх по разрезу эта глина сменяется голубовато-серой сильно известковистой глинистой породой (СО ₂ до 12%) с примесью алевритового материала и с крупными включениями плотных карбонатных стяжений | 1,5 |
| 5. На размытой поверхности описываемой пачки лежит палевая, изрытая ходами корней, карбонатизированная глинистая порода с примесью щебня, с обилием известковистых конкреций — это явно остатки почвенного горизонта, верхняя часть которого размыта и выше залегает с резким контактом пачка IV | 1,0 |

Остановимся на вещественном составе пород пачки III и условиях ее образования. Терригенный материал весьма разнообразен, даже алевритовые фракции отчетливо полимиктовые. Среди песчаного материала, который характеризует первый песчаный слой пачки, присутствуют обломки, в разной степени окатанные, кварцитов, кремней, гранитов, кварц-эпидотовых и других сланцев, эффузивов, зерна кварца, микроклина, плагиоклазов (от альбита до олигоклаз-андезина), пластинки мусковита и биотита (свежие и ожелезненные). В алевритовой фракции — много кремнистых и кремнисто-серицитовых агрегатов, зерен кварца (чистого и с включениями эпидота и цоизита), полевых шпатов (микроклин, пелитизированный альбит и свежий олигоклаз-андезин), пластинки слюд. В тяжелой подфракции алевритовой размерности, где сосредоточена основная масса аксессуаров, главную роль играют минералы эпидотовой группы и зерна магнетита, затем присутствует темно-зеленая роговая обманка, циркон, гранат, турмалин, дистен, анатаз-брукитовая группа, апатит и др. Таков состав кластического материала песчаных и алевритовых пород рассматриваемой пачки. В глинистых же разностях кроме того местами появляется примесь совсем местного обломочного материала — щебенка сланцев, а тяжелая подфракция обогащается относительно более крупными обломками бледно-зеленой роговой обманки. У верхней границы пачки, а особенно там, где она затронута древними почвенными процессами, особенно много делювиального материала.

Глинистая составная часть пород пачки III полиминеральна, она представлена в основном смешанно-слоистым монтмориллонит-гидрослюдистым компонентом и гидрослюдой; в небольшом количестве отмечаются каолинит и следы разбухающего хлорита ($d_{001} = 13,8 \text{ \AA}$ при 550°).

Глинистое вещество, которое составляет основу глинистых пород этой пачки, слабее преобразовано в диагенезе, чем это было указано для пород пачек I и II. Здесь не встречаются колломорфные участки, почти всюду сохраняется первичная пелитоморфная структура глинистой массы с параллельным расположением пластинок слюд и гидрослюд. Кое-где заметно, что слоистая текстура глинистой массы нарушена ходами илоедов и корневой системой. В особенно пелитоморфных породах глинистая масса местами приобрела микрокомковатую водостойчивую текстуру. Диагенетические процессы химических изменений алевритовых триоктаэдрических слюд и гидрослюдистого глинистого материала шли в сторону их монтмориллонитизации, т. е. имели ту же направленность, что и при диагенезе отложений пачек I и II, но протекали менее интенсивно.

Породы, объединенные нами в пачку III, генетически связаны с отложениями последнего этапа аллювиального цикла седиментации. Песчаный слой, залегающий в основании видимой части пачки, вероятно, образовывался еще в русловом потоке, а вышележащие глинистые отложения — в старично-озерном или озерно-пойменном бассейне.

Река имела обширную площадь водосбора, откуда сносился очень разнообразный обломочный материал. Размывались, главным образом, метаморфические и изверженные породы и, в меньшей мере, осадочные. Очень важно отметить, что обломочный материал рассматриваемых пород не был идентичен по составу обломочному материалу пород пачек I и II, несмотря на то, что в обоих случаях этот материал был сугубо полимиктовым (особенно в крупнообломочных фракциях). Отличительная черта пачки III — обилие среди терригенного материала обломков кварц-эпидотовых и амфиболовых сланцев и, соответственно, высокое содержание в тяжелой подфракции минералов эпидотовой группы, а также постоянное присутствие зерен темно-зеленой роговой обманки. В отложениях русловой фации не заметна примесь местного обломочного материала. Для аллювиально-озерных отложений, которые составляют основную часть пачки III, характерна та же терригенно-минералогическая ассоциация (с обилием эпидота и цоизита среди акцессориев и пр.), что и для осадков русловой фации. Однако, в отличие от последних, здесь уже появляется и возрастает вверх по разрезу примесь местного делювиального материала — обломков биотитовых и актинолитовых сланцев, а главное — осколков бледно-зеленой роговой обманки, которая резко выделяется среди других минералов тяжелой подфракции более крупными размерами.

Коснемся климатических условий формирования описываемой пачки. Завершающий период аллювиального седиментогенеза заключался в постепенном уменьшении привноса речными водами терригенного материала, усилением плоскостного смыва с бортов долины и усыханием озерно-пойменных бассейнов. Естественно, что такая ситуация во многом определялась именно климатом. Он был, несомненно, значительно более сухим, чем во время формирования пачек I и II. Об этом свидетельствует, в частности, слабая степень диагенетических преобразований глинистого вещества и водоустойчивая мелкокомковатая текстура пачки, а также обилие различных по форме аутигенных образований карбоната кальция и низкое содержание в породах остаточного органического углерода (до 0,05%).

Породы пачки III, как и следовало ожидать, почти не содержат пыльцы и спор. Лишь в одном образце была обнаружена пыльца травянистой растительности (всего 27 зерен).

Пачка IV. Изучена нами по расчисткам 16 и 19 (см. рис. 1). Она вызывает добавочный интерес потому, что содержит костные остатки крупных млекопитающих (верблюдов, оленей, антилоп). Общая мощность пачки 18—20 м.

Пачка сложена глинами и глинистыми алевритами (всегда с примесью щебня) и преимущественно щебнистыми, с глинисто-алеваитовым заполнителем, породами. Для пачки в целом характерен ряд специфических черт, который подчеркивает принадлежность всех слагающих ее пород к одному генетическому типу, а именно — к делювиальному. В этой пачке можно выделить, согласно классификации Е. В. Шанцера (1966), отложения всех трех фациальных зон делювия. С первой, так называемой, привершинной зоной аккумуляции связаны щебнистые, местами обогащенные валунным материалом, литологические разности. К осадкам второй зоны, — переменного режима седиментации, — относятся неяснослоистые глинистые алевриты с прослоями и линзами щеб-

ня. Отложения третьей зоны, которую Е. В. Шанцер называет зоной устойчиво субламинарного режима аккумуляции, представлены здесь алевроито-глинистыми породами с небольшой примесью мелкощебнистого материала и обилием известковистых новообразований. Перечисленные фациальные типы делювия располагаются в разрезе рассматриваемой пачки с закономерной последовательностью, которая позволяет расчленить ее на три подпачки.

Нижняя подпачка (рис. 1, IVa, зона III) сложена палево-серыми с бурым оттенком глинами алевроитистыми с редкой рассеянной мелкой щебенкой метаморфических сланцев (биотитовых, роговообманковых, хлоритовых) и с большим количеством известковых стяжений и бесформенных пятен. Слоистость заметна слабо и чаще всего она выявляется параллельным расположением прослоев, обогащенных карбонатными стяжениями. Породы этой пачки состоят из глинистого вещества и алевроитовых частиц, среди последних преобладают пластинки биотита и зерна полевых шпатов (свежих и разложившихся), затем имеются обломки пород, пластинки мусковита и зерна кварца. Обращает на себя внимание (и это характерно для всей описываемой пачки) очень низкое содержание кварца (3—9%). Тяжелая подфракция алевроитовой размерности бедна минеральными видами, в них резко преобладают зерна актинолитовой роговой обманки — неправильной формы, с зубчатыми краями.

Глинистое вещество принадлежит смешаннослойному монтмориллонит-гидрослюдистому компоненту и гидрослюде; отмечается небольшая примесь каолинита. Глинистая масса пород слабо преобразована процессами диагенеза; в ней часто сохраняется первичная, терригенная (пелитоморфная) структура. Заметно изменены бывают только некоторые пластинки триоктаэдрических слюд (гидратизированы, несколько обесцвечены).

Общая карбонатность пород рассматриваемой подпачки достигает 25%. Карбонат кальция дает изолированные, неправильной формы стяжения, диаметром до 0,25 мм, а также мелкие крипстокристаллические сгустки, бесформенные пятна и ветвистые трубчатые корки вокруг исчезнувших при диагенезе нитевидных корешков травянистой растительности. Конкреции обычно плотные, крепкие; основная масса их имеет тонкокристаллическое сложение, в них бывают заметны трещинки синерезиса, полностью залеченные вторичным, более крупнозернистым кальцитом. В породах изредка встречаются створки остракод и мелкие осколки косточек грызунов.

У верхней границы подпачки породы особенно сильно обогащены крупными стяжениями карбоната, трубчатыми корками от корней растений и содержат мелкие глинистые комочки, пропитанные гумусом. Возможно, что это корни почвенного горизонта, который был уничтожен эрозией перед следующим этапом осадочной аккумуляции.

Условия образования отложений рассматриваемой подпачки рисуются нам в следующем виде. Осадконакопление происходило в краевой зоне делювиального шлейфа. Терригенный материал (глинистые и алевроитовые частицы, мелкий щебень) поступали сюда при склоновом смыве продуктов дезинтеграции метаморфических сланцев. Климат был очень теплым и перемененно влажным, но с тенденцией к аридизации. Растительный покров был травянистый и разрежен настолько, что не препятствовал развитию делювиальных процессов. Накопление осадочного материала шло прерывистым путем, усиливаясь в периоды максимальных ливней и почти затухая в засушливые периоды. Когда выпадение атмосферных осадков бывало особенно обильным, в наиболее пониженных участках области аккумуляции возникали временные водоемы

типа больших луж, в которых успевали расселяться, например, остракоды. В таких временно обводненных участках свежие глинистые осадки оказывались какое-то время насыщенными водой, а в условиях очень теплого климата этого было уже достаточно, чтобы началось диагенетическое преобразование слюдяного и гидрослюдяного материалов. В периоды особенно сильной засухи, при которой ослабевал даже склоновый смыв, а, следовательно, сводилось до минимума и осадконакопление, приобретали большое значение процессы карбонатизации свежих осадков. Осушение луж и обезвоживание илстых осадков обуславливали выпадение бесформенных сгустков карбоната. Теплый климат обеспечивал достаточную активность, в процессах перераспределения карбонатов в подпочвенном слое, даже той эфемерной растительности, которая в виде редкого дерна развивалась на поверхности делювиального шлейфа. В итоге формировалась пачка илстых осадков, содержащих прослой, обогащенные карбонатом.

Средняя подпачка (рис. 1, IVб, зона II). Общая мощность ее 5,5 м. Нижняя часть подпачки сложена рыхлыми щебнистыми слабоглинистыми породами, содержащими включения крупных глыб местных пород — метаморфических сланцев. Карбонатность щебнистых пород низкая (5—8%) и выражена она присутствием мелких нитевидных трубочек (реликты тонких корешков). Верхняя часть подпачки представлена алевритами глинистыми с рассеянной мелкой щебенкой, с прослоями, обогащенными щебнем, и прослоями, обогащенными известковистыми стяжениями. Последних особенно много у верхней границы подпачки. Общая карбонатность пород верхней части подпачки достигает 20%. По составу обломочного материала все породы этой подпачки ничем не отличаются от пород нижней подпачки. Здесь также крупнообломочный и песчаный материал представлен кусками биотитовых, роговообманковых и других сланцев, в алевритовой подфракции много плагиоклазов, слюд и мало кварца; среди тяжелых минералов преобладают зерна роговой обманки.

Начало накопления отложений рассматриваемой подпачки было вызвано оживлением плоскостного смыва, которое скорее обуславливалось не климатическими изменениями, а усилением тектонических движений. Это была естественная смена во времени осадков двух смежных фациальных зон делювия (зоны III — зоной II) одного седиментационного цикла.

Верхняя подпачка (рис. 1, IVв, зона I). Мощность ее около 7—10 м, лежит она с резким размывом на породах средней подпачки и представлена грубощебнистыми глинистыми породами, содержащими линзы щебня и включения крупных (диаметром до 0,15 м) глыб метаморфических сланцев. Карбонатность пород низкая (до 4,5%).

По составу обломочного материала отложения этой подпачки вполне аналогичны отложениям нижних подпачек, т. е. это типичный делювий, образовавшийся за счет смещенных по склону продуктов разрушения метаморфических сланцев. Щебнистый облик делювия и включения крупных глыб материнских пород позволяют связывать генезис этих отложений с первой фациальной зоной делювия, с привершинной, по Е. В. Шанцеру.

Итак, пачка IV, сложенная делювиальными образованиями, формировалась в условиях очень теплого, в общем сухого климата и переменного тектонического режима, который обусловил ее ритмичное строение.

Большая часть образцов, отобранных из описываемой пачки на палинологический анализ, не содержит пыльцевых зерен. Спорово-пыльцевой спектр степного типа был получен только из одного образца верхней, грубощебнистой подпачки.

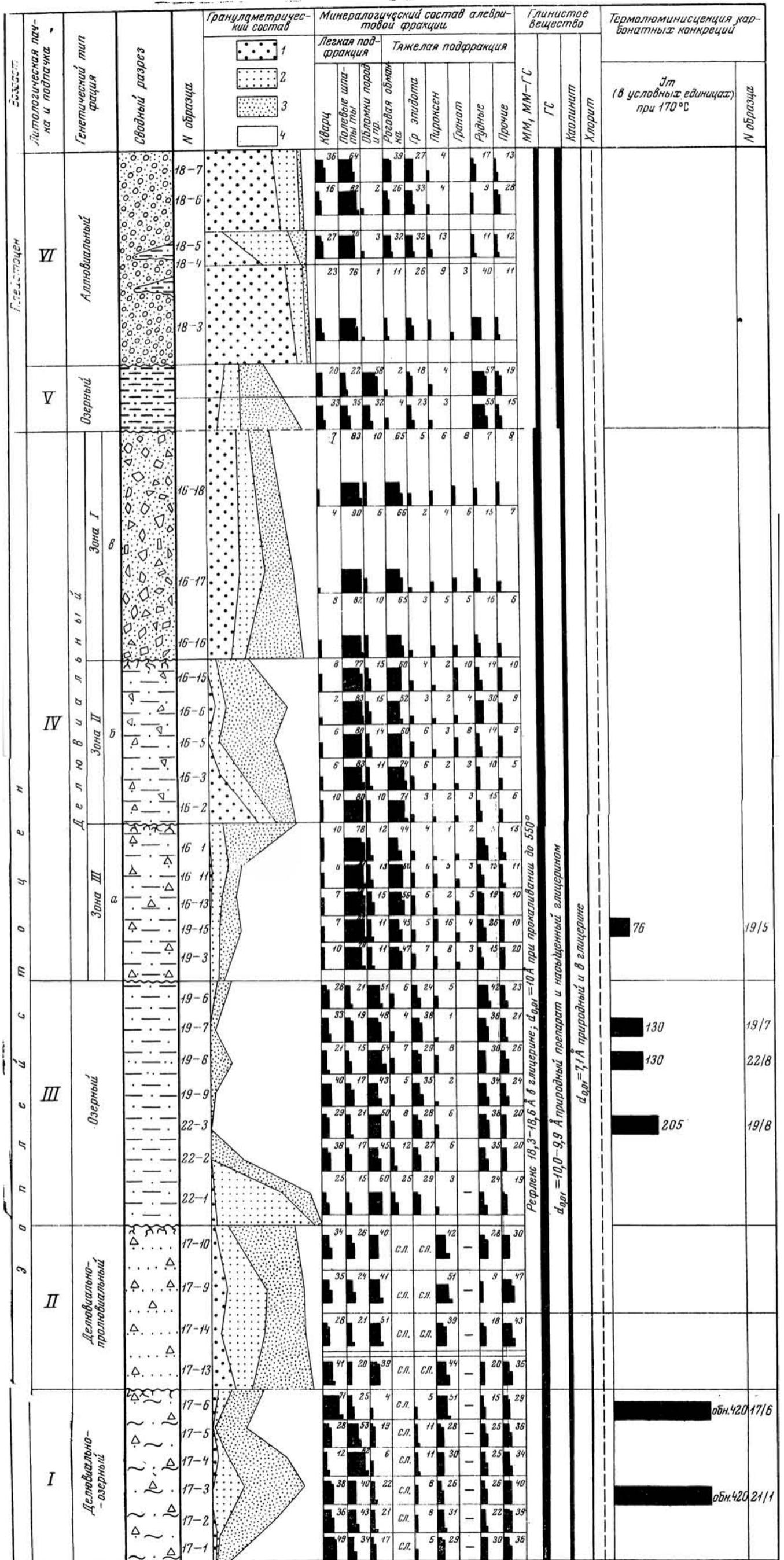


Рис. 2. Стратиграфический разрез кайнозойской толщи близ горы Острая Сопка
 Гранулометрический состав: мм: 1 - >0,25; 2 - 0,25-0,10; 3 - 0,10-0,01; 4 - <0,01

Пачка V изучена нами только по расчистке 18 (см. рис. 1), где она с резким размывом залегает на отложениях пачки II и сама, в свою очередь, сильно размыва, отчего мощность ее едва достигает здесь 2 м. Разрез пачки снизу вверх следующий:

	Мощность, м
1. В основании — серый уплотненный песчанистый алевроит с углистыми примазками и железистыми пятнами	0,6
2. Глинистый алевроит с углистыми остатками, с костями и позвонками рыб	0,6
3. Глина алевроитовая темно-серая, с железистыми и марганцовистыми пятнами. Вверху — корневые остатки, стяжения извести	0,8

Породы этой пачки обладают тонкой горизонтальной слоистостью, которая подчеркивается параллельным расположением слюдястых частиц. По составу обломочного материала и глинистого компонента эти породы резко отличаются от подстилающих их пород пачки II. Прежде всего здесь почти полностью отсутствует местный, делювиальный материал. Терригенные частицы (алевроитовой и мелкопесчаной размерности) чрезвычайно разнообразны: кварц, слюды, полевые шпаты, обломки кремнистых, эпидотовых, хлоритовых и др. пород. В тяжелой подфракции много эпидота (до 22%) и рудных зерен (до 50%), мало граната, роговой обманки (темно-зеленая, обыкновенная) и др. Заметим, что во всех фракциях пород рассматриваемой пачки очень много слюд (мусковитового и биотитового ряда), причем пластинки цветных слюд обычно сильно ожелезнены и явно не *in situ*, а были в таком виде принесены в бассейн седиментации. Основным глинистым минералом здесь является гидрослюда, второстепенное значение имеет смешаннослойная фаза монтмориллонит — гидрослюда и отмечаются следы вермикулита. Глинистое вещество почти полностью сохраняет свою первичную микроструктуру — оно пелитоморфно, местами отчетливо тонкочешуйчатое с одинаково ориентированными частичками и не проявляет заметных диагенетических преобразований.

В породах пачки V, как уже отмечалось, встречаются скелетные остатки рыб. Здесь были найдены В. С. Бажановым, В. М. Мацуем и О. Д. Моськиной (1968) зубы и кости грызунов (точки 5 и 6 — горизонт 2). Очень интересен спорово-пыльцевой спектр, полученный Л. Г. Молиной для одного из наших образцов. В отличие от пород всех вышеописанных пачек, в рассматриваемом случае около 70% составляет пыльца кустарников (с резким преобладанием кустарниковой формы) и только 30% падает на долю пыльцы трав (лебедовых и др.).

У верхней границы пачки V — следы гипергенных процессов: известковистые стяжения, омарганцованные и ожелезненные ходы корней.

Породы пачки V по условиям образования относятся к озерным отложениям. Накопление их происходило в один из самых увлажненных периодов формирования рассматриваемой нами толщи. Об этом свидетельствуют прежде всего преобладание в палинологическом спектре пород спорово-пыльцевых зерен древесно-кустарниковой флоры, затем — сероцветность пород, наличие углистых примазок, полное отсутствие хемогенного карбоната кальция. Достаточная увлажненность климата сказалась и на вещественном составе озерных осадков. В бассейн седиментации поступал только обломочный материал далеких областей размыва. Местный источник сноса был почти совсем исключен из-за задернованности склонов, которая препятствовала смещению делювия в зону водной аккумуляции.

Есть основания полагать, что при накоплении пачки V климат был в сравнении с предыдущими периодами значительно более умеренным в смысле температурных показателей. Именно поэтому при диагенезе

осадков глинистое вещество осталось здесь слабо преобразованным и структурно и химически, несмотря на присутствие достаточного количества растительного органического вещества — одного из активных стимуляторов диагенетических изменений глинистых минералов.

Пачка VI изучена по расчистке 18 (см. рис. 1). С очень большим размывом с базальным галечником в основании лежит пачка аллювиальных отложений, представленная здесь осадками русла. Это галечники с песчаным заполнителем и разнозернистые пески с гравием и галькой. Послойный разрез пачки по расчистке 18 следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. В основании — галечник рыхлый, со светло-серым песчаным заполнителем; косослойный, пятнами и послойно ожелезненный	1,0
2. Песок серый разнозернистый, с линзами гравия и галек, с редкими линзовидными прослоями песка ожелезненного алевритистого; по всему слою — пятна гидроокислов железа	4,0
3. Галечник рыхлый с песчаным заполнителем, аналогичен слою 1	1,5

Породы полимиктового состава. Терригенный материал представлен обломками кварцитов, кремней, кварцитовидных песчаников, разнообразных метаморфических сланцев, эффузивов, гранитов, зернами кварца, полевых шпатов, пластинками слюд. Среди тяжелых минералов очень много темно-зеленой роговой обманки и эпидота.

Степень окатанности обломков разная, но преобладают окатанные и полуокатанные формы. Глинистое вещество составляет в этих породах от 5,0 до 15%, оно преимущественно гидрослюдистого типа, пелитоморфно, не проявляет существенных диагенетических преобразований, т. е. имеет явно унаследованный характер. В некоторых линзовидных прослоях алевритистых песков присутствуют аутигенные выделения тонкозернистого кальцита.

Из пород этой пачки были получены спорово-пыльцевые спектры. В них резко преобладают элементы травянистой растительности (70—80%) — в основном это лебедовые и разнотравье. Пыльца древесной флоры принадлежит в основном березе. Словом, пыльцевой комплекс явно отражает степную ландшафтную зону. По нашим представлениям, климат периода формирования этой пачки был уже очень умеренным в смысле гидротермического режима. В область субквальной аккумуляции поступало мало активного органического материала, легко возникали благоприятные условия для химической садки карбоната и подавлялись процессы диагенетических преобразований глинистого вещества.

Итак, процесс формирования кайнозойской толщи, слагающей левый берег Иртыша в районе горы Острая Сопка, имел прерывистый характер. Отчетливо выявляется шесть самостоятельных седиментационных ритмов, которые были разделены во времени периодами размывов. В соответствии с этим толща расчленяется на шесть пачек — разновозрастных и весьма различных по составу и условиям образования.

Описываемая толща в целом служит хорошим примером того, как выразительно бывают запечатлены в породах характерные черты климата и тектонического режима страны времени накопления первичных осадков. Постараемся, обобщив наши наблюдения, осветить основные этапы истории формирования рассматриваемой толщи.

Областью аккумуляции служила предгорная впадина, в которую терригенный материал поступал с помощью то рек, то временных потоков, то нисходящих по склонам дождевых вод. Бассейн седиментации вместе с областью размыва входил в тектонически очень подвижную зону, характеризовавшуюся разноамплитудными блоковыми движениями.

ми. Активная тектоническая жизнь региона была одной из причин того, что осадконакопление шло с перерывами, сопровождавшимися местными размывами и изменениями фациальных обстановок последующих циклов седиментации. Тектонические условия того времени нашли свое отражение и в ритмичном строении делювиальных пачек и даже в минеральном составе кластического материала осадков (в соотношениях местных и транзитных обломков и т. д.).

Площадь водосбора отличалась резко расчлененным рельефом и была особенно обширной при усилении речной деятельности. Преобладание в области размыва восходящих движений обеспечивало высокую активность эрозионной деятельности текучих вод и тем самым — энергичный размыв, исключавший возможность накопления там мощных кор выветривания. Поэтому в осадки сносился не столько выветрелый, сколько свежий, почти не затронутый химическим разложением материал, т. е. продукты механической дезинтеграции пород.

Размывался очень сложный комплекс коренных пород — это были главным образом различные метаморфические сланцы (роговообманковые, слюдистые, эпидотовые и др.), кремни, кварциты, окварцованные песчаники и алевролиты, затем — эффузивы, граниты. Заметим, что карбонатные породы и рыхлые осадочные образования здесь, по-видимому, не играли заметной роли. Обратим внимание еще и на следующее. Гора Острая Сопка сложена габброидными породами. В составе же делювиального материала описываемой толщи ни в одной пачке не встречены обломки пород типа габбро, нет и в тяжелой подфракции соответствующих этому типу минеральных ассоциаций (пироксен, например, очень редко). Это наводит на мысль о том, что во время накопления рассматриваемых отложений габброидные породы еще не выходили на дневную поверхность.

Метаморфические сланцы, окварцованные песчаники и другие перечисленные выше материнские породы давали при механической дезинтеграции угловатые обломки. Поэтому в условиях энергичного выноса в область седиментации кластического материала многие обломки не успевали приобрести окатанные формы.

Выше, при описании каждой пачки, мы обращали внимание на те особенности пород, которые отражают климатические условия седиментогенеза. В результате выявилась общая тенденция эволюции климата за время формирования толщи, а именно — постепенная аридизация и снижение температурных показателей. Пачки I и II накапливались при очень теплом и переменном влажном климате (семиаридном), который был близок климату ландшафтной зоны современных саванн. Пачки III и IV образовывались еще в теплых условиях, но уже в аридном климате. Пачки V и VI формировались при умеренном тепловом режиме: пачка V, вероятно, — в период некоторого увлажнения, а пачка VI — в явно засушливый период.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженов В. С., Мацул В. М., Моськина О. Д. Стратиграфический разрез нижнего антропогена Алтайского Прииртышья. — Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1968, № 2.
- Минина Е. А. Новейшая тектоника и рельеф юго-западного Алтая. Автореферат канд. диссертации. Л., 1971.
- Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 133. М., «Наука», 1965.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 161. М., «Наука», 1966.
- Шутов В. Д. Классификация песчаников. — Литология и полезн. ископаемые, 1967, № 5.

Р. А. ЗИНОВА

О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ СЕВЕРА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА В ПОЗДНЕМ НЕОГЕНЕ И РАННЕМ АНТРОПОГЕНЕ

В развитии палеогеографии позднего неогена и раннего антропогена севера Центрального Казахстана намечаются три временных интервала: поздненеогеновый или павлодарский, раннеэоплейстоценовый или новостанично-битекейский, позднеэоплейстоценовый или музбельский¹, каждый из которых отличается совокупностью характерных черт. В основу реконструкции палеогеографической обстановки указанных отрезков времени нами положены, главным образом, биостратиграфические материалы. Кроме того, были использованы сведения по палеографии позднего неогена и раннего антропогена изученной территории, отраженные в ранее опубликованных работах (Кассин, 1941, 1947; Никифорова, 1960; Сваричевская, 1961, 1965; Шанцер, Микулина, Малиновский, 1967).

ПОЗДНЕНЕОГЕНОВОЕ (ПАВЛОДАРСКОЕ) ВРЕМЯ

Начало павлодарского времени совпало с очередной фазой тектонических движений, в результате которых облик рельефа горных областей Южного Казахстана и Средней Азии в значительной мере изменился. Новые поднятия произошли преимущественно в областях крупных положительных структур. Что касается Казахского нагорья, то эти движения по существу не отразились на его структурном плане. Частичное поднятие испытали области Кокчетавской возвышенности и гор Улутау. Тенизская, Карагандинская и некоторые более мелкие впадины продолжали погружаться. А на остальной большей части территории Центрального Казахстана в строении допалеозойского и палеозойского фундамента наметились нарушения местного характера, выразившиеся в появлении ряда разломов и вертикальных перемещениях поверхности. Подтверждается это отчасти остатками зелёных восковидных глин аральской свиты нижне-среднемиоценового возраста, установленными в настоящее время на разных гипсометрических уровнях. Поздненеогеновые поднятия носили резко дифференцированный характер (Никифорова, 1960).

Повышение тектонической активности, по всей вероятности, совпало с некоторым увлажнением климата в начале позднего неогена, что привело к усилению эрозионных процессов. Существенному расчленению подвергся в это время рельеф Казахского нагорья. Несмотря на широкое развитие эрозионных процессов, глубина врезов лишь в отдельных местах достигала основания толщи глин аральской свиты. В древних долинах, унаследованных павлодарскими реками, наблюдается, как правило, налегание пород павлодарской свиты на зеленоцветные аральские глинистые осадки. Обе неогеновые толщи разделяются между собой четкой границей. Отличаются они как по окраске, так и по литологическому составу слагающих пород. Аральская свита, непосредственно подстила-

¹ В работе принята схема стратиграфии В. И. Громова, И. И. Краснова, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцера (1969).

ющая толща позднего неогена, представлена преимущественно зелеными и зеленовато-серыми восковидными глинами, иногда с розовыми и кирпично-красными пятнами в верхней части разреза. В составе же отложений павлодарской свиты и её стратиграфических аналогов принимают участие пески, галечники, песчаные глины, в основном красноцветные. Исключением в данном случае являются отложения кедейской и тенизской свит, которые, подобно глинам аральской свиты, окрашены в зеленовато-серый цвет. Во многих разрезах по Иртышу, в Карагандинском угольном бассейне нижняя песчаная часть павлодарской свиты превосходит по мощности верхнюю глинистую. Пески, как правило, хорошо отмыты, имеют чёткую косую слоистость. В составе кедейской свиты большое участие принимают песчано-галечные разности, содержащие иногда хорошо окатанный крупный галечник (до 10 см в диаметре). Присутствие песков и галечников в нижней части разреза поздненеогеновых свит объясняется, по-видимому, резким усилением эрозионных процессов, обусловленных одновременным изменением тектонической обстановки и климата. Гидрографическая сеть в поздненеогеновое время была достаточно разветвленной. Подтверждением этому служат многочисленные разрезы погребенного павлодарского аллювия, установленные бурением в разных частях изученной территории.

В то время, когда в долинах рек шло накопление аллювиальных фаций, на остальной преимущественно возвышенной территории, занятой водораздельным мелкосопочником и цокольными равнинами, широкое развитие получили денудационные процессы. Плоскостная денудация особенно усилилась к концу позднего неогена, когда тектоническая обстановка на севере Центрального Казахстана стала относительно спокойной. В результате почти полного затухания глубинных эрозионных процессов и усиления плоскостного смыва происходило выравнивание и снижение поверхности Центрально-Казахстанского мелкосопочника. На значительной части территории Кокчетавской возвышенности, Тенизской и Карагандинской впадин образовались делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы из красноцветных глин и тяжелых суглинков, включающих щебень и дресву местных пород. Накопление субаральных, преимущественно делювиальных красноцветных отложений во впадинах осуществлялось, главным образом, за счёт разрушения их бортов, сложенных коренными породами. Мощность красноцветных глин павлодарской свиты местами достигает 70—80 м.

Климат павлодарского времени был теплым и, несмотря на некоторое увлажнение в самом начале периода, достаточно засушливым. Значительная опесчаненность и повышенная карбонатность пород, преобладание в составе маловыщелоченных минералов, таких как монтмориллонит и гидрослюды, и относительно высокое содержание малоустойчивых к выветриванию минералов служат в определенной мере доказательством аридности климата (Синицын, 1967б). Как показал термический анализ, глины павлодарской и кедейской свит имеют гидрослюдистый и монтмориллонит-гидрослюдистый состав. По данным минералогического анализа, пески у Гусиного Перелета представлены почти наполовину малоустойчивыми к выветриванию минералами, такими, как полевой шпат, эпидот, амфибол, апатит и другие. Глины павлодарской и кедейской свит отличаются повышенной песчаностью и карбонатностью. Карбонаты отмечаются в них в виде конкреционных образований — журавчиков, куколок, трубочек и крупных округлых конкреций; прослоек, линз и гнезд мучнистой и затвердевшей массы. Тончайшая карбонатная пыль насквозь пронизывает породу, бурно вскипающую под действием соляной кислоты. Об аридных климатических условиях свидетельствует и преобладающая красноцветная окраска глин павлодарской свиты.

Данные о составе и характере распределения растительности, полученные в результате изучения ископаемых пыльцы, спор и семян, также свидетельствуют о теплых засушливых климатических условиях позднего неогенового времени. Почти на всей территории севера Центрального Казахстана и прилегающих районов Тургайской и юга Западно-Сибирской равнин развилась саванно-степная растительность. Заметно расширились, по сравнению с раннеогеновым временем, площади степей и луго-степей. Происходило постепенное вытеснение луговых мезофильных ассоциаций степными марево-попынными. Древесная растительность произрастала в виде небольших массивов — оазисов среди обширных степных пространств, а также по долинам рек и берегам озёр. По данным В. П. Никитина (1968), в состав павлодарской флоры входило 40—45% видов, характерных для современной растительности. Основными лесообразующими породами являлись сосна и береза. К ним примешивались ель, тсуга, ольха, лещина, граб, падуб, ива — представители листопадной, в основном холодоустойчивой растительности. Травы были представлены преимущественно маревыми, полынями, сложноцветными, злаковыми и другими семействами ксерофильной растительности. К концу позднего неогена в связи с усилением засушливости климата господствующее положение заняли открытые степные марево-попынные ландшафты; площади лесов еще более сократились.

В позднеогеновое время изменились не только климатические условия и растительность, но преобразился соответственно им и животный мир северных областей Центрального Казахстана. Широкое распространение в это время получила гиппарионовая фауна. Главным представителем ее был гиппарион — небольшая трехпалая лошадь. Гиппарионы «паслись... на просторах Западно-Сибирской равнины такими же огромными табунами, как ещё совсем недавно зебры и другие копытные в саваннах Африки» (Орлов, 1968, стр. 43). В павлодарской фауне известны два вида гиппарионов: крупный длинноногий и мелкий, оба в общем приспособленные к обитанию в ксерофильных условиях (Синицын, 1967а). Кроме гиппарионов, для этой фауны характерны мастодонт, динотерий, носорог, жираф, антилопа. Жирафы отличались от обитающих ныне в Африке более короткими шеей и ногами. Антилопа в гиппарионовой фауне представлена двумя видами: крупной — трагоцерус и мелкой — газелью. Из хищников здесь были определены крупный саблезубый тигр, гиена, россомаха, барсук, куница и другие. Интересной является находка примитивного пресноводного ластоногого, названного Ю. А. Орловым семанитором. Из пресноводных черепах отсюда же известны остатки трионикса, из птиц — крупного страуса.

В целом павлодарская фауна отражает условия открытого степного и полукрытого саванного ландшафтов.

РАННЕЗОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ (НОВОСТАНИЧНО-БИТЕКЕЙСКОЕ) ВРЕМЯ

В раннем эоплейстоцене новая волна интенсивных тектонических движений прошла почти по всей территории Урало-Сибирской платформы. На севере Центрального Казахстана тектоническая обстановка в это время также изменилась. Все наиболее крупные положительные структуры испытали дальнейшее воздымание. Поднятия носили сводовый характер, были резко дифференцированными и развивались унаследованно по отношению к общему плану герцинской структуры. Раннеэоплейстоценовые поднятия, охватившие Кокчетавскую возвышенность, горный пояс Балхаш-Тенизского и Балхаш-Иртышского водоразделов, горы Бурунтау и Улутау, и одновременные опускания Тенизской, Карагандин-

ской и более мелких впадин, способствовали усиленному эрозионному расчленению в общем пенепленизированной поздненеогеновой поверхности Центрального Казахстана. К раннему эоплейстоцену относится начало этапа вторичного резкого обновления Казахского мелкосопочника. Большая часть территории Казахской складчатой страны являлась в это время областью широкого развития глубинных эрозионных процессов и выноса за её пределы обломочного материала. В результате поднятий и весьма интенсивного расчленения поверхности неогеновые и более ранние отложения в значительной степени были размыты и перемещены на разные гипсометрические уровни. Останцы цокольных неогеновых равнин сохранились до настоящего времени в виде горизонтальных площадок в районах развития наиболее расчленённого низкогорного рельефа. В целом поверхность севера Центрального Казахстана в то время представляла собой сочетание всхолмленных денудационных равнин и участков низкогорного рельефа с отдельными хребтами — Чингизским, Бурунтау, Улутау, Якши-Янгизтау и другими. Сарысуйская, Тенизская, Карагандинская впадины, вероятно, были заняты относительно низкими аккумулятивно-денудационными и денудационными равнинами. Примыкающие к Казахскому мелкосопочнику с северо-запада, севера и северо-востока низменные территории Тургайской прогиба, Ишимской и Прииртышской равнин служили зонами аккумуляции и широкого развития аллювиально-озерных равнин. Отложениями, которые по предварительным данным, могут быть отнесены по возрасту к началу раннего эоплейстоцена, являются преимущественно глинистые породы новостаничной свиты. Судя по цвету и механическому составу, накопление их происходило в обширных озерных водоемах и реках, существовавших на юге Западно-Сибирской низменности. В области Казахского мелкосопочника отложения однообразные новостаничной свите пока не установлены. Объясняется это, очевидно, некоторым перерывом осадконакопления в начале эоплейстоцена в результате усиления тектонической деятельности и широкого развития эрозионных процессов. Начало очередного эрозионно-аккумулятивного цикла связано с битекейскими реками, унаследовавшими отчасти неогеновые долины, а также использовавшими для выработки долин ослабленные тектонические зоны на склонах Казахской складчатой страны. Несмотря на широкую масштабность эрозионных процессов, глубина расчленения рельефа в битекейское время была совсем незначительной. Как известно, максимальная мощность отложений битекейской и селетинской свит едва ли достигает 15 м. Условия залегания и состав битекейского аллювия показывают, что его накоплению предшествовал интенсивный размыв. Небольшие по мощности толщи отложений битекейских рек оказались врезанными в более древние породы, включая павлодарскую, кедейскую и новостаничную свиты. Битекейские реки были неглубокие, но отличались быстрым течением и повышенной мутностью воды. Скорость течения обуславливалась прежде всего большим уклоном тальвега. Многие известные реки (Битеке, Муккур, Иман-Бурлук, Бабык-Бурлук, Селеты), к которым приурочен битекейский аллювий, и сейчас отличаются большой разностью гипсометрических отметок уреза воды в устье и истоках. Большая скорость водных потоков в прошлом способствовала увеличению их мутности, особенно во время весенних паводков. Подтверждается это прежде всего литологией отложений битекейской и селетинской свит, отложениям которых свойственны исключительно плохая сортировка обломочного материала, большая засоренность, за что их часто называют мусорными породами. В составе обломков большое участие местных коренных пород. В большом количестве к ним примешиваются известково-мергелистые конкреции и остатки костей млекопитающих,

которые частично являются переотложенными из неогеновых глин. Отмечаются также остатки растительности и раковины моллюсков, образующие массовые скопления в отдельных слоях.

Несколько иной в раннем эоплейстоцене была тектоническая обстановка в Павлодарском Прииртышье. Судя по характеру отложений иртышской свиты, в битекейское, как впрочем и в новостаничное время, Прииртышская впадина представляла собой пониженную область аккумуляции. Мощность аллювия иртышской свиты в отдельных случаях превышает 50 м. Представлен он иловатыми темными глинами и алевроитами с характерной ленточно-горизонтальной слоистостью. Иногда среди глин и алевроитов залегают пакки преимущественно мелкозернистых голубовато-серых песков мощностью до 20 м, принадлежащих очевидно русловой фации. Цвет осадков и нонtronит (монтмориллонит)-гидрослюдистый состав указывают на отложение иртышской свиты в субаквальных условиях.

При восстановлении климатических условий раннего эоплейстоцена основное внимание уделялось изучению и сравнению результатов спорово-пыльцевого анализа, данных изучения вещественного состава новостаничных и битекейских отложений и содержащейся в них разнообразной фауны. Полученный таким образом комплекс фактов свидетельствует о существовании в раннем эоплейстоцене тёплого и сравнительно засушливого климата. Судя по составу растительности и характеру ее эволюции, наиболее значительное увлажнение климата произошло в самом начале эоплейстоцена во время отложения новостаничных глин. В спорово-пыльцевых спектрах из новостаничной свиты установлено достаточно высокое содержание пыльцы древесных пород (до 50%). Большое участие в составе лесов новостаничного времени принимали хвойные: сосна, ель, пихта, тсуга. Разнообразно были представлены лиственные и широколиственные древесные растения (береза, ольха, дуб, грецкий орех, граб, вяз, ива, лещина). В подлеске произрастали папоротники, в том числе некоторые виды лесных плаунов. Богатый моховой покров состоял из зелёных, печеночных и сфагновых мхов, присутствие которых свидетельствует о существовании участков с избыточным увлажнением, очевидно, озер и болот. Травянистая растительность представлена была преимущественно злаковыми, маревыми, полынью, сложноцветными.

Подобный состав растительности установлен в спорово-пыльцевых спектрах из отложений битекейской свиты. Как в новостаничное, так и позже в битекейское время расселялись ленточные сосновые и елово-сосновые с примесью пихты и тсуги леса, приуроченные в основном к долинам рек. В битекейское время климат, по-видимому, стал суше, так как в спектрах битекейской свиты почти не отмечаются споры мхов и заметно увеличивается количество пыльцы ксерофитных трав.

Вещественный состав битекейских отложений показывает, что накопление их происходило в аридных условиях. Основными глинообразующими минералами являлись гидрослюды и монтмориллонит (нонtronит). Для отложений битекейской и селетинской свит характерны повышенная карбонатность и песчанность, включения известково-мергелистых конкреционных образований, отчасти переотложенных. Безусловно первичны конкреции, присутствующие в алевроитах и глинах битекейской свиты.

Климат новостанично-битекейского времени был достаточно тёплым, особенно в самом начале раннего эоплейстоцена. Благоприятные климатические условия, густая сеть озёр и рек способствовали широкому развитию и расселению теплолюбивой фауны моллюсков левантинского типа, в составе которой впрочем уже присутствовали новые виды уню-

нид, очень близкие современным видам бореальной фауны. Смешение двух фаун — неогеновой и бореальной — происходило в раннем эоплейстоцене. Теплолюбивая левантинская фауна вымерла в битекейское время. В отложениях позднего неогена и даже в подпуск-лебяжинских слоях, охарактеризованных фауной млекопитающих хакпровского комплекса, малакофауна почти полностью состоит из современных холодолюбивых видов. Основными причинами вымирания теплолюбивой раннеэоплейстоценовой фауны моллюсков, по мнению одних авторов (Богачёв, 1966; Чепалыга, 1967), послужили понижение температуры и охлаждение вод, повышение их мутности и обмеление рек. У. Н. Мадерни (1968) считает, что вымирание вивипарид и унионид битекейского комплекса «произошло по причине осолонения континентальных пресноводных водоёмов», вызванного «существенной аридизацией климата» (стр. 15). В общем, правы и те исследователи, которые видят причину вымирания теплолюбивой фауны моллюсков в усилении аридизации климата и осолонении водоёмов; и другие, объясняющие это вымирание понижением температуры и охлаждением вод. Большой геологический и палеонтологический материал, полученный за последние годы специалистами различных профилей, показывает, что в битекейское время уже достаточно определено наметилась тенденция к более значительному иссушению и некоторому похолоданию климата. Именно в это время произошло существенное обеднение растительности, из состава которой выпали многие тепло- и влаголюбивые элементы. На смену им появились многие холодо- и засухоустойчивые плейстоценовые виды.

Фауна млекопитающих из новостаничной свиты недостаточно изучена. Что касается битекейской фауны крупных млекопитающих, то она представлена в основном антропогеновыми животными. В редких случаях в ней присутствовал гиппарион. В составе битекейского комплекса млекопитающих определены верблюд, лошадь Стенона, овернский мастодонт. Присутствие верблюда свидетельствует о широком распространении в то время аридных степных условий.

Палеогеографическая обстановка к концу раннего эоплейстоцена, по сравнению с битекейским временем, несколько изменилась. Относительно спокойный тектонический режим, установившийся в Павлодарском Прииртышье во время отложения иртышской свиты, затем сменился волной восходящих тектонических движений. В результате воздымания северо-восточного крыла Казахского кристаллического щита и усиления процессов глубинной эрозии были размыты значительные толщи отложений иртышской свиты. К концу раннего эоплейстоцена относится накопление аллювиальных песков и галечников подпуск-лебяжинских слоёв, связанных частью с долиной Пра-Иртыша и приуроченных также к погребённым ныне долинам Кулундинской равнины. В пределах Казахской мелкосопочной страны отложения, одновозрастные подпуск-лебяжинским слоям, не выделены. Очевидно можно предполагать, что эта территория в конце раннего эоплейстоцена была занята высоким мелкосопочником и холмистыми денудационными и денудационно-аккумулятивными равнинами.

Климат времени накопления подпуск-лебяжинских слоёв, по сравнению с битекейским, был значительно суше и несколько прохладнее. В начале подпуск-лебяжинского времени климат по степени влажности ещё мало отличался от тёплого и умеренно засушливого битекейского климата. Как показал спорово-пыльцевой анализ, в спектрах из нижней части разреза подпуск-лебяжинских слоёв присутствует до 37% пыльцы древесных пород. Основными лесообразующими породами в это время становятся берёза (до 50%) и сосна (до 45%). Отмечается небольшое количество пыльцы лещины, ольхи, граба, вяза, что безусловно свиде-

тельствует о вполне благоприятных для произрастания широколиственных пород климатических условиях. Заметное ухудшение климата, произошедшее к концу раннего эоплейстоцена, вызвало широкое развитие сухих маревых и злаково-полынных степей. Резко сократились участки ленточных лесов. Пыльца древесных пород в спектрах верхних пачек подпуск-лебяжинского аллювия едва достигает 9%. Леса, по-видимому, были представлены берёзовыми колками и небольшими массивами приречных сосновых боров.

Резкой аридизацией и некоторым наметившимся к концу раннего эоплейстоцена похолоданием климата следует, вероятно, объяснить периоды, происшедшие в составе и внешнем облике раковин моллюсков. К этому времени теплолюбивая левантинская малакофауна с характерными толстостенными скульптурированными раковинами вымерла на всей территории севера Центрального Казахстана. На смену ей явилась преимущественно холодолюбивая плейстоценовая фауна моллюсков, широко расселившаяся в пределах изученной территории в позднем эоплейстоцене. Для подпуск-лебяжинских моллюсков характерны мелкие, тонкостенные и очень хрупкие раковины. Фауна остракод также состояла преимущественно из плейстоценовых видов. Присутствие в составе подпуск-лебяжинской фауны млекопитающих — верблюда, антилопы, газели, лошади — свидетельствует о господстве засушливых степных ландшафтов.

Засушливостью климата, вероятно, объясняется повышенное содержание в отложениях подпуск-лебяжинских слоёв малоустойчивых к выветриванию минералов: полевого шпата, эпидота, амфибола, апатита, пироксена и других.

ПОЗДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ (МУЗБЕЛЬСКОЕ) ВРЕМЯ

В позднем эоплейстоцене почти на всей территории севера Центрального Казахстана наблюдался относительно спокойный тектонический режим, в условиях которого продолжалось постепенное сводовое поднятие центральной части Казахского щита и погружение отдельных внутренних впадин. Общая тенденция развития позднеэоплейстоценовых тектонических движений в общем плане была унаследована от предыдущего этапа. Однако напряженность тектонических процессов и интенсивность их проявления резко снизились. В соответствии с изменением тектонической обстановки в музбельское время несравненно снизилась активность процессов глубинной эрозии и почти прекратилось расчленение поверхности Казахского нагорья. Наблюдалось повсеместное выравнивание территории за счет усиления плоскостного смыва и денудационного срезания наиболее приподнятых участков допалеозойского и палеозойского фундамента, и за счет заполнения долин и межсопочных понижений обломочным материалом. Широкое развитие в позднем эоплейстоцене получили субаэральные процессы, в результате которых образовалась относительно мощная (до 60 м) толща полигенетических буроватых глин и суглинков музбельской свиты. Эти осадки приурочены в основном к понижениям и склонам высокого водораздельного мелкосопочника и бортам наиболее крупных внутренних впадин. Музбельское время характеризовалось широкой площадной аккумуляцией. Большое участие в образовании рельефа принимали аллювиальные и озёрно-аллювиальные равнины. Литологический состав, характер слоистости и условия залегания отложений аиртавской и краснокутской свит свидетельствуют о существовании в позднем эоплейстоцене весьма увлажнённых участков — болот и озёр. Речная сеть испытала своеобразное замирание, «одряхление». Увеличилось количество слабопроточных

и застойных водоемов, создававших благоприятные условия для накопления илов и иловатых глин, тонколенчочнослоистых алевролитов с прослоями песков. Осадки аиртавской и краснокутской свит характеризуются преимущественно тёмно-серыми, голубоватыми и зеленоватыми окрасками, содержат множество остатков полусгнившей растительности, особенно камыша и тростника. Этим породам свойствен гнилостный, сероводородный запах. Прослой песков в большинстве случаев отмечаются в основании разрезов этих свит.

Климат в начале музбельского времени испытал кратковременное увлажнение. Подтверждается это данными сравнительного анализа состава спорово-пыльцевых спектров из подпуск-лебяжинских слоев и отложений позднего эоплейстоцена. Установлено повышенное содержание пыльцы древесных пород в спектрах нижней части разрезов аиртавской (до 22%), краснокутской (до 29%) и музбельской (до 40%) свит. Отмечается также по некоторым разрезам резкое увеличение количества пыльцы ели (до 45%). В образовании лесов главную роль играли сосна и берёза. К ним изредка примешивались некоторые широколиственные: граб, вяз, дуб, лещина. В подлеске произрастали папоротники, в том числе лесные плауны. В образовании мохового покрова участвовали зеленые, печеночные и сфагновые мхи. Присутствие спор *Riccia fröstii*, по мнению некоторых палинологов (Стрижова, 1962), указывает на доплейстоценовый возраст вмещающих отложений. Увлажнение, отмеченное в начале позднего эоплейстоцена, по-видимому было кратковременным и небольшим. В целом же для климата этой эпохи сохранилась весьма устойчивая тенденция к усилению аридизации и дальнейшему похолоданию.

Господствующее положение в растительном покрове занимали ксерофильные маревые и злаково-полюнные ассоциации. В составе лугового разнотравья преобладали гречишные, гвоздичные, зонтичные растения. В климате позднего эоплейстоцена более четко определились признаки усиления континентальности и похолодания. Породы музбельской свиты характеризуются очевидной облессованностью.

В составе фауны моллюсков из аиртавской свиты, представленной холодолюбивыми плейстоценовыми видами, появляются первые представители наземных «лессовых» моллюсков. В краснокутской фауне обнаружены мелкие раковины теплолюбивого моллюска *Corbicula fluminalis*, приспособившегося в отдельных случаях к новым менее благоприятным условиям обитания. Присутствие раковин корбикул и пыльцы некоторых широколиственных древесных пород в отложениях позднего эоплейстоцена, участие в образовании субэаральной музбельской свиты пачек преимущественно красноцветных пород позволяют предполагать существование в то время умеренно тёплого, засушливого климата.

Таким образом, в течение всего эоплейстоцена, начиная с новостанционного времени, климат севера Центрального Казахстана неоднократно менялся то в сторону большего увлажнения, то — иссушения. В целом же он оставался тёплым и засушливым и сохранял тенденцию к ещё большему иссушению и похолоданию.

В заключение остановимся на некоторых основных особенностях развития палеогеографической обстановки рассматриваемой территории в раннем плейстоцене, под отложениями которого предполагается проводить границу между эоплейстоценом и плейстоценом (Громов, Краснов, Никифорова, Шанцер, 1969).

В раннем плейстоцене в пределах Казахского кристаллического щита прошли активные тектонические движения, вошедшие в койбынскую фазу тектогенеза (Костенко, 1963). Сводовые поднятия охватили территорию Улутауского антиклинория, нагорье Восточной Бетпак-Далы (Ни-

кифорова, 1960) и Кокчетавскую возвышенность (Шанцер, Микулина, Малиновский, 1967). С койбынской фазой тектогенеза связан крупный цикл эрозионного расчленения поверхности Казахского пенеппена, в результате которого по долинам рек, саям и у подножия хребтов сформировались грубые аллювиальные и пролювиально-аллювиальные галечники, гравийники и пески. Аллювиальные отложения выделены Н. Н. Костенко (1960) в караульскую свиту Павлодарского Прииртышья и рассматриваются нами как нижняя пачка аллювия третьих надпойменных террас рек Иртыша, Ишима, Нуры и др. Пролувиальные галечники и конгломераты часто описываются в литературе под названием «верхне-гобийских конгломератов».

Климат раннего плейстоцена, по сравнению с позднеоплейстоценовым, был более влажным. К концу этого времени наступило похолодание, за которым последовало развитие покровного оледенения севера Сибири. Под влиянием влажного и прохладного плейстоценового климата резко изменилась окраска отложений: от красно- и буроватых к серым и палево-бурым. Очень существенные изменения произошли в характере растительного покрова. Большое участие в составе лесов, ареал которых заметно расширился, стали принимать темнохвойные породы: ель, пихта, сосна сибирская. Возросла роль термофильных, холодоустойчивых широколиственных пород: граба, вяза, дуба, ольхи, лещины и др. Несмотря на некоторое похолодание, которое отмечается в раннем плейстоцене, в целом климат, по-видимому, был еще достаточно теплым и благоприятствовал широкому расселению теплолюбивой фауны моллюсков, включающей корбикул и некоторые виды плейстоценовых унионид.

Основные животные, обитавшие в это время на севере Центрального Казахстана, — слон Вюста, бизон Шетензака, широколобый лось, эламотерий.

Как следует из изложенного, палеогеографическая обстановка на севере Центрального Казахстана на протяжении позднего неогена и раннего антропогена неоднократно изменялась. Происходило чередование фаз активизации тектонических движений и относительного тектонического покоя, циклов интенсивного эрозионного расчленения и плоскостного нивелирования, пенеппенизации рельефа, смена засушливого климата более влажным и соответственное расширение площади ксерофильных степей или увеличение роли мезофильной древесной растительности.

ЛИТЕРАТУРА

- Богачев В. В. Великое вымирание унионид в Сибири. Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 32. М., «Наука», 1966.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Схема подразделений антропогена. Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 36. М., «Наука», 1969.
- Кассин Н. Г. Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан. М.—Л., Госгеолгиздат, 1941.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.
- Костенко Н. Н. Краткий очерк антропогена Казахстана.— В кн. Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Костенко Н. Н. Основы стратиграфии антропогена Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Мадерни У. Н. Кайнозойские пресноводные моллюски континентальных отложений Северо-Западного Казахстана и юга Западной Сибири. Автореферат канд. диссерт. Ленинград, 1968.
- Никифорова К. В. К вопросу о палеогеографии позднего палеогена и неогена Западной Сибири по данным палеокарпологии.— В кн. Кайнозой Западной Сибири. М., «Наука», 1968.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 45. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Орлов Ю. А. В мире древних животных (Очерки по палеонтологии позвоночных). М., «Наука», 1968.
- Сваричевская З. А. Древний пенецплен Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.
- Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967а.
- Синицын В. М. Климаты Евразии в палеогене и неогене.— В кн. Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. М.— Л., «Наука», 1967б.
- Стрижова А. И. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Кеть-Тымского Приобья.— Докл. палеоботанической конференции. Томск, Изд-во ТГУ, 1962.
- Чепалыга А. Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1967.
- Шанцер Е. В., Микулина Т. М., Малиновский В. Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. М., Изд-во МГУ, 1967.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

П. В. ФЕДОРОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНА КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

Летом 1972 г. Институт Гидропроект им. С. Я. Жука передал автору для палеонтологического изучения образцы из девяти скважин, пробуренных через Керченский пролив по створу между косой Чушка и Керченским п-овом. Этот исключительно интересный материал дает много нового для понимания геологической истории Керченского пролива и Черноморской области в целом. В то же время он подтверждает и дополняет первоначальные представления Н. И. Андрусова (1965), которым впервые (1918 г.) здесь были выделены:

осадки новой пресноводно-каспийской фазы (новоэвксинские слои);

осадки новой морской фазы (древнечерноморские и новочерноморские слои).

В результате изучения материала представляется возможным сказать следующее.

Самые древние из четвертичных образований (рисунок) — плотные глины серого цвета с синеватым или зеленоватым оттенком, содержащие раковины *Didacna palivkini* Wass., *Didacna pontocaspia* Pavl., *Didacna baericrassa* Pavl., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Clessiniola*, *Vivipagus*, которые позволяют уверенно относить их к древнеэвксинским отложениям. Мощность их 4—5 м. Они залегают на размытой поверхности неогеновых глин (сармат) в западной части пролива на глубине 25—40 м. Несомненно, что их накоплению предшествовал значительный размыв, уничтоживший не только более древние четвертичные, но и плиоценовые отложения.

Сравнение древнеэвксинских отложений дна Керченского пролива и разрезов берегов Керченского и Таманского полуостровов показывает, что их палеонтологические характеристики сходны, а литологические различия легко объяснимы разницей глубин, на которой происходило их накопление. Если в береговых обнажениях мы имеем дело с прибрежной фацией древнеэвксинских отложений (пески, ракушечники и реже глины), то на дне пролива развиты осадки, формировавшиеся на некоторой глубине.

Однако из того же сравнения следует, что на дне пролива не вскрыты узунларские слои, со смешанной каспийско-средиземноморской фауной, которые в береговых разрезах залегают непосредственно на древнеэвксинских отложениях. Возможно, что они были здесь размыты последующей абразией карангатской трансгрессии.

Выше со следами размыва залегают карангатские глины серого и темно-серого цвета с раковинами *Paphia senescens* (Cos.), *Spisula subtruncata triangula* (Ren.), *Cardium edule* L., *Cardium paucicostatum* (Sow.), *Ostrea edulis* L., *Corbula gibba* (Olivi), *Chlamys glabra* (L.), *Cerithium vulgatum* Brug. и др. Они развиты в западной части дна на глубинах 10—30 м, мощность их — от 5 до 10 м.

Қараңгатские глинистые отложения прекрасно увязываются палеонтологически и фациально с лиманными глинами низов карангатских отложений берегового разреза севернее Тобечикского озера (Эльтигенский опорный разрез, с. Героевское).

На карангатских глинистых осадках в западной части разреза залегают прибрежные песчано-ракушечные и илистые, песчаные отложения, содержащие также карангатскую моллюсковую фауну: *Ostrea edulis* (которые образуют местами устричные банки), *Cardium edule* L. (крупные формы), *Gastrana fragilis* (L.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Parha senescens* (Cos.), *Chlamys glabra* и др. Изредка среди раковин карангатских морских моллюсков встречаются обломки *Didacna palivikini* Wass., *Dreissena polymorpha* Pall., находящиеся в переотложенном залегании и обычно приуроченные к низам этих отложений. Здесь мы имеем отложения второй фазы карангата, связанные с дальнейшим развитием трансгрессии и абразии берегов. Эта прибрежная фация карангата, так же как и глинистая, хорошо сопоставляется с береговым разрезом карангатской террасы севернее Тобечикского озера (Эльтигенский опорный разрез).

Таким образом двучленное строение карангатских отложений этого разреза (Федоров, 1963) прослеживается и на дне Керченского пролива.

Надо сказать, что именно эти прибрежные пески и ракушечники карангата указываются Н. И. Андрусовым в забоях нескольких скважин.

Более глубокие слои (карангатские и древнеэвксинские глины) при бурении через Керченский пролив не были пройдены ни в 1916—1917 гг., ни позднее и, таким образом, отмечаются здесь впервые.

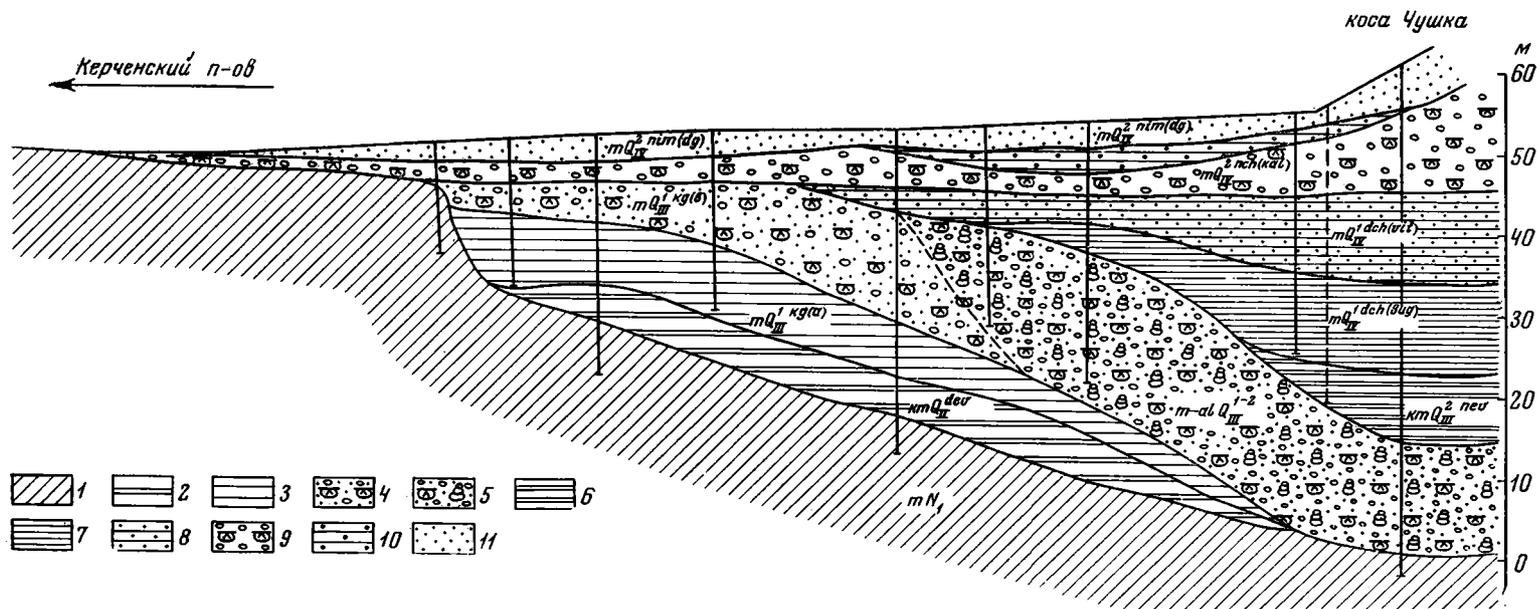
Наличие в прибрежных карангатских отложениях переотложенных древнеэвксинских *Didacna* позволило Н. И. Андрусову предполагать, что под морскими карангатскими отложениями (или по его терминологии — «отложениями древней морской фазы») залегают осадки с каспийской фауной — эвксинские слои (древнеэвксинские в понимании А. Д. Архангельского).

Восточнее к прибрежным карангатским отложениям прислоняются лиманные или лиманно-аллювиальные (приустьевые) осадки, представленные илистыми песками и ракушечниками.

Эти отложения содержат кроме раковин карангатских моллюсков значительное количество древнеэвксинских *Didacna*, *Monodacna*, *Dreissena*, а также пресноводных — *Viviparus duboisianus* (Mouss.), *Lithoglyphus naticoides* (Fér.), *Valvata piscinalis* Müll., *Clessiniola variabilis* Eichw. Они начали формироваться в начальные моменты послекарангатской регрессии, ход которой осложнялся отдельными задержками и стабилизацией уровня моря.

Однако в основной массе отложения рассматриваемого интервала отвечают всей или значительной части послекарангатской регрессии, что следует как из условий их залегания в переуглубленной эрозионной ложбине (до—60 м), выработанной в карангатских, древнеэвксинских и неогеновых (сарматских) породах, так и из состава фауны моллюсков и остракод, среди которых существенную роль играют солоноватоводные и пресноводные формы.

Учитывая все сказанное, представляется наиболее вероятным рассматривать эти отложения как послекарангатские образования не морского, а аллювиального (или аллювиально-морского) генезиса и связывать их с деятельностью потока, который был образован в послекарангатскую регрессию Доном с другими реками бассейна Азовского моря. Проходя через современный Керченский пролив, этот поток, устремляясь в Послечекангатский бассейн, уровень которого большинством ис-



Схематический геологический разрез донных отложений Керченского пролива

Отложения: 1 — миоценовые, 2 — древнеэвксинские, 3 — карангатские глинистые, 4 — карангатские прибрежные, 5 — послекарангатские, аллювиально-морские, 6 — новоэвксинские, 7 — древнечерноморские (бугазские), 8 — древнечерноморские (витязевские), 9 — новочерноморские (каламитские), 10 — фангорийские, 11 — нимфейские (джегтинские)

следователей оценивается в $-60 \div -80$ м, выработал глубокую эрозионную ложбину.

Выше рассмотренных отложений, выполняя тот же врез и повторяя их кровлю, залегают новоэвксинские слоистые глины, темно-серые, почти черные (при высыхании серые, как писал Н. И. Андрусов), слегка зеленоватые с редкими *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena distincta* Andrus., *Micromelania caspia* Eichw., *Viviparus duboianus* (Mouss.), *Lithoglyphus naticoides* (Fér), *Valvata*. Мощность их около 10 м.

Вверх они сменяются такими же слоистыми темно-серыми глинами, где вместе с опресненными каспийскими и пресноводными моллюсками появляются редкие и мелкие *Cardium edule* L. Эти отложения можно сопоставить с бугазскими слоями (Невесская, 1965) и считать их самыми низами черноморского горизонта (голоцен).

На ряде участков дна наблюдается несогласное залегание этих слоев на подстилающих породах, в том числе и на карангатских. Поэтому илистые пески с *Cardium edule* L., карангатскими переотложенными раковинами и линзами заторфованных илов, развитые под новочерноморскими слоями в средней части дна пролива, правильнее считать древнечерноморскими.

Бугазские слои постепенно сменяются вверх такими же слоистыми, слегка песчанистыми глинами, которые выше переходят в глинистые пески — витязевские слои. Здесь преобладают комплекс *Cardium edule* L. — *Chione galina* (L.), Общая мощность древнечерноморских отложений колеблется от 7 до 25 м.

Выше по всему дну Керченского пролива развиты песчаные и песчано-ракушечные новочерноморские отложения, мощностью 6—10 м.

Новочерноморские слои (каламитские, по Л. А. Невесской, 1965), содержащие богатый комплекс средиземноморских моллюсков *Cardium edule* L., *Paphia discrepans* (Mil.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Gastropoda fragilis* (L.), *Donax trunculus julianae* B. D. D., *Ostrea edulis* L., *Chione gallina* (L.), и др.

Состав фауны из этих отложений позволяет считать, что соленость Новочерноморского бассейна в данном районе была несколько выше современной солености этой части Черного моря. Как известно, осадки этого возраста в Азовском море — казантипские слои (Невесская, 1965) — также содержат комплекс фауны моллюсков, более солонолюбивый, нежели фауна современного Азовского моря. Имеются указания И. И. Пузанова (1962) на то, что во время максимума послеледниковой трансгрессии соленость моря несколько превышала современную соленость Черного моря.

Все это подтверждает предположение автора (Федоров, 1956, 1963, 1971) о несколько большей солености Новочерноморского бассейна. Новочерноморские (каламитские) отложения, формировавшиеся во время максимума послеледниковой трансгрессии, на берегах Черного моря образуют террасу высотой 3—5 м.

Самые молодые — нимфейские слои покрывают дно пролива и имеют мощность 1—3 м; они содержат комплекс моллюсков современного типа. Местами между ними и новочерноморскими слоями наблюдаются тонкозернистые глинистые пески с несколько обедненной фауной, мощностью 1—2 м.

Вероятно, последние отвечают фанагорийской регрессивной фазе, разделяющей новочерноморскую и нимфейскую фазы трансгрессии. Нимфейские слои образуют косу Чушка и самую низкую (2 м) террасу на берегах Черного и Азовского морей.

Таковы вкратце новые данные, полученные при бурении в Керчен-

ском проливе. Они в основном подтверждают и дополняют сложившиеся ранее представления о стратиграфии донных отложений (Андрусов, 1965; Архангельский и Страхов, 1938; Невеская, 1965) и береговых террас (Андрусов, 1965; Муратов, 1967; Федоров, 1956, 1963). Эти данные позволяют сделать некоторые выводы.

В самом предварительном виде следует ограничиться следующими.

1. Накоплению средне- и верхнечетвертичных отложений в проливе предшествовал значительный размыв, уничтоживший плиоценовые, нижнечетвертичные, а в большинстве случаев и среднечетвертичные образования.

2. На дне пролива, как и в береговой террасе Керченского пролива, отчетливо выделяются две фазы карангатской трансгрессии — начальная (лиманные глины) и максимальная (прибрежные ракушечники).

3. Существенный размыв и переуглубление ложа пролива до отметок —60 м произошло во время послекарангатской регрессии, связанной, вероятно, с планетарной вюрмской регрессией.

4. Новозэвксинские осадки образовались во время последующей трансгрессии каспийского типа, связанной с большим поступлением речных вод и сбросом избыточных хвалыньских вод через Манычскую долину во второй половине вюрма.

5. Между новозэвксинской и древнечерноморской трансгрессиями имела место фаза регрессии, отразившаяся в размыве донных осадков в Керченском проливе.

6. Отложения послеледниковой черноморской трансгрессии отчетливо подразделяются на две основные части: нижнюю — древнечерноморские (бугазские и витязевские) глины и глинистые пески с очень бедной эвригалинной фауной и верхнюю — новочерноморские и нимфейские (каламитские и джеметинские) пески и ракушечники с богатой (аналогичной современной) фауной моллюсков.

7. Осадки, которые можно было бы рассматривать в качестве «гирканских» и «сурожских», здесь не обнаружены.

8. Если основываться на абсолютных датировках донных осадков глубоководной части Черного моря, приводимых Дегенсом и Россом (Degens, Ross, 1972), то начало новозэвксинской фазы можно оценивать в 22 000 лет, начало древнечерноморской фазы в 9000 лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Геологическое строение дна Керченского пролива.— Избр. Труды, т. 4. М., «Наука», 1965.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Муратов М. В. Континентальные четвертичные отложения Крыма, их соотношения с морскими террасами и возраст.— Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. периода, № 33. М., «Наука», 1967.
- Невеская Л. А. Смена комплексов двустворчатых моллюсков Черного моря в позднечетвертичное время.— Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 1.
- Невеская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М., «Наука», 1965.
- Пузанов И. И. О недавнем осолонении и повышении уровня Черного моря.— В сб. «Значение биосферы в геологических процессах». М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Федоров П. В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря.— Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 5.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1963 (Тр. ГИН, т. 88).
- Федоров П. В. О послеледниковой трансгрессии Черного моря.— Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1971, т. 4, № 2.
- Degens Egin, Ross David. Chronology of the Black Sea over the last 25.000 years.— Chem. Geol., 1972, 10, N 1.

Н. В. КИНД, Л. Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ, В. С. ФОРОВА,
С. Н. ВИНОГРАДОВА, А. Л. РЯБИНИН

О ВОЗРАСТЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ ТАЙМЫРСКОЙ ДЕПРЕССИИ. ПЕРВЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ

Летом 1971 г. авторы проводили полевые маршрутные исследования в бассейне р. Хатанга, в пределах Таймырской депрессии. Изучались разрезы четвертичных отложений, с отбором проб на C^{14} , по долинам р. Хета и ее правых притоков — рек Ледяная, Большая Романиха, Боярка, Маймеча, берущих начало со Средне-Сибирского плоскогорья, окаймляющего депрессию с юга.

В течение четвертичного периода описываемая территория была ареной неоднократных оледенений, при этом ледники спускались в депрессию как с севера — с Таймырской возвышенности, так и с юга — со стороны плато Путорана. Следы их запечатлелись в виде нескольких горизонтов морен и флювиогляциальных отложений. Наиболее молодые позднеплейстоценовые ледниковые подвижки оставили после себя прекрасно выраженные конечноморенные дуги, камы, озы и другие краевые образования, а также обширные зандровые равнины, определяющие основные черты рельефа междуречий.

Вторая особенность четвертичной истории района, определяемая близостью Полярного бассейна, заключается в неоднократных морских трансгрессиях, которые достигали подножий горных возвышенностей — бортов Таймырской депрессии.

Долины рек, таким образом, формировались в сильно изменчивой палеогеографической обстановке. Наступание ледников нередко приводило к подпруживанию водотоков и к изменению конфигурации речной сети. При подъеме уровня моря долины оказывались затопленными, а соответствующие аллювиальные отложения — погребенными под прибрежно-морскими осадками. Все это определило крайне сложные взаимоотношения развитых в районе аллювиальных, озерных и морских образований и трудность воссоздания полной колонки четвертичных отложений, вскрытых современными реками очень фрагментарно. Значительную помощь в этом отношении оказали полученные C^{14} -даты.

В предварительном виде фациально-стратиграфический разрез и взаимоотношение отдельных толщ представлены на рисунке.

Ниже дается краткая характеристика выделенных девяти толщ сводного разреза и приводятся полученные для них C^{14} -даты.

I — континентальные и морские отложения нижнего и верхнего мела, составляющие основание четвертичного покрова.

II — нижняя морена максимального самаровского оледенения; встречена в основании береговых разрезов по рекам Б. Романиха и Хета.

III — нерасчлененная толща межморенных отложений, представленная внизу преимущественно песками и супесями, вверху морскими темно-серыми алевритами с фауной, содержащими местами гальку и мелкие валуны. Участками алевриты сцементированы в плотные конкреции, в которых встречены створки *Portlandia arctica*, *Masoma calcarea*, *Hiatella arctica*¹. Первые содержатся в алевритах в виде целых колоний. В верхней части разреза встречаются линзы косослоистых гравелистых песков с раковинами *Masoma solsaega*.

Эта толща условно сопоставляется с «межледниковыми отложениями» В. Н. Сакса (1953). Нижние песчаные слои, возможно, соответствуют мессовскому, верхние алевритовые — санчуговскому и казанцевскому горизонтам в бассейне Енисея. Для межморенных осадков получены три C^{14} -даты:

1) >49 000 (ГИН-650),

¹ Определения С. Л. Троицкого. Полные списки фауны не приводятся.

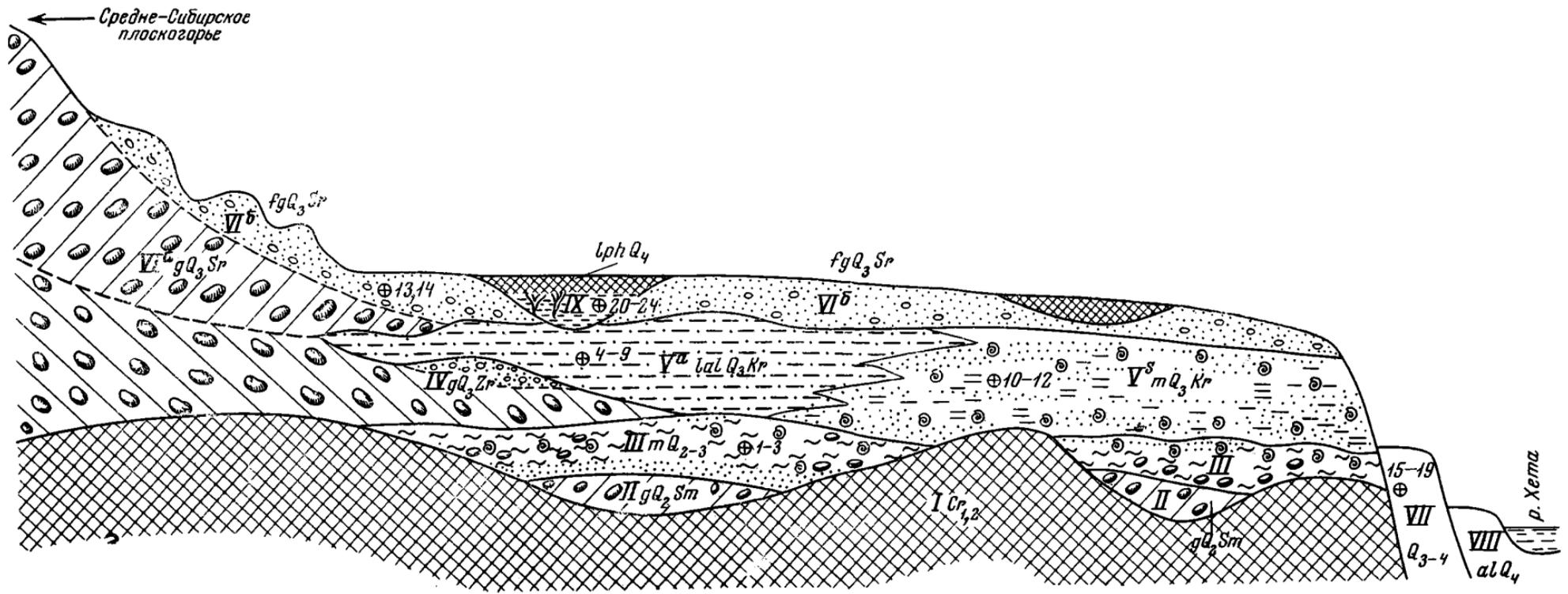


Схема соотношения четвертичных отложений правобережья р. Хета

I—IX — номера выделенных толщ (описание в тексте). Арабскими цифрами около кружков с крестиком показаны номера СМ-дат, полученных для данной толщи и приведенных в тексте

2) >49 000 (ГИН-653), верховья р. Хета, обнажения 4,5;

3) >46 000 (ГИН-675), р. Б. Романиха, обнажение 41.

IV — маломощная средняя морена и связанные с ней флювиогляциальные косослоистые галечники, относимые к зырянскому оледенению. Встречены в нескольких разрезах в верховьях Хеты и ее правых притоков.

V — толща монотонных озерно-аллювиальных горизонтальнослоистых песчано-алевритистых осадков с тонкими прослоями растительного детрита и намывного торфа (Va). Встречается почти повсеместно в средних отрезках правых притоков Хеты, где эта толща ложится либо на зырянскую морену, либо на морские алевриты Q_{II-III} и перекрывается флювиогляциальными отложениями последнего оледенения. Ниже она фациально замещается прибрежно-морскими песчано-алевритовыми осадками с фауной *Astarte montagui*, *A. borealis*, *Macoma calcarea*, *Mya truncatayoldiella intermedia* и других, преимущественно бореально-арктических и арктических видов.

Эти отложения относятся нами к каргинскому межледниковью, что подтверждается и радиоуглеродными данными. Для континентальных разностей получены следующие C¹⁴-даты:

4) 38 000±1000 (ГИН-667), р. Боярка (обн. 23);

5) 39 400±800 (ГИН-672), р. Боярка, среднее течение (обн. 31);

6) 41 000±1000 (ГИН-676), р. Б. Романиха, верхнее течение (обн. 42);

7) 43 100±1200 (ГИН-678);

8) 31 800±300 (ГИН-683), р. Б. Романиха, среднее течение (обн. 44, 46);

9) 24 900±700 (ГИН-725), р. Хета, верховья (обн. 3).

Для морских разностей получены:

10) 42 600±1500 (ГИН-673), р. Боярка, нижнее течение (обн. 34);

11) 43 000±1200 (ГИН-696);

12) 42 500±1000 (ГИН-697), р. Хатанга у пос. Хатанга (обн. I, II).

VI — ледниковые и флювиогляциальные отложения последнего сартанского оледенения — наиболее распространенные в районе. Конечно-моренные дуги и камовые отложения опоясывают с севера подножья Средне-Сибирской возвышенности. Обширные задровые равнины, сложенные песчаными и песчано-галечными отложениями, сплошным плащом покрывают междуречья правых притоков Хеты. Для них получены следующие C¹⁴-даты:

13) 20 250±1150 (ГИН-657);

14) 17 570±170 (ГИН-649), р. верховья р. Хеты (обн. 8, 4).

VII — поздние-последледниковые аллювиальные, преимущественно песчаные отложения, слагающие I транзитную надпойменную террасу Хеты и ее притоков высотой от 7 до 15 м. Формирование этой толщи, по-видимому, началось после отступления ледников во время позднесартанских интерстадиальных потеплений, что находит подтверждение в C¹⁴-датах, полученных для этих отложений:

15) 11 200±50 (ГИН-671), р. Боярка, нижнее течение (обн. 30);

16) 10 800±80 (ГИН-674), р. Хета у устья р. Боярка (обн. 38);

17) 9500±80 (ГИН-655);

18) 9300±80 (ГИН-654), р. Хета у пос. Волочанка (обн. 13).

VIII — песчано-глинистые осадки высокой поймы, высотой 3—5 м.

IX — отложения термокарстовых озер — супеси, торфяники с ледяными жилами и псевдоморфозами по ним. Накопление этих осадков продолжается местами до настоящего времени; часть озер полностью заросла. Образование термокарстовых озер наиболее интенсивно происходило, по-видимому, в самом начале голоцена и было связано с наступлением в это время резкого потепления. В песчано-глинистых аласных отложениях, как правило, наблюдаются псевдоморфозы по крупным ледяным жилам. Образование их привело к смятию осадков, а последующее вытаивание — к еще большей их деформации. Система древних ледяных жил срезается горизонтально залегающими ненарушенными торфянистыми отложениями мощностью до 5 м, которые венчают разрез древних термокарстовых западин. Эти осадки разбиты ледяными жилами наиболее молодой генерации. Суммарная мощность аласных отложений достигает иногда 15—20 м. Подобный разрез описан нами в среднем течении р. Боярка (обн. 44). Радиоуглеродное датирование озерных и озерно-болотных отложений в этом разрезе проливает свет на историю формирования термокарстовых озер, составляющих одну из самых характерных черт ландшафта территории.

Здесь были получены следующие C¹⁴-даты. Для песчано-алевритистых озерных осадков, вмещающих псевдоморфозы по крупным ледяным жилам:

20) 9200±40 (ГИН-679), торфянистый прослой с глубины 14 м;

21) 9000±150 (ГИН-680), крупный ствол лиственницы, «погребенный» в озерных осадках на глубине 10 м.

Для торфяников, залегающих выше горизонта древних ледяных жил:

22) 6120±70 (ГИН-682), древесина на глубине 3 м;

23) 4420±50 (ГИН-681), торф с глубины 1,5 м.

Приведенные даты свидетельствуют, что образование крупных ледяных жил произошло в первой половине голоцена — между 9000 и 6000 лет назад. Условно его можно связать с похолоданием около 8500 лет назад, зафиксированным по спорово-

пыльцевым спектрам в низовьях Енисея (Кинд, 1972). Вытаивание жид и заполнение их вмещающими осадками произошло, по-видимому, во время климатического оптимума голоцена, вскоре после 8000 лет назад.

Близкие соотношения осадков термокарстовых озер наблюдались и в верховьях р. Хета (обн. 4), где для верхнего горизонта озерно-болотных торфянистых отложений с глубины 5 м получена C^{14} -дата:

24) 1100 ± 50 (ГИН-648).

Приведенные материалы по стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии следует рассматривать как предварительные, исследования эти продолжаются. Но и имеющиеся геологические и радиоуглеродные данные указывают на сходство четвертичной истории этого района и прилегающих территорий Севера Сибири, в первую очередь — бассейна Нижнего Енисея. Примечательно, что в обоих регионах оказались следы каргицкой трансгрессии в виде соответствующих морских отложений, фациально замещающихся континентальными осадками. Радиоуглеродный возраст их очень близок (Чердынцев и др., 1969; Кинд и др., 1969; Кинд, 1969). Ледниковый рельеф междуречий обеих территорий связан с деятельностью последнего сартанского ледникового покрова. Интересно отметить также сходство в истории формирования речных долин Таймырской депрессии и Приверхоянья. И тут и там первые транзитные надпойменные террасы рек, берущих начало с горных возвышенностей — центров питания четвертичных ледников, — имеют поздне-последлениковий возраст (Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971). Можно указать и на другие палеогеографические особенности рассматриваемой территории, в частности на четко выраженное похолодание в первой половине голоцена, зафиксированное в смежных районах и т. д. Следует надеяться, что дальнейшие исследования и накопление новых радиоуглеродных дат позволят произвести более детальное стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Таймыра и провести более тонкие геологические и палеогеографические корреляции.

ЛИТЕРАТУРА

- Кинд Н. В. Синхронизация геологических событий и колебания климата в верхнем антропогене. — В кн. Основные проблемы геологии антропогена Северной Евразии. М., «Наука», 1969.
- Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология). — В кн. Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М., «Наука», 1969.
- Кинд Н. В., Завельский Ф. С., Крюков В. Д., Сулержицкий Л. Д., Троицкий С. Л., Форова В. С. Новые материалы по абсолютной хронологии верхнеплейстоценовых оледенений Сибири (по данным C^{14}). — Докл. АН СССР, 1969, 184, № 6.
- Кинд Н. В., Колпаков В. В., Сулержицкий Л. Д. О возрасте оледенений Верхоянья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. — Тр. Ин-та геол. Арктика, 77, 1953.
- Чердынцев В. В., Завельский Ф. С., Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Форова В. С. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР. Сообщение IV. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 36. М., «Наука», 1969.

А. Н. СИМОНОВ

О ПРИЧИНАХ ПОВЫШЕННОЙ ЗАСОЛЕННОСТИ ДОННЫХ МОРЕН ПЕЧОРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

В ряде публикаций, затрагивающих дискуссионные вопросы генезиса горизонтов валунных суглинков, участвующих в строении плейстоценовых отложений Печорской низменности, имеются ссылки на повышенную засоленность этих отложений как на признак, противоречащий их ледниковому происхождению и достаточно определенно указывающий на накопление этих пород в морских бассейнах с нормальной или несколько пониженной соленостью (Данилов, 1963, и др.; Безроднов, 1966, 1970; Загорская и др., 1969 и др.).

В. Д. Безродновым (1966, 1970), на основании изучения материалов по водным вытяжкам, установлена общая химическая зональность ионно-солевых комплексов кайнозойских отложений Печорской низменности, тесно связанная с гидрохимической зональностью приуроченных к этим отложениям грунтовых вод. Справедливо рассматривая наблюдаемую засоленность отложений как результат сложных процессов метаморфизации некоей первичной их засоленности, В. Д. Безроднов предлагает выделять в их разрезах три основные химические зоны: карбонатную, охватывающую всю толщу разреза кайнозойских отложений Тимано-Уральского обрамления; содовую, наблюдаемую в центральной части Печорской низменности и в отдельных депрессиях южной её части; и хлоридно-сульфатно-натриевую, характерную для отложений самых северных приморских окраин этого региона.

Изучение состава поглощенного комплекса связанных пород различного возраста и генезиса, произведенное автором по образцам из глубоких опорных скважин, в основных чертах подтверждает выводы В. Д. Безроднова о характере изменения состава ионно-солевого комплекса глинистых пород кайнозойских отложений Печорской низменности.

Примечательно, однако, что максимальная засоленность, соответствующая хлоридно-сульфатно-натриевому составу водных вытяжек, в изученных разрезах встречена лишь в породах, морской генезис которых бесспорен. Такой засоленностью обладают, например, морские глины так называемой «колвинской свиты» (N_2-Q_1), причем примерно одинаковой засоленностью обладают разрезы этих отложений, расположенные как в северных частях Печорской низменности, так и у границ южного предела распространения этих отложений (в районе с. Усть-Цильма). Сходной засоленностью обладают и морские глины мезозойского возраста. Эти породы характеризуются высокой емкостью поглощения и большим содержанием Na^+ и K^+ в поглощенном комплексе. Отношение

щелочноземельных и щелочных катионов $\frac{rCa^{2+} + Mg^{2+}}{rNa^+ + K^+}$, обозначаемое

нами в дальнейшем изложении коэффициентом соотношения K_c , колеблется в пределах 0,5—1 для наиболее слабо выщелоченных разностей. Этим породам свойственно также довольно высокое содержание Cl^- в водных вытяжках, достигающее 5—7 г/л.

Ни в одном из изученных разрезов валунных суглинков подобный ионный состав встречен не был. Для разрезов, которые благодаря большой мощности отложений подверглись наименьшему выщелачиванию в стадию эпигенеза, типичен состав поглощенного комплекса, отвечающий лишь содовой зоне водных вытяжек. K_c здесь колеблется в пределах от 4—5 до 10—15, при наиболее характерных значениях около 10. Содержание Cl^- в водных вытяжках характеризуется значительной изменчи-

востью и колеблется от десятых долей г/л до нулевых значений в пределах одного и того же разреза. В исключительных случаях содержание Cl^- может достигать 1—1,5 г/л.

Засоленность валунных суглинков увеличивается в подошве горизонтов в случаях, когда они залегают на морских глинистых отложениях.

Валунные суглинки, залегающие в карбонатной гидрохимической зоне, характеризуются или очень небольшим содержанием, или полным отсутствием щелочных катионов в поглощенном комплексе и полным отсутствием Cl^- в водных вытяжках.

Основным доводом, который обычно выдвигается против допущения возможности образования повышенной засоленности морен континентальных оледенений путем захвата подстилающих пород морского генезиса, являются соображения о неизбежной интенсивной промывке моренного материала талыми водами в процессе его вытаявания из толщи мореносодержащего льда. Этот довод в определенной степени справедлив в отношении абляционных морен или различных разновидностей преобразованных донных морен.

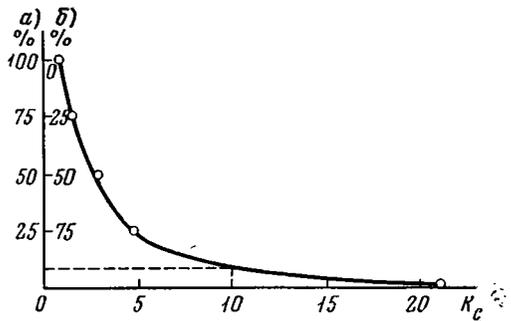
При образовании собственно донных морен путем постепенного обезвоживания толщ мореносодержащего льда и перехода его в отложенную морену вместе с отжимаемой водой безусловно должна выноситься какая-то часть легкорастворимых солей из порового раствора ассимилированного материала и, в определенной степени, изменяться состав его поглощенного комплекса. При этом, в результате смешения пород, обладающих различной исходной первичной засоленностью, в формирующейся донной морене должен образовываться некий новый, осредненный ионно-солевой комплекс.

Однако в ходе этого процесса интенсивность выщелачивания талыми водами захваченного ледником материала должна быть значительно снижена, поскольку взаимодействие этого материала с талыми водами может носить весьма ограниченный характер. Судя по сохранению в разрезах донных морен плейстоценовых оледенений так называемых гляциодинамических текстур, отражающих динамику движения мореносодержащего льда, переход нижних его горизонтов в неподвижное состояние происходил при весьма значительном насыщении этого льда кластическим материалом (Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969, 1970). Во всяком случае содержание кластического материала в мореносодержащем льде должно быть не менее 50—60%, так как иначе переход текстур в ископаемое состояние вряд ли возможен. Таким образом, количество воды, образующейся при таянии толщ мореносодержащего льда, имеющих подобную насыщенность захваченным материалом, должно быть относительно невелико.

Захваченный материал еще в процессе движения мореносодержащего льда может периодически выщелачиваться талыми водами, с образованием при кратковременных локальных плавлениях отдельных его прослоев. Однако локальность этого процесса в определенной степени ограничивает интенсивность процессов выщелачивания. Кроме того, при замерзании вытаявающей воды и образовании прослоев чистого, лишённого кластического материала льда, должно происходить вымораживание растворенных в ней легкорастворимых солей, что также должно ослаблять общую интенсивность их выноса из мореносодержащих прослоев. В результате, при образовании донных морен континентальных оледенений под толщей движущегося льда может происходить относительно небольшая промывка захваченного материала талыми ледниковыми водами, что приводит к возможности образования морен, обладающих первичной засоленностью, в определенной мере унаследованной от реликтовой засоленности ассимилируемых пород.

Кривая зависимости

$K_c \frac{r \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{r \text{Na}^+ + \text{K}^+}$ от состава исходных пород в смеси. На оси ординат: а — содержание в смеси морских глин колвинской свиты ($K_c = 0,9$); б — то же, среднеплейстоценовых валунных суглинков ($K_c = 21,0$)



В разрезах среднеплейстоценовых и верхнеплейстоценовых горизонтов валунных суглинков Печорской низменности автором установлено широкое развитие типичных для донных морен гляциодинамических текстур, что позволяет говорить о ледниковом генезисе этих отложений.

Состав субстрата ледниковых покровов в пределах Печорской низменности богат глинистыми отложениями, обладающими ионно-солевым комплексом, достаточным для формирования наблюдаемой засоленности моренных горизонтов. К таким породам можно отнести глинистые морские отложения верхней юры и нижнего мела, область распространения которых охватывает обширные площади северных и центральных районов Печорской низменности, и аналогичные фации кайнозойских морских отложений, развитые в основном в северных ее районах. Роль терригенных пермских пород, широко развитых в пределах Предуралья краевого прогиба, в этом отношении ясна в меньшей степени, поскольку ионно-солевые комплексы их глинистых фаций в пределах этого региона практически не изучены.

Таким образом, можно констатировать, что наблюдаемое распределение засоленности толщ валунных суглинков Печорской низменности является результатом двух основных групп процессов: суммарного влияния ионно-солевых комплексов ассимилируемых ледниками пород ложа и процессов диагенеза и эпигенеза, развивающихся в отложенных толщах морен.

Приближенное представление о характере влияния материала морских засоленных глин на состав ионно-солевых комплексов формирующихся морен можно получить экспериментальным путем, изучая выщелачивание дистиллированной водой искусственно приготовленных грунтовых смесей. Так, например, в одном из опытов, произведенных автором, смешивались морские глины колвинской свиты с $K_c = 0,9$ и довольно сильно выщелоченные среднеплейстоценовые валунные суглинки с $K_c = 21$. Смеси этих пород, составленные в различных пропорциях, выщелачивались дистиллированной водой в отношении порода : вода, как 1 : 4 в течение одних суток, после чего жидкая фаза отделялась центрифугированием. Результаты опыта указывают на чрезвычайно сильное влияние, которое оказывают колвинские глины на состав поглощенного комплекса испытывавшихся смесей. Так, например, для формирования поглощенного комплекса в смеси с $K_c = 10$, достаточно присутствия в ней всего лишь 7—8% морских колвинских глин (рисунок).

Это объясняется высокой емкостью поглощения подобных пород, что обуславливает значительные резервы Na^+ и K^+ в их поглощенном комплексе. В опытах по выщелачиванию дистиллированной водой подобных пород, производившихся в пропорциях — порода : вода от 1 : 1 до 1 : 16, изменение соотношения щелочноземельных и щелочных катионов в отжатой твердой фазе изготавливаемых суспензий происходило в относительно небольших пределах и даже в ожесточенных условиях опыта,

при шестнадцатикратном разбавлении водой, значения K_c увеличились лишь в 1,5 раза от исходной величины (от 0,71 до 1,7). Вместе с тем содержание Cl^- в отжимаемой фазе уменьшилось, при этом, в 15 раз, тогда как общий бикарбонатно-натриевый ее состав, образовавшийся уже при разбавлении суспензии водой в отношении 1 : 2, остался практически неизменным при всех последующих ступенях разбавления.

Вероятно, сходными причинами объясняется отсутствие или сравнительно небольшое количество Cl^- в водных вытяжках содового состава большинства разрезов валунных суглинков северных и центральных областей Печорской низменности.

Образование морен с повышенной засоленностью наблюдается и на современных ледниках. Так, например, на одном из выводных ледников Гренландского ледникового щита Ю. А. Лаврушиным были отобраны образцы полужидкого минерального материала, вытянувшего из полос мореносодержащего льда в зоне огив. Судя по фаунистическим остаткам, встречающимся в мореносодержащем льде, ледником захватывались отложения молодой (голоценовой) трансгрессии. K_c в поглощенном комплексе отобранного материала оказался равным 2,6—4,7. Подобное соотношение щелочноземельных и щелочных катионов в поглощенном комплексе присуще лишь наиболее засоленным разновидностям валунных суглинков Печорской низменности.

ЛИТЕРАТУРА

- Безроднов В. Д.* К вопросу о химическом составе пород и гидрохимической зональности грунтовых вод Печорской низменности.— В сб.: Геология кайнозоя севера Европ. части СССР. Изд-во МГУ, 1966.
- Безроднов В. Д.* Некоторые вопросы палеогеографии и генезиса кайнозойских пород в Европейской части СССР в свете гидрохимических данных.— В сб. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидромет. изд-во, 1970.
- Данилов И. Д.* Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры.— В сб. Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
- Загорская Н. Г., Барановская О. Ф., Бердовская Г. Н., Гладкова И. Г., Лев О. М., Рюмина И. И.* Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности.— В сб.: Материалы к проблеме геологии позднего кайнозоя. Л., НИИГА, 1969.
- Лаврушин Ю. А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969.
- Лаврушин Ю. А.* Отражение динамики движения ледника в строении донной морены.— Литология и полезн. ископаемые, 1970, № 1.
- Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 161. М., «Наука», 1966.

Ю. М. ВАСИЛЬЕВ

О ФОРМИРОВАНИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТЕРРАС В ДОЛИНАХ РЕК ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Образование плейстоценовых террас в долинах рек равнинных областей нередко объясняется прерывистым поднятием земной коры (или чередованием поднятий и опусканий, с преобладанием первых) или изменением высоты (преобладающее понижение) базиса эрозии речной системы. Между тем, еще в 1924 г. В. Девис (Эдельштейн, 1947) определенно заявил, что террасы могут возникать и без всякого движения литосферы, и что занос долины аллювиальным материалом и затем врезание речного русла могут быть следствием колебаний климата, вызывающего появление и таяние ледников; те же процессы, по его мнению, могут происходить под влиянием климата и в долинах, не занимаемых ледником.

Выяснение процессов, происходивших в перигляциальной зоне плейстоценовых материковых оледенений, подтвердило эти представления и показало, что климатические изменения могут оказывать первостепенное влияние на аккумуляцию осадков и глубинную эрозию в реках. Так, в последние десятилетия упрочилось представление о климатических террасах, изложенное в работах советских и зарубежных исследователей (Цейнер, 1963; Архипов, 1971 и др.). По этим представлениям, фазы преимущественного накопления аллювия и фазы преимущественной эрозии могут быть обусловлены лишь изменениями климата и ландшафтных условий в перигляциальной зоне в цикле оледенение + межледниковье.

В одной из прежних публикаций мы касались вопроса о влиянии высотного положения базиса эрозии на формирование аллювиальных свит (Васильев, 1969). Справедливо считается, что изменение высоты базиса эрозии равноценно поднятию или опусканию земной поверхности в пределах всего бассейна реки (понижение базиса эрозии может вызвать тот же эффект, что и тектоническое поднятие территории бассейна реки, а его повышение подобно опусканию той же территории). Между тем, накопление констративного перигляциального аллювия надпойменных террас в реках Русской равнины происходило, как нами было показано ранее (Васильев, 1969), при понижении базиса эрозии и, наоборот, врезание реки и формирование инстративного аллювия — имело место при повышении базиса эрозии. Если формирование аллювиальных свит в долинах рек перигляциальной зоны оказывается индифферентным по отношению к изменению высотного положения базиса эрозии, то нужно, следовательно, ожидать, что и тектонические поднятия или опускания территории всего бассейна реки (если они происходили) не могли бы оказывать существенное влияние на накопление аллювиальных толщ и формирование долин в перигляциальной области. И только дифференцированные тектонические движения отдельных районов и участков способны вызвать изменения высот террас и аллювиальных свит, которые будут выглядеть аномалиями в строении долин. Ниже будет показано, что в пределах Русской равнины в перигляциальной зоне плейстоценовых оледенений изменение климата в цикле ледниковье + межледниковье оказывает влияние на формирование аллювиальных толщ несоизмеримо большее, чем влияние тектонических движений; суммарное значение последних за время от начала максимального среднеплейстоценового оледенения до конца голоцена приближается к нулю. Представление о таком осредненном за большой промежуток времени значении неотектонических движений дает нам сравнение высотного положения современного аллювия и той аллювиальной свиты, которая непосредственно перекрыта речными осадками времени максимального распространения днепровского оледенения. Различными авторами эта аллювиальная свита описывается под разными названиями. Наиболее подробно она изучена Г. И. Горецким (1964, 1966, 1970), который проследил ее по основным рекам Русской равнины. Этот исследователь назвал ее верхнекривичской свитой. На Нижней Волге ее аналог — самый верхний горизонт нижнехазарских отложений. Верхнекривичская свита нами выбрана из серии других плейстоценовых аллювиальных свит потому, что накопление осадков, слагающих все последнепровские террасы в долинах рек Русской равнины, началось после завершения формирования этой свиты.

На рисунке приведены продольные профили речных врезов голоценовых и верхнекривичских (для Днепра — нижнекривичской) свит, для Волги с ее притоками и Днепра по материалам Горецкого Г. И. (1964, 1966, 1970), показывающие соотношение высотного положения свит. Обращает на себя внимание тот факт, что при общем, почти параллельном,

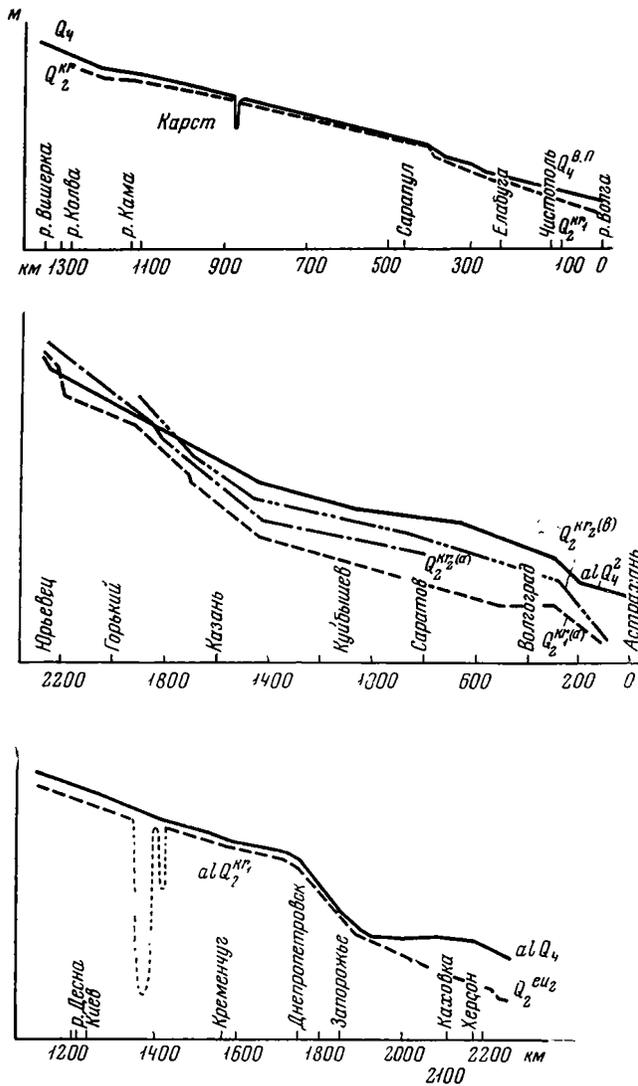


Рис. 1. Продольные профили по кровле голоценовых и кривичских свит в долинах Пра-Камы, Пра-Волги, Пра-Днепра (по Г. И. Горецкому, 1964, 1966, 1970)

положении линий продольных профилей врезов названных свит, врез верхнекривичской свиты располагается на уровне вреза голоценового аллювия или несколько ниже (в пределах первых метров). Лишь в области максимального оледенения на Волге, а также на Оке, постель верхнекривичской свиты поднимается выше постели голоценового аллювия, но и то на величину, не превышающую 10—20 м. Отсюда следует вывод, что со времени формирования верхнекривичской свиты не произошло существенного изменения уровня накопления межледникового аллювия и что, следовательно, неотектонические движения (помимо локальных) за это время не происходили в ощутимых размерах. Лишь в области максимального оледенения наблюдаются изменения высот залегания верхнекривичской свиты относительно современного аллювия, что возможно, связано с перестройкой речной сети в ледниковой зоне после исчезновения ледникового покрова.

В долинах тех же рек Русской равнины во внеледниковой области хорошо выражена лестница плейстоценовых террас. Каждая из них, как правило (там, где она не является цокольной, связанной с налеганием перигляциального аллювия на коренные породы, слагающие борта долины), сложена двумя аллювиальными свитами. Нижние свиты аллювия сформировались во время межледниковий или межстадиалов. Они лежат на уровне, близком к уровню залегания современного и верхнекривичского аллювия и их кровля поднимается не намного выше уреза реки. Подошвы нижних аллювиальных свит фиксируются на несколько различных уровнях, что связано с изменениями расходов рек во времени. Верхние свиты обычно слагают большую часть видимого разреза террас; они накопились в эпохи соответствующих оледенений.

Можно допустить, что накопление толщ аллювия террас, выработка уступов террас, создание террасовой лестницы все же было вызвано колебательными неотектоническими движениями в бассейне реки; можно допустить, что накопление констративных свит аллювия надпойменных террас происходило при опускании территории речного бассейна, а последующее врезание реки и образование уступа террас имело место при поднятии, которое по своей амплитуде было равно предшествующему опусканию. Аналогичную смену движений можно предположить для образования каждой террасы. Поскольку суммарное значение всех колебательных движений равнялось бы нулю, то, естественно, нижние свиты всех террас могли лежать на том же уровне, что и современный аллювий. При таком допущении, имея в виду, что террасы в реках южной половины Русской равнины построены идентично почти на всем протяжении этих долин, следовало бы предположить, что колебательные движения захватывали целиком речные бассейны, и таким образом, всю южную половину Европейской части СССР. Синхронно и однонаправленно с такими предполагаемыми движениями происходили и изменения высоты базиса эрозии (при поднятиях — повышение базиса эрозии, при опускании — их понижение). Но в этом случае неотектонические движения не могут оказать никакого влияния на накопление речных осадков и формирование террас и долин. Отсюда можно прийти к выводу, что образование наложенных свит аллювия, преимущественная аккумуляция или размыв аллювия надпойменных террас в реках не всегда могут быть связаны с тектоническими движениями.

Если исключить тектонический фактор образования террас, то чем же объясняется разница высот террас? Безусловно, только различием мощности верхних аллювиальных свит надпойменных террас и различием мощности покровных отложений на разных террасах. Так верхняя свита IV террасы Средней Волги, образовавшаяся в эпоху днепровского оледенения, имеет по данным А. И. Москвитина (1958, 1962) мощность от 35 до 80 м. Мощность верхней свиты III террасы по тем же материалам — около 25 м. В работе 1958 г. А. И. Москвитин упоминает (стр. 135); что илы, разделяющие толщу II террасы на две свиты, в разрезах занимают то же высотное положение, как и аналогичные осадки в III и IV террасах. Из этого можно сделать вывод, что мощность верхней свиты II террасы оказывается соответственно меньшей, чем мощность подобных свит в пределах высоких террас. Подобные сведения о двухъярусном строении осадков надпойменных террас и о последовательно убывающих мощностях верхних аллювиальных свит можно обнаружить и в работах других исследователей, описывающих строение долин рек плейстоценовой перигляциальной области.

Все сказанное позволяет прийти к заключению, что формирование террасовой лестницы в долинах равнинных рек перигляциальной области происходило под влиянием изменений климата и обусловленной ими

перестройки процессов осадконакоплений; неотектонические движения имели сугубо подчиненное значение и проявлялись лишь на отдельных участках долин.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Васильев Ю. М. О влиянии высотного положения базиса эрозии на формирование аллювия в плейстоцене.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12.
- Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964.
- Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966.
- Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., «Наука», 1970.
- Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 12. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Москвитин А. И. Плейстоцен нижнего Поволжья.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 64. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. Пер. с англ. М., ИЛ., 1963.
- Эдельштейн Я. С. Основы геоморфологии. М.—Л., Гос. Изд-во геол. лит-ры. Мин. геол. СССР, 1947.

Л. Т. СЕМЕНЕНКО, В. Б. КОЗЛОВ

ОБ УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ У д. ЛОШАКОВО НА р. М. КОША

Первые упоминания о разрезе на р. М. Коша у д. Лошаково содержатся в работе А. Ю. Дитмара (1871), принявшего вскрытые в обнажении глины за каменноугольные. В. Г. Хименков (1913) отнес их к четвертичным послеледниковым озерно-болотным образованиям. А. И. Москвитин (1950) считал, что эти озерные осадки синхронны отложениям, вскрываемым на р. Б. Коша у погоста «Илья Пророк» и относил их к верхневолжскому интерстадиалу. В 1958—1960 гг. Лошаковское обнажение было подробно изучено Н. С. Чеботаревой, М. А. Недошивиной и Т. И. Столяровой (1961), причем для озерных отложений была получена спорово-пыльцевая диаграмма несомненно микулинского типа. По данным этих авторов микулинские осадки перекрываются разнозернистыми песками с гравием и галькой, эоловыми трехгранниками и линзами пластичной глины. Этот слой они относили к перигляциальным образованиям и считали, что в данном обнажении кроющая морена отсутствует. Однако при последующих посещениях Лошаковского обнажения многие геологи отмечали над озерной толщей прослой мореноподобного суглинка, о чем в работе Н. С. Чеботаревой и др. не упоминается. Наличие же или отсутствие морены над озерной толщей в этом разрезе имеет важное значение, поскольку многие исследователи опираются на такие данные при обосновании стратиграфических схем верхнеплейстоценовых отложений бассейна Верхней Волги и проведении границ оледенений. Поэтому в 1968—1970 гг. Лошаковское обнажение детально изучалось с бурением скважин глубиной до 20 м. Изучались также обнажения, расположенные на р. М. Коша выше и ниже по течению.

Лошаковское обнажение приурочено к подмыву правого берега р. М. Коша, в 400 м выше впадения ее в Волгу и в 1 км ниже д. Лошаково. К северу и востоку от обнажения водораздел представлен волнистой равниной относительной высотой над Волгой около 35—40 м. Равнина сложена валунным суглинком, поверх которого местами лежат маломощные флювиогляциальные пески и супеси. Отмечены также плохо выра-

женные в рельефе отдельные озы и камы. Один из камов расположен непосредственно у обнажения (рис. 1).

Вблизи обнажения, вдоль руч. Коншинский, водораздельная равнина обрывается 18-метровым уступом ко II террасе Волги, имеющей относительную высоту 16—20 м. II терраса наблюдается также на р. М. Коша в ее устье и выше по течению, напротив д. Лошаково. Волга и М. Коша имеют также I надпойменную террасу высотой 10—12 м. Юго-западнее и западнее обнажения по обеим берегам Волги наблюдается III терраса, высотой 25—30 м; она сложена флювиогляциальными песками и представляет собой долинный заид валдайского (осташковского) оледенения.

Лошаковское обнажение приурочено к обрыву правого берега реки М. Коша в том месте, где водораздельная равнина сменяется древним понижением, выполненным осадками межледникового озера. Обнажение протягивается приблизительно на 100 м, высота его 13—18 м, причем бровка постепенно снижается с запада на восток на 4—5 м.

Под современной почвой обнажается супесь желтовато-серая в сухом состоянии, тонкая, легкая, внизу с незначительной примесью крупнозернистого песка и единичными гравийными зернами, тонко-неяснослоистая (см. рис. 1). Азимут падения слоев в супеси в разных частях обнажения изменяется от 190° до 210°, угол падения — от 2° до 12°, что соответствует естественному уклону местности. Мощность супеси вниз по склону увеличивается от 2,0 до 3,1 м. Нижний контакт резкий и неровный.

Ниже залегает песок желто-бурый, рыхлый, кварцевый, с примесью полевых шпатов (15—25%) и слюды, разноморфный, с гравием, щебнем и мелкой разноокатанной галькой осадочных, изверженных и метаморфических пород. Наблюдаются единичные валуны тех же пород (один — до 0,4 м). Песок — местами без видимой слоистости, местами косослоистый; содержит неправильной формы линзы суглинка кирпично-красного и коричневого, плотного, неравномерно насыщенного гравием, щебнем и галькой, мореноподобного, местами неяснослоистого. Иногда наблюдаются аналогичные по форме линзы плотной супеси и глины с гравием и галькой. Мощность линз меняется от 0,1 до 0,4 м, редко до 1,0 м; размеры по простиранию — от 0,4—2,0 м и до 10 м. Мощность песчаного слоя в целом незакономерно изменяется от 0,8 до 1,4 м. Нижний контакт неровный, карманообразный. В целом пласт имеет падение к юго-западу под углом 1—3°.

Ниже залегает 7—8-метровая толща озерных осадков, детально описанная в работе Чеботаревой и др. (1961). По их данным она имеет микулинский возраст и прислонена к морене, постепенно выклиниваясь в западной части обнажения. Это подтверждается и нашими наблюдениями. Следует добавить, что в 200—250 м западнее, ниже по реке под аллювием II террасы наблюдаются выходы торфа и гиттии той же толще.

Очевидно, в Лошаковском обнажении вскрывается восточная часть довольно обширного понижения на моренной равнине, заполненного в микулинское время озерно-болотными отложениями.

Поскольку в результате анализов М. А. Недошивиной микулинский возраст озерной толщи доказан, для решения стратиграфических и палеогеографических вопросов следует выяснить, что представляют собой мореноподобные суглинки, заключенные в песках, перекрывающих микулинские осадки: своеобразную краевую фацию морены, остатки размытой донной морены или перигляциальные образования?

Относительно первого предположения следует сказать, что оно не согласуется с литологией разреза. К тому же в районе обнажения отсутствуют какие-либо геоморфологические признаки краевых образований.

Линзы мореноподобных суглинков имеют сложную неправильную форму (рис. 1, В), несомненно свидетельствующую об одновременности

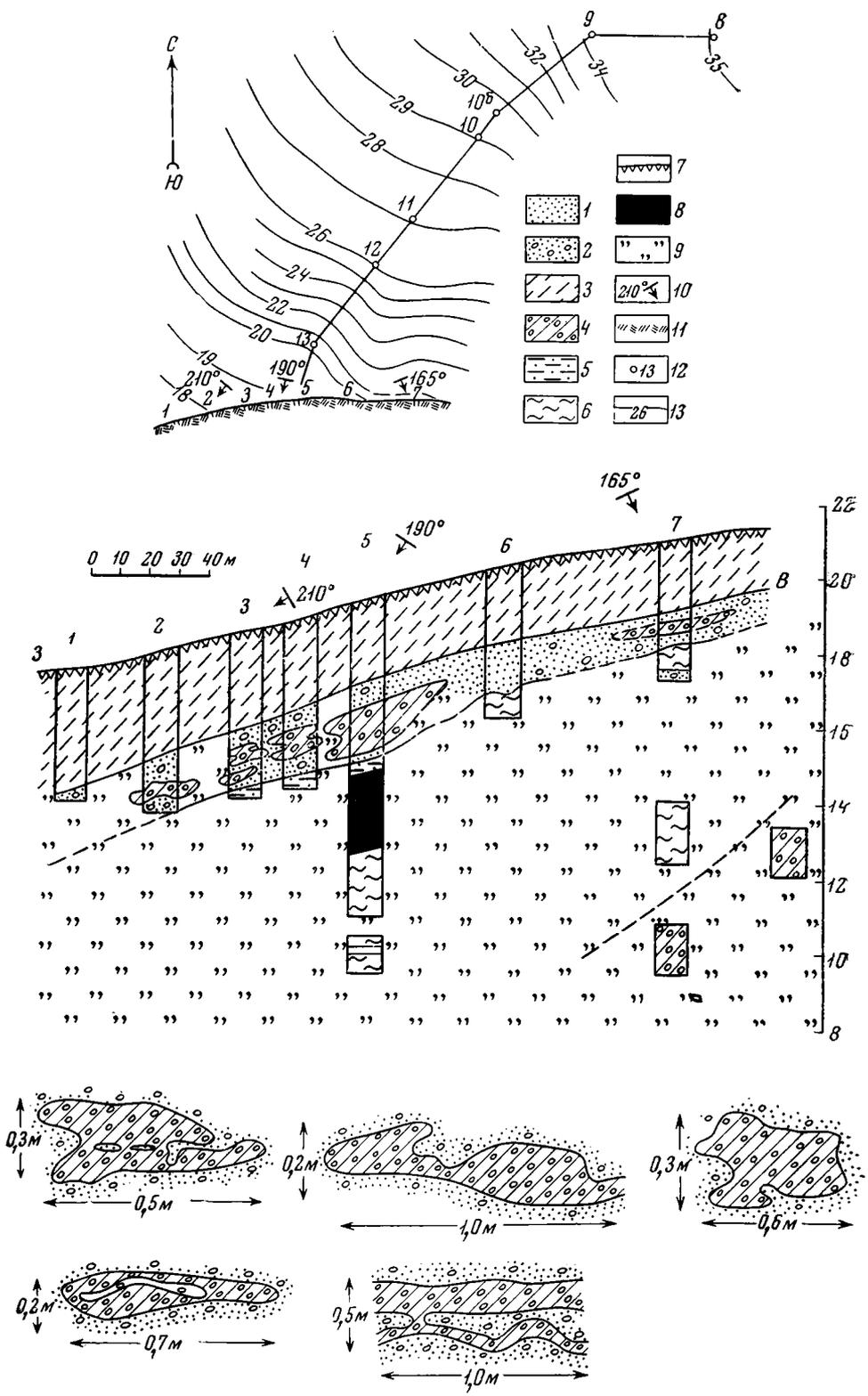


Рис. 1. Лошаковское обнажение

А — схематический план обнажения; Б — геологический профиль вдоль обнажения; В — зарисовки крупным планом линз суглинка.
 1 — пески; 2 — пески с галькой; 3 — супеси; 4 — суглинки с гравием и галькой; 5 — алевриты; 6 — глины; 7 — почва; 8 — гитты; 9 — осыпь; 10 — азимут падения склона; 11 — бровка Лошаковского обнажения с указанием мест расчисток; 12 — скважины; 13 — изогипсы поверхности от условного нуля

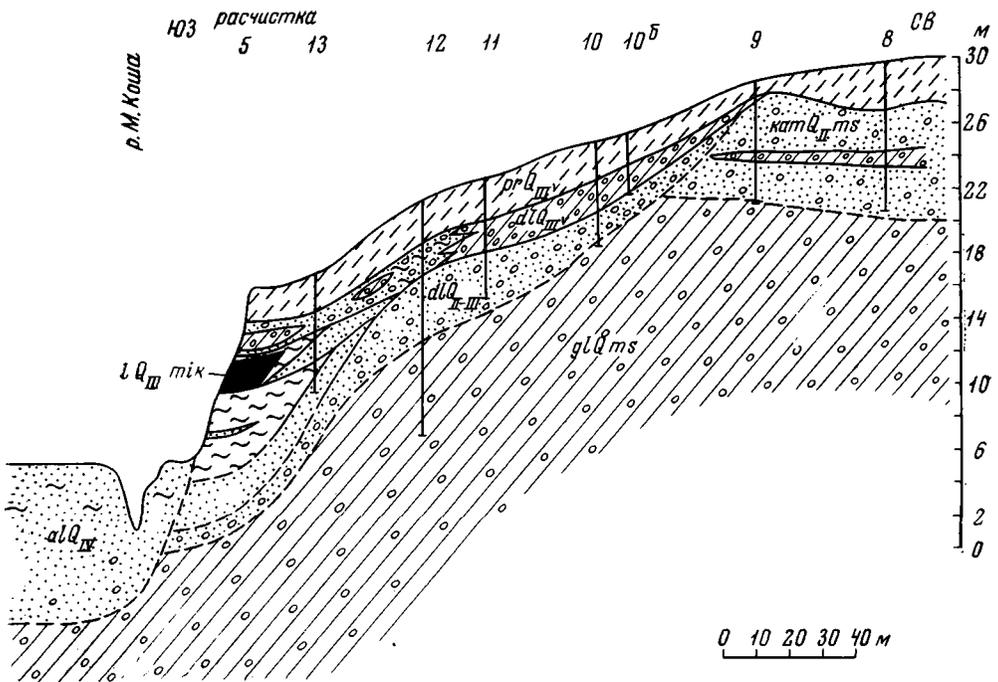


Рис. 2. Геологический разрез через Лошаковское обнажение
Условные обозначения на рис. 1

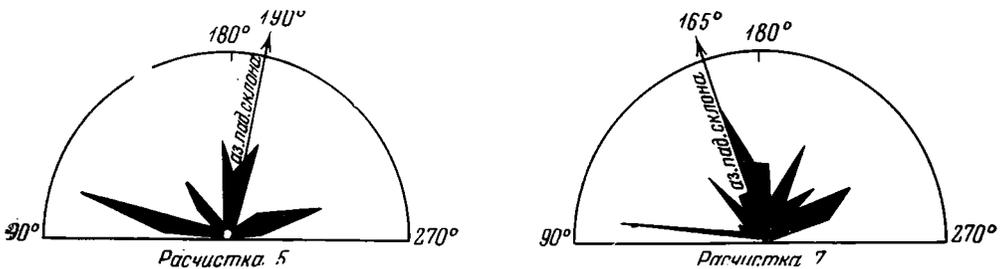


Рис. 3. Циклограммы ориентировки длинных осей галек в мореноподобном суглинке

образования их и вмещающих песков. Линзы суглинки распространены только на склонах котловины, залегая параллельно склону, причем по результатам бурения видно, что выше бровки обнажения они залегают непосредственно под «покровными» супесями и вверх по склону постепенно выклиниваются (рис. 2). Плотность и состав их закономерно изменяются: в верхних частях склона преобладают супесчаные разности с объемным весом около 1,36, ниже они сменяются более плотными суглинками с объемным весом 1,50—1,62, а еще ниже наблюдаются сильно уплотненные глинистые разности с объемным весом 2,2—2,32.

Как показали замеры, длинные оси галек в суглинках в основном ориентированы параллельно и перпендикулярно склону. Такая картина наблюдается по всем расчисткам, причем в тех расчистках, где склон имеет другой азимут падения, соответственно меняется и азимут ориентировки галек (рис. 3).

Приведенные данные по условиям залегания и изменению состава суглинков свидетельствуют об их делювиально-солифлюкционном про-

исхождении. Вмещающие пески, залегающие с разрывом на микулинской озерной толще и имеющие косую слоистость, по абсолютным высотам их залегания и пространственному положению сопоставляются с флювиогляциальными песками III террасы Волги, соответствующими валдайскому оледенению.

В нижней части водораздельного склона в пески вклиниваются делювиальные суглинки, вверх по склону полностью их замещающие (см. рис. 2). Приведенные выше соображения подтверждаются данными спорово-пыльцевого анализа надмикулинской толщи (анализы по отобраным нами образцам проводились А. Д. Ивановой в лаборатории ГУЦР). В песках и суглинках, а также в вышележащих супесях обнаружены единичные пыльцевые зерна сосны, споры зеленых мхов и плаунов, что свидетельствует о суровых перигляциальных условиях осадконакопления.

Верхняя часть надмикулинской толщи представлена «покровными» супесями, которые широко распространены в описываемом районе. Они перекрывают водораздельную равнину, ее склоны и поверхность III и II террас. На водоразделах в них не наблюдалось слоистости, в обнажении же они тонкослоистые, причем слоистость похожа не на делювиальную, а на слоистость, описанную Г. И. Горецким (1958) для перигляциальных половодно-ледниковых образований. Подобная слоистость наблюдается в аналогичных по составу супесях, перекрывающих отложения III флювиогляциальной террасы Волги юго-западнее Лошаково.

Следует отметить, что Н. С. Чеботарева, М. А. Недошивина и Т. И. Столярова (1961) считали водораздельную равнину междуречья Большой и Малой Коши валдайской, в то время как такая же водораздельная равнина, расположенная южнее, на левобережье М. Коши, по их мнению, сложена московской мореной. По-видимому, прав был А. И. Москвитин (1965, стр. 19), критикуя авторов за такие представления. Действительно, нет ни геологических, ни геоморфологических оснований проводить границу оледенения по р. М. Коша. Ее следует проводить либо севернее, либо южнее.

Все материалы по району обнажения свидетельствуют о том, что надмикулинская толща в изученном разрезе представляет собой перигляциальную формацию в составе водно-ледниковых, делювиально-солифлюкционных и половодно-ледниковых осадков, образовавшихся в период валдайского оледенения. Приведенные данные показывают, что рассмотренные осадки не перекрывались ледником.

ЛИТЕРАТУРА

- Горецкий Г. И. О перигляциальной формации.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 22. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Дигмар А. Ю. Отчет по геогностическому исследованию Осташковского, Ржевского и др. уездов.— Мат-лы для геол. России, т. 3, 1871.
- Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги.— Тр. Верхне-Волжск. экспед. Географ.-эконом. иссл. инст. ЛГУ, 1940.
- Москвитин А. И. Геологический очерк Калининской области.— Уч. зап. МГУ, отд. географ., вып. 31, 1939.
- Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР. (Критический разбор литературных данных).— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 123. М., «Наука», 1965.
- Раукас А. Закономерности распределения галек в моренах Эстонской ССР.— Изв. АН ЭССР, т. XI, сер. физ.-мат. и техн. наук, 1962, № 2.
- Хименков В. Г. Геологические исследования в северо-западной и северной части 43 листа десятиверстной карты Европейской России. Изв. Геол. Ком., т. XXXII, СПб., 1913.
- Чеботарева Н. С., Недошивина М. А., Столярова Т. И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 26. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Т. А. СЕРЕБРЯННАЯ, Э. О. ИЛЬВЕС

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ ПО ГОЛОЦЕНОВЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ РАЙОНА ВЕРХНЕЙ ОКИ

Четвертичный покров Средне-Русской возвышенности характеризуется значительными колебаниями водоносности и водообильности (Гармонов, 1958). В центральном приводораздельном районе выходы грунтовых вод сконцентрированы по оврагам и балкам. Здесь осуществляется питание крупных речных систем — Оки, притоков Дона, Сейма и Десны. По мнению ряда исследователей, в недавнем прошлом водообеспеченность этого района была еще более значительной. А. Р. Мешков (1948) этим объясняет почти повсеместную заторфованность днищ балок, а Ф. Н. Мильков (1952) отмечает следы бывшего существования мелководных озер и типичных низинных болот в водораздельных местностях. Ю. А. Александров-Липкинг (1971) упоминает, что еще в историческое время Ока и Свапа (правый приток Сейма) брали начало из водораздельного озера, тогда как ныне истоки этих рек разобщены.

Проведенные нами исследования¹ нескольких разрезов озерно-болотных отложений в верхней части бассейна Оки позволяют осветить некоторые особенности голоценовой истории этой территории. Многочисленные притоки Оки берут начало от выходов грунтовых вод в днищах ложин и балок. В результате регрессивной эрозии в верховьях этих форм рельефа возникли многочисленные обнажения, вскрывающие следующие горизонты (сверху вниз):

	Мощность, м
А. Делювиальные суглинки слоистые	1,0—1,5
Б. Низинный торф	1,0—2,5
В. Сапропели и суглинки	до 5 м (по данным бурения в двух скважинах)

Залежи торфа представлены в нижней части тростниковыми разностями, в верхней — осоковыми и травяно-гипновыми. Часто встречаются слои древесного торфа с хорошо сохранившимися остатками стволов, корней и коры деревьев, в основном березы и ольхи.

В настоящей работе подведены итоги изучения двух разрезов в верховьях р. Ретяж, левого притока Оки, к северо-западу от с. Борисовка в Кромском районе Орловской области. Эта река начинается от слияния двух довольно крупных ручьев, которые глубоко врезаются в извилистые лога. Разрез, описанный нами под названием Ретяжи 6, был заложен на дне левого лога в 0,5 км от слияния обоих истоков р. Ретяж, а разрез Ретяжи 8 находится на крутом склоне правого лога в 1 км от слияния истоков (рис. 1).

При сопоставлении строения обоих разрезов заметны различия в мощности торфяных горизонтов: в разрезе Ретяжи 8 мощность торфа 0,7 м, а вместе с подстилающим торфянистым сапропелем — около 1 м, тогда как в разрезе Ретяжи 6 только видимая часть торфяной залежи составляет около 2 м. Кроме того, в первом разрезе торф отличается большой уплотненностью. Не менее существенны различия в ботаническом составе торфа. В разрезе Ретяжи 8 торф осоково-тростниковый, а в

¹ Спорово-пыльцевой и ботанический анализы выполнялись Т. А. Серебрянной, радиоуглеродный — Э. О. Ильвесом.

разрезе Ретяжи 6 стратиграфия залежи более сложная. Здесь снизу вверх выделяются следующие разности торфа: тростниковый, осоково-тростниковый, осоково-вахтово-тростниковый с остатками коры ольхи (?) и неопределенной древесины, осоковый, осоково-тростниковый и прослой осокового торфа с гипновыми мхами, вахтой и хвощом.

На основании палеоботанических и радиоуглеродных данных нам удалось сопоставить строение обоих разрезов и сделать некоторые хроностратиграфические заключения. Прежде всего следует отметить, что в местах, где ныне хорошо развита эрозионная сеть, в прошлом существовали подходящие условия для торфонакопления. Болота формировова-

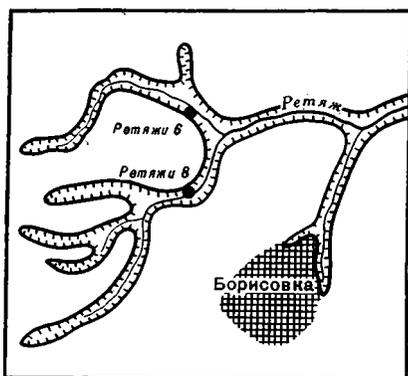


Рис. 1. Схема местоположения изученных разрезов Ретяжи 6 и Ретяжи 8

лись как в поймах (Ретяжи 6), так и на более возвышенных участках типа водораздельных котловин (Ретяжи 8), причем в поймах этот процесс начался раньше и завершился несколько позже.

В целом торфяники района Верхней Оки оказались очень молодыми: их возраст не выходит за пределы суббореального периода голоцена. Такие же результаты получены нами и для ряда других разрезов центральной части Средне-Русской возвышенности, например для разреза Песочная близ г. Железногорск (Серебрянная, Ильвес, 1972).

Генетически рассматриваемые торфяники следует связывать с зарастанием озер, которые существовали, по-видимому, в середине голоцена, включая значительную часть атлантического периода. В это время на дне озер накапливались сапропели (мощностью около 2 м в разрезе Ретяжи 8).

Палеоботанические материалы (рис. 2) показывают, что во второй половине голоцена природные условия района Верхней Оки неоднократно претерпевали существенные изменения. Представляется возможным выделить пять крупных этапов развития растительности, хотя надо заметить, что наиболее древний V этап охарактеризован фактически одним спектром, который тем не менее представляет собой своеобразное сочетание отдельных компонентов.

В период седиментации буро-голубых суглинков (V этап) в рассматриваемом районе преобладали лесостепные ландшафты. В составе островных лесов доминировали сосна и береза. Кроме того, в меньших масштабах распространились дуб, липа, берест (*Ulmus campestris*) и граб. В более увлажненных местообитаниях росли ольха и ива. Среди трав преобладали представители разнотравья, злаков и сложноцветных.

Во время IV этапа накапливались озерные осадки — сапропели. Окружающие ландшафты имели более открытый характер с господством лугово-степных элементов. Среди трав ведущую роль играли маревые и разнотравье, несколько меньшую — злаки. К концу этапа возросло участие сложноцветных. Распространение осок и полыней на протяжении

всего этапа было весьма ограниченным. Лесистость резко уменьшилась, причем почти полностью исчезли широколиственные породы.

Присутствие массивов сосны и березы во время IV этапа требует дальнейшего уточнения, так как пыльца этих пород может быть в значительной степени аллохтонной. Вместе с тем нельзя полностью исключить вероятность произрастания сосновых боров и березняков в рассматриваемое время.

III этап, соответствовавший заключительной стадии существования озер и началу болотообразования (прослеживается переход от серо-охристых сапропелей к торфянистым сапропелям и торфу), характеризовался возвратом к условиям лесостепи. В составе древостоя резко выделялась береза (*Betula pubescens* и *B. humilis*). Судя по высокому содержанию пыльцы этой породы (до 95% от суммы пыльцы древесных пород), следует предположить, что березовые леса играли довольно значительную роль в ландшафте района. Кроме того, были распространены смешанные леса из березы, дуба, липы, вяза, граба с участием лещины в подлеске. Установлена тенденция к последовательному сокращению содержания пыльцы сосны на протяжении III этапа. В конце этого этапа на территории района появилась ель. В более увлажненных местообитаниях росла ольха (в основном *Alnus incana*), роль которой особенно повысилась в связи с зарастанием водоемов. Ива встречалась очень редко. В составе травяного покрова доминировали представители разнотравья и сложноцветных, а также злаков. Участие полыней, маревых и осок было невелико.

Три более ранних этапа (V—III) выделялись нами по материалам исследования наиболее полного разреза Ретяжи 8 (см. рис. 2). На других пыльцевых диаграммах озерно-болотных отложений центра Средне-Русской возвышенности зафиксированы только поздние этапы развития растительности (с конца III этапа). Обычно верхние слои сапропеля и вышележащие торфяные горизонты характеризуются спектрами лесного типа. На этом основании мы обособляем II этап, связанный с широким развитием лесов. Эта особенность ранее отмечалась и для более южных районов Средне-Русской возвышенности — для средней части долины р. Сейм (Пьявченко, 1958) и для верхней части долины р. Ворскла (Сукачев, 1951).

Для отложений рассматриваемого лесного этапа типично фоновое содержание пыльцы сосны (порядка 60%), в меньшем количестве присутствует пыльца широколиственных пород (до 37%) и березы. Среди широколиственных пород преобладал дуб, затем следовали липа, вяз и в небольшом количестве граб. По относительно меньшему содержанию пыльцы сосны в спектрах этого этапа по сравнению со спектрами предыдущих этапов, можно составить представление о сокращении роли этой породы в составе лесов. По всей вероятности, в конкурентной борьбе сосна была вытеснена исключительно на песчаные субстраты. Береза принимала довольно заметное участие в составе лесов. Одновременно с распространением широколиственных пород отмечается увеличение роли ольхи (*Alnus incana*, *A. glutinosa*). Ива встречалась очень редко. Среди трав наибольшую роль играли осоки, разнотравье, злаки, а местами также полыни. Из водных растений нами определены: *Typha latifolia*, *T. angustifolia*, *Sparganium* sp., *Nymphaea candida*, *Myriophyllum spicatum*.

Современный (I) этап ознаменовался активным антропогенным преобразованием ландшафта. В это время леса в центре Средне-Русской возвышенности были в значительной мере истреблены и уступили место пашне. Вследствие возросшего водозабора и сведения лесов понизился базис эрозии и ухудшились условия водообеспеченности, хотя, конечно, и не в такой степени, как в более южных районах. В настоящее время в

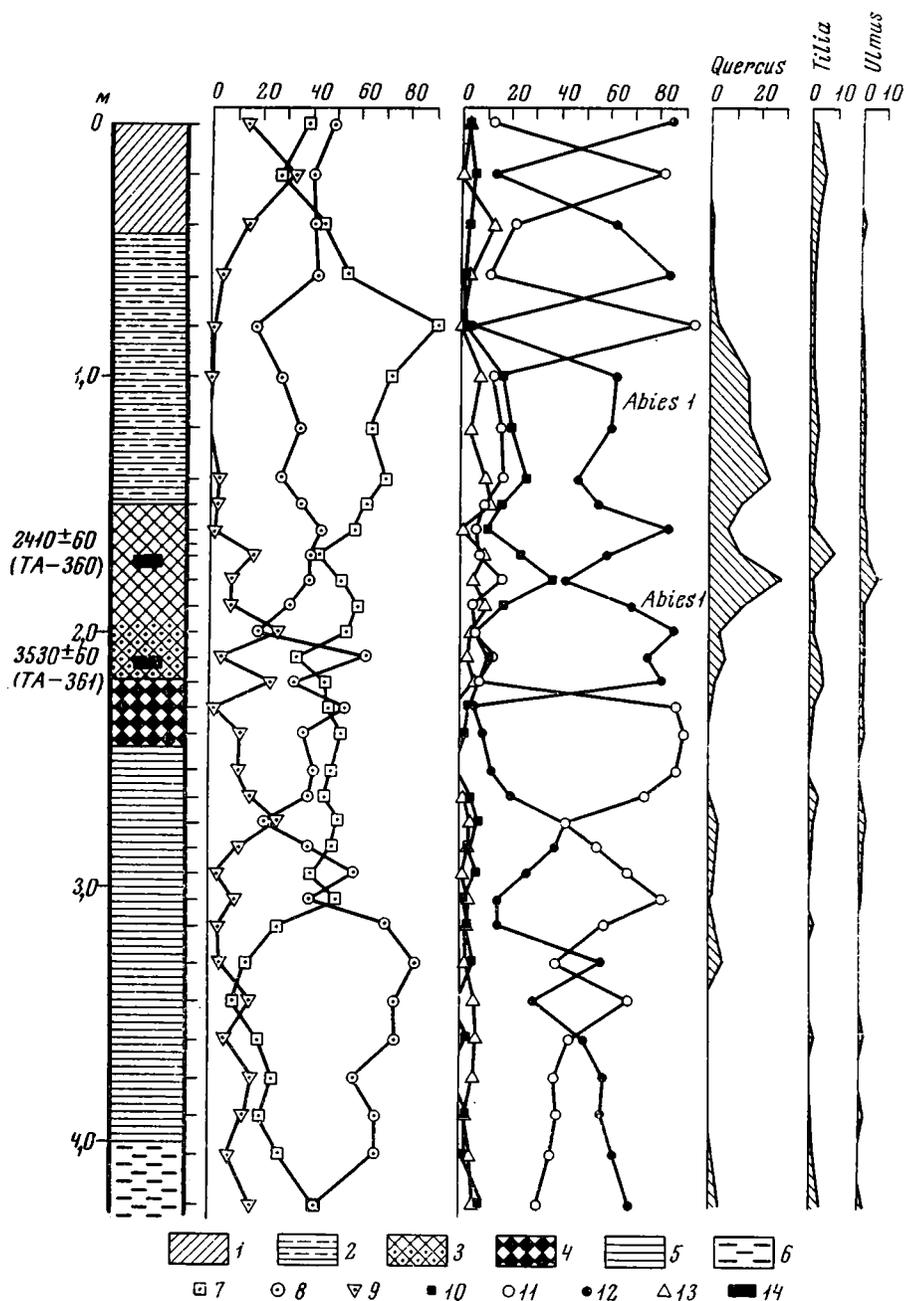
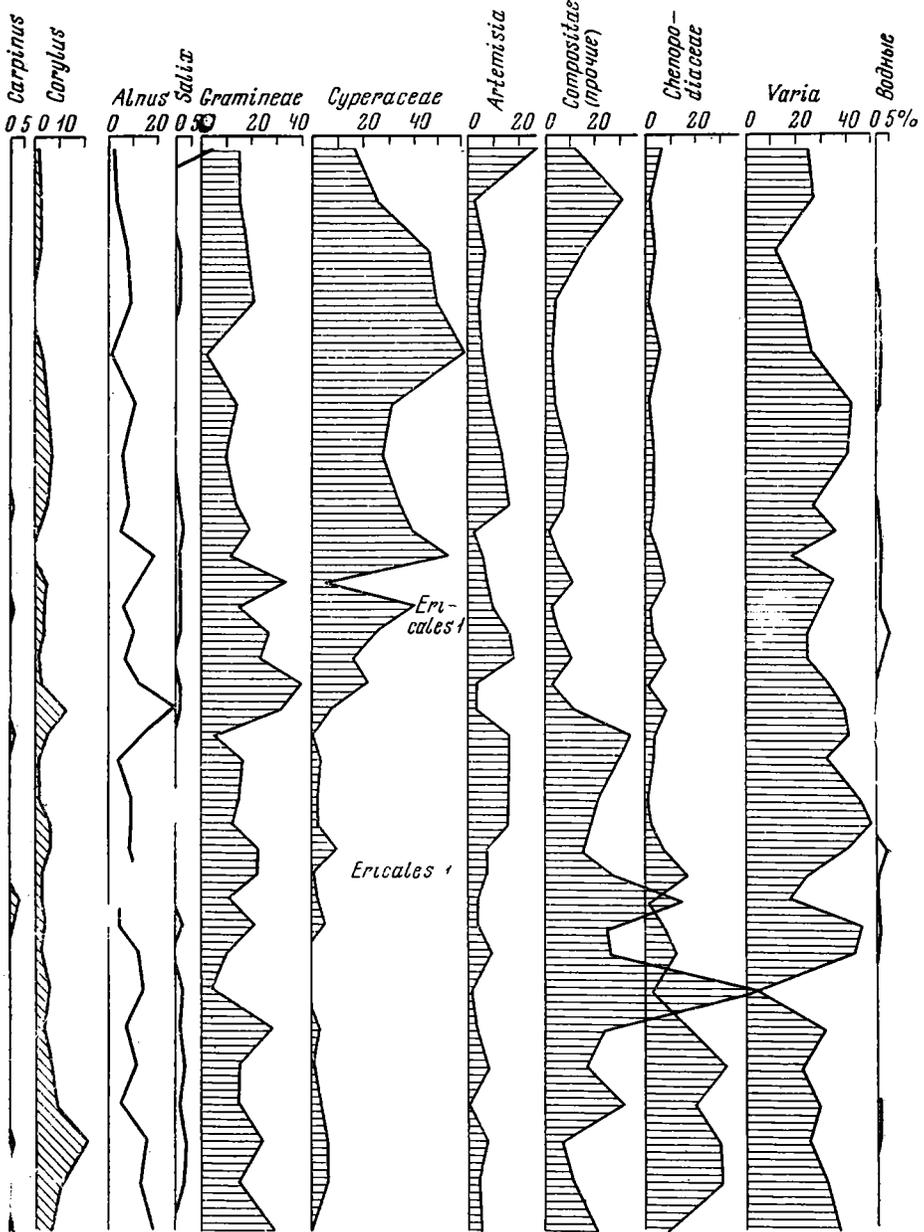


Рис. 2. Спорво-пыльцевая диаграмма отложений разреза Ретяжи 8

1 — делювиальный суглинок, гумусированный, слоистый; 2 — слоистые супесчано-суглинистые отложения желтого цвета, в нижней части содержат торфянистые прослойки; 3 — торф тростниково-осоковый, в нижней части опесчаненный; 4 — торфянистый сапропель; 5 — сапропель плотный серого и желтовато-серого цвета; 6 — суглинок буро-голубой с рассеянными фрагментами растительной органики; 7 — пыльца древесных пород; 8 — пыльца трав и кустарничков; 9 — споры; 10 — широколиственные породы; 11 — береза; 12 — сосна; 13 — ель; 14 — места отбора проб на C^{14}



небольших участках леса, сохранившихся, главным образом, в балках, преобладает береза. Она первая поселяется на нераспаханных землях, в вырубках и гарях, поэтому иногда березовые рощи можно встретить и на плакорах. В составе широколиственных массивов выделяются дуб, липа, вяз, лещина.

Указанные особенности лесной растительности четко отражаются и на пыльцевых диаграммах. Среди пыльцы трав доминируют осоки, сложноцветные (включая полыни) и разнотравье. Здесь велика доля пыльцы сорных растений. Увеличение содержания пыльцы злаков в основном связано с распространением хлебных культур в период агрикультурного освоения территории.

Нам удалось не только проследить последовательность изменения растительности, но также — впервые для Средне-Русской возвышенности — наметить возраст выделенных этапов. К сожалению, для самых древних этапов получить точные значения возраста по C^{14} не удалось из-за низкого содержания органического вещества в суглинках и сапропелях.

Изменения растительности вплоть до современного этапа предопределялись, главным образом, климатическими колебаниями, которые, как нам представляется, активно проявлялись на рубежах выделенных нами этапов. Принимая во внимание полученные C^{14} -датировки и проводя их интерполяцию и экстраполяцию, а также опираясь на палеоботанические данные, можно отнести V, IV и III этапы к среднему голоцену, а II и I — к позднему голоцену по схеме М. И. Нейштадта (1957). Выделение климатических периодов можно осуществить ориентировочно. IV этап, сопряженный с развитием лесостепных ландшафтов, вероятно, сопоставим с атлантическим периодом (или его значительной частью). Для компетентных суждений о возрасте V этапа пока еще нет достаточных критериев. С большой долей условности этот этап можно сравнивать с переходным бореально-атлантическим временем.

Наступание леса на степь и время господства лесостепных ландшафтов с большим участием березы в составе островных лесов, по всей видимости, следует отнести к суббореальному периоду. Начало этого периода оказывается несколько древнее 3900 лет. Приведенная цифра характеризует время смены березы сосной. Такая же смена лесообразующих пород зафиксирована нами и в верховьях р. Свапа (Серебрянная, Ильвес, 1972). Ко второй половине суббореального периода относится постоянное участие широколиственных пород в составе лесов, в основном липы. Наряду с ней росли дуб и вяз (берест), а в подлеске присутствовал вала в большом количестве лещина. В то же время выявлены признаки расширения ареала ели в южном направлении.

Значительные изменения в растительном покрове центральной части Средне-Русской возвышенности произошли около 2700—2800 лет назад. Это возраст рациональной границы кривой пыльцы широколиственных пород, детально установленный для разреза Линия на р. Гнилуша, левом притоке Оки (Серебрянная, Ильвес, 1973). Этот уровень четко выделяется и на других пыльцевых диаграммах изучаемого района. Путем интерполяции мы установили, что в разрезе Ретяжи 8 он находится на глубине 2 м, а в разрезе Ретяжи 6—2,45 м. Ниже этого уровня пыльца широколиственных пород встречалась спорадически, причем часто содержание пыльцы липы было более высоким по сравнению с содержанием пыльцы дуба. Выше указанного уровня на фоне общего увеличения пыльцы смешанного леса резко возрастает участие пыльцы дуба. Эта порода несомненно играла наиболее важную роль в составе лесов. На основании приведенных данных мы полагаем, что около 2700—2800 лет назад произошел переход от суббореального периода к субатлантическому.

Субатлантический период характеризовался не только увеличением лесистости, но и большой дифференциацией растительности. Кроме дубрав встречались смешанные леса из дуба, липы, вяза, а также сосновые боры. Надо обратить внимание на довольно значительное содержание пыльцы ели в спорово-пыльцевых спектрах того времени (до 13%). Повидимому, ель произрастала в районе Верхней Оки в субатлантическом периоде.

Такие инвазии ели у южной границы ее ареала происходят и в современных условиях. В последнее время, например, ель широко распространяется на западной окраине Средне-Русской возвышенности, проникая

в пределы зоны широколиственных лесов (Соловьева, Хомутова, 1970).

В настоящей работе целесообразно останавливаться на развитии растительности центра Средне-Русской возвышенности в историческое время, поскольку эта тема более или менее подробно освещалась в другой работе (Серебрянная, Ильвес, 1972).

В заключение следует подчеркнуть перспективность совместного использования палеоботанических и радиоуглеродных данных для реконструкции природных условий Средне-Русской возвышенности в голоцене. Для центральной водораздельной части этой возвышенности нами впервые установлено значительное сокращение лесистости в самый разгар послеледникового климатического оптимума (атлантический период). В суббореальный период постепенно установилась обратная тенденция — наступание леса на степь. Этот процесс особенно усилился во второй половине суббореального периода, когда в составе лесов возросло участие липы и других широколиственных пород. На рубеже суббореального и субатлантического периодов леса становятся основной растительной формацией, и основным фон в них занял дуб. Вторая половина субатлантического периода ознаменовалась возросшим антропогенным преобразованием ландшафтов, приведшим к замене лесов пахотными угодьями на большей части территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров-Липкинг Ю. А.* Далекое прошлое Соловьиного края. Воронеж, 1971.
- Гармонов И. В.* Грунтовые воды степных и лесостепных районов Европейской части СССР и их гидрохимическая зональность. М., Изд-во АН СССР, 1958. (Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. 17).
- Мешков А. Р.* Физико-географические районы Средне-Русской возвышенности.— Изв. Воронежского гос. пед. ин-та, 1948, т. 10, вып. 2.
- Мильков Ф. Н.* Воды.— В кн. Центральные черноземные области. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Пьявченко Н. И.* Торфяники русской лесостепи. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О.* Первые данные по палинологии и возрасту водораздельного торфяника в центральной части Средне-Русской возвышенности близ г. Железногорска.— Изв. АН ЭССР, химия — геология, 1972, т. 21, № 2.
- Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О.* Последний лесной этап в развитии растительности Средне-Русской возвышенности.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1973, № 2.
- Соловьева М. П., Хомутова М. С.* Основные итоги изучения растительности Калужской области.— В кн. Вторая краеведческая конференция Калужской области. 1970 г. Калуга — Обнинск, 1970.
- Сукачев В. Н.* К истории растительного покрова европейского лесостепья.— Вопросы географии, сб. 24. М., Географгиз, 1951.

С. К. АРБУЗОВА

МИНЕРАЛОГО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАКИНСКИХ ПОРОД В БАССЕЙНЕ НИЖНЕЙ ВОЛГИ

В бассейне Нижней Волги бакинские породы известны преимущественно по буровым данным. Выходы на дневную поверхность редки и незначительны. Эти породы залегают в основании толщи четвертичных отложений. Они представлены морскими глинами с прослоями суглинков зеленовато-серых до синевато-черных тонов. Выше по разрезу появляются пески различной степени глинистости. Мощность пород бакинского яруса составляет 30—35 м.

Минералогические исследования бакинских отложений в бассейне Нижней Волги весьма недостаточны. Сведения об их составе для различных участков Нижнего Поволжья содержатся в работах С. Я. Орехова (1954, 1955), В. Д. Галактионова (Галактионов и др., 1955) и Н. П. Затенацкой (Затенацкая, Сафохина, 1970).

Объектом изучения явились бакинские глины с прослоями суглинков участка проектирования Нижне-Волжской ГЭС. Образцы для минералого-химических исследований отобраны из скважин с глубин 28—45 м. В изучении минералого-химического состава пород принимали участие А. В. Шилин и М. Р. Остремский (рентгенометрический и электронно-микроскопический анализы), Л. Н. Васильева (химические испытания), Е. С. Рудницкая (ИК-спектроскопическое изучение) и Э. А. Букарева (термический анализ).

Глины характеризуются серой, зеленовато-серой и коричневатой-серой окраской. Текстура тонкослоистая, скрытослоистая, слабо волнистая, редко неслоистая. В глинах часты тонкие прослои и гнезда алевролита и алевролитистого песка, иногда с мелким гравием. Поры простым глазом обычно не обнаруживаются. В породах обычны трещины, параллельные напластованию, реже — различных направлений, толщиной до 2 мм. Суглинки окрашены в бурые и зеленовато-серые тона. Они характеризуются неслоистым или тонкослоистым сложением. Поры микроскопически как правило не видны. В суглинках часты прослои и гнезда алевролита и мелкого песка.

Под микроскопом обнаруживается, что глины обладают преимущественно лептопелитовой ориентированной структурой, реже наблюдается хлопьевидная структура. Порода состоит в основном из минералов, неразличимых под микроскопом. В ней могут встречаться линзы и участки мегапелитового или алевропелитового сложения. В этих случаях в пелитовой массе содержатся включения кварца, полевых шпатов, слюд, кальцита и других минералов. Последние достигают 0,1—0,2 мм в поперечнике и составляют до 50% породы. Суглинки характеризуются мегапелитовой и алевропелитовой структурами.

Изучение состава охарактеризованных пород выявило преобладающую роль таких минералов, как кварц, полевые шпаты, гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и карбонаты. В заметных количествах установлены слюды, галлуазит, смешанно-слоистые минералы, гипс, галит, опал, гиббсит, гидрогетит и органические соединения. Кроме того, обнаружены глауконит, хлорит, ильменит, магнетит, маггемит, марганит и другие акцессории.

С целью определения количественных содержаний преобладающих минералов к одним и тем же образцам применены разнообразные методы исследования (микроскопический, рентгенометрический, электронно-микроскопический, термический). На основе сопоставления полученных результатов с эталонными графиками, приводимыми в обширной литературе, определены количественные взаимоотношения минералов различных фракций ($>0,01$ мм, $0,01—0,001$ мм и $<0,001$ мм), а также породы в целом. Результаты испытаний уточнены путем пересчета на минералогический состав химических анализов, сопровождаемых определением кварца по методике Э. С. Залманзон, а также исследованием вытяжек Тамма, водных и солянокислых вытяжек. Полученные сведения выражаются следующими величинами (в %):

Породы	Глины	Суглинки	Породы	Глины	Суглинки
Кварц	15—37	28—41	Гидрослюды	15—29	15—20
Полевые шпаты	10—24	17—19	Монтмориллонит	4—26	4
Карбонаты	5—17	7—15	Каолинит	4—9	5
Слюды	1—4	1—2			

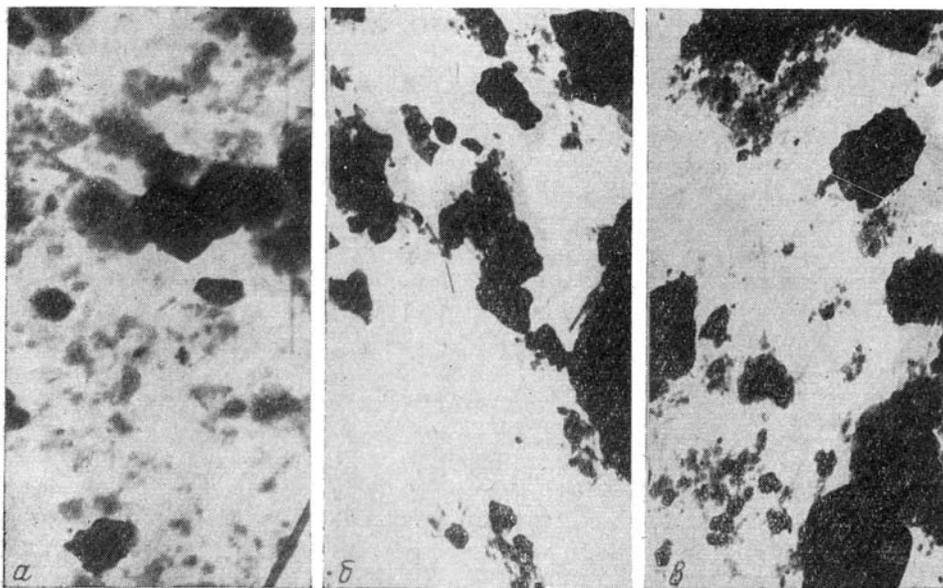


Рис. 1. Электронномикроскопические снимки глин

a — увел. 23 000; *b* — увел. 17 500; *c* — увел. 16 000

Кварц образует зерна угловатоокатанной формы. В большинстве случаев они покрыты тонкими пленками, состоящими из глинистых минералов и гидрогётита.

Для полевых шпатов характерна выветрелая поверхность и неправильные или широкотаблитчатые очертания. Оптические и рентгенометрические исследования выявляют принадлежность полевых шпатов к альбит-олигоклазу и ортоклазу, причем содержание первого всегда несколько выше.

Карбонаты согласно термическим и химическим анализам представлены кальцитом и доломитом. Они обычно образуют тонкие прожилки, неправильные скопления, пленки и выцветы в трещинах и порах пород. Электронномикроскопические исследования выявляют существование тонкодисперсного кальцита.

Гидрослюды содержатся во фракциях 0,01—0,001 мм и <0,001 мм, постоянно увеличиваясь с ростом дисперсности. Они образуют две морфологические разновидности — удлиненные чешуи с резкими гранями и пластинки неправильной формы. В большинстве случаев гидрослюды находятся в разных стадиях монтмориллонитизации (рис. 1, *a—c*). На рентгенограммах они устанавливаются по серии рефлексов 9,97—10,30 Å (001), 4,98—5,05 Å (002), 3,33 Å (003), 2,49 Å (004), 1,48—1,53 Å (060). В отличие от авторов, считавших гидрослюду одним минералом, на основе рентгенометрических и электроннографических исследований мы считаем, что гидрослюды обычно являются смесью двух минералов — гидромусковита 2М, с параметром b —8,96—8,97 и гидробиотита 1М с параметром b —9,12, причем первый обычно количественно преобладает, особенно в разрушенных образцах. Оба минерала характеризуются весьма несовершенной структурой. Степень совершенства заметно снижается при увеличении дисперсности образцов.

Слюды представлены мусковитом и биотитом. Для мусковита характерны бесцветные чешуи и пластинки неправильной формы. Биотит имеет

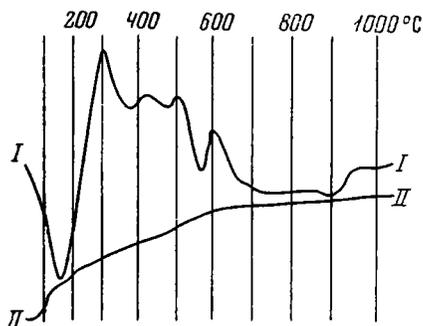


Рис. 2. Дифференциальная (I) и термовесовая (II) кривые глины (фракция $<0,001$ мм)

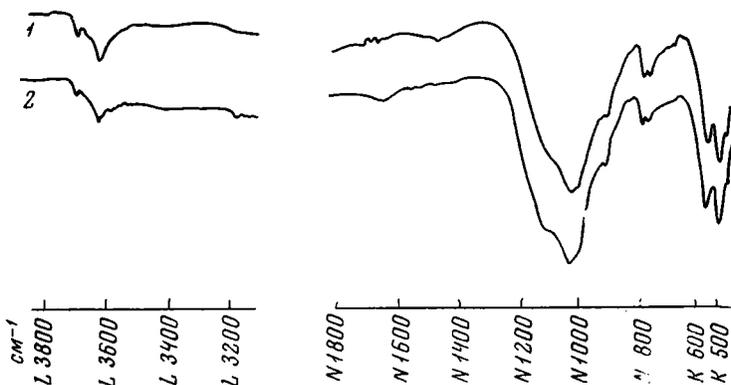


Рис. 3. ИК-спектры

1 — глина (образец не разделен на фракции);
2 — суглинок (фракция $<0,001$ мм)

вид золотисто-бурых, реже зеленовато-бурых чешуй, нередко сильно разрушенных. Характер рентгенограмм показывает, что их следует относить к слабо гидратированным разновидностям.

Монтмориллонит обнаружен преимущественно во фракции $<0,001$ мм (рис. 2). Однако, в редких случаях весьма небольшие его примеси могут устанавливаться также в составе фракции $0,01-0,001$ мм. На электронномикроскопических снимках монтмориллонит имеет вид полупрозрачных частиц неправильной формы и неравной толщины с размытыми краями. Иногда он мелкочешуйчатый. Рентгенометрическое и ИК-спектроскопическое исследования (рис. 3, 2) позволяют считать монтмориллонит железистой разновидностью. Изучение состава поглощенного комплекса показало преобладание кальция и магния, а также небольшие примеси натрия и калия. Последнее подтверждается рентгенометрическими и термическими испытаниями.

Каолинит обнаружен различными методами (рис. 3, 1). Он тяготеет преимущественно к фракции $0,01-0,001$ мм, в меньшей степени $<0,001$ мм. На электронномикроскопических снимках он имеет вид мелких непрозрачных и полупрозрачных пластинок со следами псевдогексагональной огранки. Размеры кристаллов как правило не превышают $0,002$ мм в поперечнике. Характер дифрактограмм показывает, что каолинит не является совершенно упорядоченным.

Галлуазит обнаруживается на электронномикроскопических снимках в виде единичных трубчатых кристаллов.

Смешаннослойные минералы согласно рентгенометрическим исследованиям следует относить к типу гидрослюда — монтмориллонит, реже хлорит — монтмориллонит.

Гипс образует тонкие пленки, налеты и выцветы в трещинах и порах пород, в редких случаях наблюдается в виде скоплений мелких кристаллов.

Химический состав фракций $< 0,001$ мм трех образцов исследованных глин характеризуется следующими величинами (в %):

№ образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	TiO ₂	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
1	47,46	21,89	8,88	0,99	1,20	2,43	0,68	0,26	3,00	4,72	8,52	100,03
2	47,50	21,81	9,00	0,91	0,88	2,47	0,64	0,35	3,05	4,90	8,76	100,27
3	47,60	20,54	9,27	1,02	0,94	3,01	0,61	0,29	2,60	5,80	8,44	100,12

Количества CaSO₄·2H₂O не превышают 0,6%, NaCl—0,2%. Анализ вытяжки Тамма показывает, что содержание в образцах Fe₂O₃ варьирует в пределах 0,6—2,0%, аморфной SiO₂ 0,2—0,9% и аморфного Al₂O₃ 0,2—4,0%.

Проведенное изучение минерального состава бакинских пород бассейна Нижней Волги позволяет решить некоторые вопросы их образования.

Установленная полиминеральность отложений свидетельствует о сложных процессах их формирования. Основным источником обломочного материала, по-видимому, являлись местные дочетвертичные отложения, содержащие значительные количества монтмориллонита, а также гидрослюда, каолинит и галлуазит. Кроме того, часть материала, видимо, принесена Волгой и ее притоками с севера Русской платформы и Урала, а также золотым путем из Средней Азии и Казахстана.

Минералы, слагающие исследованные породы, частично следует считать аллотигенными, но претерпевшими вторичные изменения. Последнее выразилось в увеличении дисперсности, у глинистых минералов, кроме того — снижении совершенства кристаллической структуры. Некоторые являются аутигенными образованиями.

К аллотигенным минералам отнесены кварц, полевые шпаты, слюды, различные акцессорные минералы (ильменит и др.), каолинит, возможно, частично хлорит, гидрослюда, монтмориллонит и кальцит.

Аутигенными минералами, очевидно, являются глауконит, гипс, галит, а также кальцит, присутствующий в дисперсном состоянии или в трещинах и пустотах пород. Аутигенными можно считать частично гидрослюда, монтмориллонит, хлорит и смешанно-слойные минералы.

Наличие бора, обнаруживаемого полуколичественным спектральным анализом в количестве 0,01—0,02%, свидетельствует, по Э. Т. Дегенсу (1967), об образовании пород в морских засоленных водах.

Разрушение минералов происходило по схемам: 1) биотит — гидробитит — монтмориллонит; 2) мусковит — гидромусковит — монтмориллонит. Рентгенограммы и электронограммы различных фракций показали постепенные переходы от слюд к гидрослюдам при увеличении дисперсности и разрушенности образцов. На микрофотографиях нередко видны пластинки разрушенных слюд (биотита и мусковита) с извилистыми, как бы изъеденными очертаниями. На электронномикроскопических фотографиях наблюдались чешуи гидрослюда изометричного и удлиненного облика в различных стадиях замещения монтмориллонитов. Подтверждением образования гидрослюд и монтмориллонита при разложении биотита является значительное обогащение их состава железом и магнием. Наблюдаемые в многочисленных образцах хлорит, а также смешанно-слойные минералы типа гидрослюда — монтмориллонит или монтмориллонит-хлорит образованы, очевидно, в промежуточные стадии разложения биотита и магнезиально-железистых гидрослюд. При разрушении биотита мог возникнуть гидрогётит, о чем свидетельствуют наблюдаемые на микрофотографиях псевдоморфозы гидрогётита по биотиту.

Разрушение биотита происходило, видимо, более интенсивно, нежели мусковита. В ряде случаев он полностью исчезает, о чем говорит отсутствие на электронограммах минерала с параметром $v-9,12$ в наиболее разложенных образцах.

Кроме того, поставщиками коллоидно-дисперсных минералов явились выветривающиеся полевые шпаты и различные аксессуарные минералы (роговая обманка, эпидот и др.). В результате процессов разложения могли появиться каолинит, тонкодисперсный кварц, опал, гиббсит и гидрогётит.

Приведенная схема в основных чертах совпадает с литературными сведениями по данному вопросу (Заморий и др., 1970; Карпова, Кулеско, 1963, и др.).

Результаты работ позволили установить в бакинских глинистых породах исследуемого региона разнообразный комплекс минералов и определить их ориентировочные процентные содержания.

Изучение минерального состава показало, что основным источником терригенного материала, по-видимому, явились местные дочетвертичные отложения. К аллотигенным минералам отнесены кварц, полевые шпаты, слюды, хлорит, различные аксессуарные минералы, частично гидрослюды, монтмориллонит и каолинит. Аутигенными минералами является большая часть карбонатов и гипса, а также глауконит, галит и частично гидрослюды, монтмориллонит, хлорит, смешанно-слоистые минералы. Бакинские породы образованы в условиях морского засоленного бассейна. Сингенетические и диагенетические преобразования в них происходили по схеме: слюды — гидрослюды — монтмориллонит.

ЛИТЕРАТУРА

- Галактионов В. Д. и др. Нижне-Волжская ГЭС на Волге, т. 2, кн. 1. М., Гидропроект, 1955.
- Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
- Заморий П. К., Кошик Ю. А., Рыбалко С. И. К вопросу о генезисе лёссов.—Тр. Междунар. Симпозиума по литол. и генезису лёссовых пород, т. 1. Ташкент, «Фан», 1970.
- Затенацкая Н. П., Сафохина И. А. Роль ионно-селевого комплекса глинистых пород в формировании их инженерно-геологических свойств.—В сб. Глины, их минералогия, свойства и практ. значение. М., «Наука», 1970.
- Карпова Г. В., Кулеско Г. И. Некоторые результаты рентгенографического исследования глин Днепровско-Донецкой впадины. Рентгенография минерального сырья, № 3. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Орехов С. Я., Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы четвертичных глинистых отложений Нижнего Поволжья.—Докл. АН СССР, нов. сер., 1954, т. XXVI, № 1.
- Орехов С. Я. Литолого-минералогические исследования древнечетвертичных каспийских отложений Нижнего Поволжья.—Уч. зап. Рост. Гос. Ун-та, т. 33, вып. 6, 1955.

И. А. ВИСЛОБОКОВА

О НОВОЙ НАХОДКЕ
ARCHIDISKODON GROMOVI GARUTT ET ALEXEEVA
В ЭОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Во время полевых работ в Павлодарском Прииртышье в 1971 г. в эоплейстоценовых отложениях у с. Подпуск был найден зуб архидискодона хорошей сохранности. Остатки этих слонов в Сибири встречаются очень редко. Все находки слона Громова известны только из одного местонахождения. Р. К. Камбариддинов в 1963 г. в нижнеантропогенных отложениях у с. Подпуск нашел зубную пластину слона, сходного со слонем Громова (Архипов, 1971). Э. А. Вангенгейм и О. А. Раковец в 1967 г. в этом же разрезе обнаружили фрагмент верхней челюсти с зубом *Archidiskodon gromovi Garutt et Alexeeva*. Находка описана не была.

Разрез у с. Подпуск, в котором были встречены остатки *A. gromovi*, некоторыми исследователями считается опорным для кочковской свиты (Архипов, 1971, и др.). Свита датируется эоплейстоценом по схеме подразделений антропогена В. И. Громова с соавторами (1969).

Отложения свиты залегают с размывом и небольшим врезом на глинах аральской свиты миоцена и перекрываются средне- и верхнечетвертичными отложениями. Разрез свиты представлен образованиями аллювиального и озерно-аллювиального генезиса: глинами, которые залегают в основании и прослеживаются неповсеместно, мощностью до 1,5 м, и песками разного гранулометрического состава, мощностью до 10—12 м. Подошва отложений лежит на высоте 20—25 м над уровнем р. Иртыш. Зуб был найден в основании песчаного горизонта.

Фауна млекопитающих из местонахождения у с. Подпуск относится к лебяжьиному фаунистическому комплексу. Этот комплекс был выделен Э. А. Вангенгейм и В. С. Зажиговым (1969) для раннего эоплейстоцена Западной Сибири. Аналогом лебяжьиного фаунистического комплекса эти исследователи считают ханжовский фаунистический комплекс Восточной Европы. Последняя находка зуба *A. gromovi* хорошей сохранности подтверждает правильность этого взгляда. *Archidiskodon gromovi Garutt et Alexeeva* (рис. 1, 2).

Archidiskodon planifrons: Osborn, 1945, стр. 964,

Elephas cf. planifrons: Громов, 1948, стр. 44, 451—453, рис. 214,

Elephas meridionalis: Громов, 1948, стр. 42, 452—453, рис. 214,

Archidiskodon meridionalis meridionalis: Дуброво, 1964, стр. 86—93 pars.

Archidiskodon meridionalis: Дуброво, Байгушева, 1964, стр. 133—135.

Archidiskodon gromovi Garutt et Alekseeva, 1965, стр. 162—165, рис. 1—2;

Алексеева, 1965, стр. 73—75; 1969, стр. 124—125; Гарутт, 1966, стр. 48,

50, 55—56, рис. 20, фиг. 1—3; Байгушева, 1968, стр. 9—11; 1971; стр. 14—15.

Материал. Последний верхний коренной зуб /M³/, левый, средне-стертый, в задней части коронки обломано примерно две пластины. ИГГ 288/314.

Местонахождение. Юг Западной Сибири, Павлодарское Прииртышье, правый берег р. Иртыш, обнажение в 1 км выше с. Подпуск. Отложения кочковской свиты.

Геологический возраст. Эоплейстоцен.

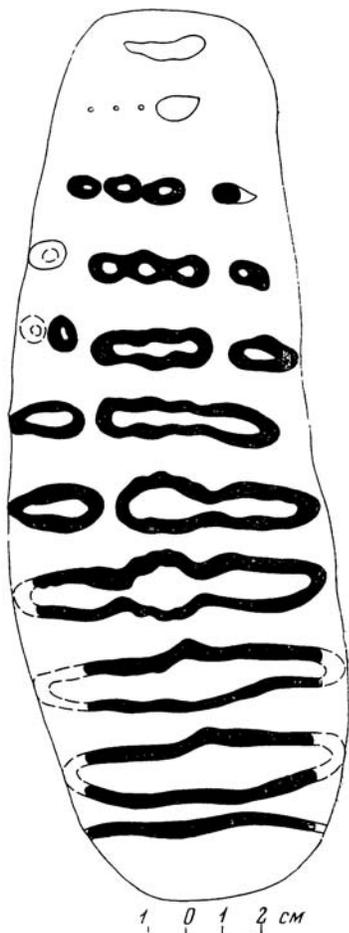


Рис. 1. M^3 *Archidiskodon gromovi*, вид сверху (ИГГ 288/314) Павлодарское Прииртышье, с. Подпуск

Рис. 2. Эстамп левого M^3 *Archidiskodon gromovi* (ИГГ 288/314)

Методические замечания. Буквенные обозначения и индексы по Э. Агирре (Aguirre, 1968, 1969). Методика измерений по И. А. Дуброву (1960) и В. Е. Гарутту (1965).

Описание и сравнение. Коронка средних размеров (неполная длина зуба равна 232,3 мм), низкая и широкая (ширина коронки составляет 83,6% ее высоты). Число сохранившихся пластин — 11. Сравнение с M^3 из сёл Хапры и Ливенцовка позволяет предположить, что полное число пластин не превышало 13. Частота пластин — 4,5—5. Эмаль толстая (толщина — 3,6—3,8 мм), грубоплойчатая (особенно хорошо это проявляется в передней части коронки — на поздних стадиях стирания). Фигура стирания неустойчивая. Четыре передние пластины образуют полные петли, причем на четвертой пластине хорошо заметны пережимы, разделяющие пластину на три части (фигура стирания примерно соответствует меридиональному типу —·—). Пятая и шестая пластины состоят из двух неравных овалов (за счет более глубокого разделения пластин на внешней половине коронки). Седьмая — из четырех овалов (фигура стирания примерно соответствует антиквоидному типу —··).

Восьмая и девятая пластины только затронуты стиранием. Разделение пластин на отдельные бугорки (дигиталии) глубокое, составляет примерно $\frac{1}{3}$ высоты пластины. Индексы функционирующих пластин ($Q=4,74$), функционирующей ширины ($I=43,4$) и угол между жевательной поверхностью и основанием коронки ($\varphi=25^\circ$) низкие¹, примерно соответствуют полученным для *M³ A. gromovi*, взятых для сравнения (ГИН 300/120, 270/8), и показателям некоторых *E. meridionalis* по Э. Агирре (Aguirre, 1968). Низкие Q , I и φ по Э. Агирре характерны для наиболее примитивных слонов.

Форма коронки описываемого зуба и строение его пластин не позволяют отнести его к родам *Palaeoloxodon* и *Mammuthus*.

По всем признакам этот зуб принадлежит *A. gromovi* (таблица).

От *A. meridionalis* описываемый зуб отличается более низкой коронкой (у *A. meridionalis* отношение ширины коронки к высоте равно 60—80%), более слабым развитием синуса, присутствующим только на поздних стадиях стирания, несколько меньшим числом пластин (у *A. meridionalis* M^3 имеет 14—16,5 пластин, по Л. И. Алексеевой, 1965; 13—16 пластин, по В. Е. Гарутту, 1965), более толстой эмалью (у *A. meridionalis* толщина эмали 2—4 мм, по Л. И. Алексеевой, 1965).

Замечания. В последнее время наметилось два направления, по-разному оценивающих объем рода *Archidiskodon* и по-разному определяющих архидискодонов халпровского фаунистического комплекса.

Первоначально в халпровском фаунистическом комплексе выделялось две формы слонов: *E. cf. planifrons* и *E. meridionalis* (Громов, 1948). Позднее было доказано, что остатки слонов принадлежат одной форме (Алексеева, 1965; Дуброво, Байгушева, 1964). Эту форму определяют по-разному.

И. А. Дуброво (1964) считает, что на территории СССР существовал только один вид архидискодона — *A. meridionalis*. К этому виду он относит и архидискодонов халпровского фаунистического комплекса (из Хапров и Ливенцовки), полагая, что они принадлежат к тому же подвиду *A. meridionalis meridionalis*, что и архидискодоны из Вальдарно в Италии.

Л. И. Алексеева (1965) и В. Е. Гарутт (1965) для территории СССР выделяют три вида архидискодонов: *A. gromovi*, *A. meridionalis* и *A. wüsti* Л. И. Алексеева считает, что *A. meridionalis* из Вальдарно представляет собой более прогрессивную форму по сравнению с архидискодонами из Хапров и Ливенцовки, так как у него не происходит развития постоянного предкоренного зуба P^4 . Архидискодоны из Хапров и Ливенцовки были выделены в новый вид *A. gromovi* (Алексеева и Гарутт, 1965).

Некоторые исследователи считают сомнительным существование плосколобого слона на территории Европы, так как там нет ни одной достоверной находки этого вида, и предполагают, что описанные под этим названием остатки, вероятно, принадлежат *A. gromovi* или какой-то близкой к нему форме (Гарутт, 1957; Алексеева, Гарутт, 1965).

На основании сходства в строении зубов плосколобый и южный слоны были отнесены В. Полигом (W. Pohlig) к одному и тому же роду *Archidiskodon*, причем плосколобый слон считался непосредственным

¹ Индекс функционирующих пластин (Q) вычисляется по формуле $Q=100 U/LF$, где U — число действующих пластин, а LF — длина жевательной поверхности. Индекс функционирующей ширины (I) вычисляется по формуле $I=100 AF/LF$, где AF — ширина жевательной поверхности.

Таблица

Промеры и индексы последних коренных зубов м³

Промеры и индексы	A. gromovi				A. meridionalis meridionalis		A. gromovi
	Подпуск	Хапры	Ливенцовка		Хапры		Алексеева и Гарутт, 1965
	ИГГ 283/314	ГИМ 300/120	ГИН 270/8	Гарутт, 1965 (Ростовский музей № 113)	Дуброво, 1964		
Длина зуба, мм	232,3 *	229	254	246	246—296	272—274	
Максимальная ширина зуба, мм (А)	87,2	90,3	95	102	86—112	88—109	
Высота зуба, мм (Н)	104,0	104,3	142		116—140	123	
Число пластин	11 *	13	13	12	10—13	13	12 —13
Частота пластин	4,5—5	5—5 1/3	4,5		4—5	4,5	3,5—5
Число функционирующих пластин (U)	9	10	8				
Функционирующая длина (LF)	190	172	171				
Функционирующая ширина (AF)	82,4	83,2	83,5				
f	25°	27°	30°				
Толщина эмали, мм	3,6—3,8	3,5—3,6	3,2—4,3	0,29—0,30	3—3,5	3—3,5	3—5
Индекс функционирующей ширины (I = 100 AF/LF)	43,4	48,4	48,8				
Индекс гипсодонтности (H/A)	1,19	1,16	1,49				
Индекс функционирующих пластин (Q = 100 U/LF)	4,74	5,81	4,63				

* Неполные величины

предком южного (Osborn, 1942, и др.). Исследования В. Е. Гарутта (1957) показали, что плосколобый и южный слоны не принадлежат к одной филогенетической линии, и что сходство в строении зубов, по-видимому,— результат параллелизма. Плосколобый слон был отнесен к новому роду *Protelephas*.

Для наиболее прогрессивных *A. planifrons* Г. Осборн приводит следующую формулу МЗ: $\frac{8-9^{-1/2}-12^{-1/2}}{8-9^{-1/2}-10^{-1/2}-12^{-1/2}-14^{-1/2}}$, для *A. meridionalis* МЗ $\frac{13}{13-15}$. К прогрессивным *A. planifrons* Г. Осборн относит

частично и *E. planifrons*, обнаруженных на юге Восточной Европы, то-есть тех, которые выделены сейчас в вид *A. gromovi* (Osborn, 1942).

Э. Агирре высказывает мнение, что «*E. gromovi*»— примитивная форма *E. meridionalis* или его предок (Aguirre, 1969).

Из изложенного вытекает необходимость дальнейшего всестороннего изучения вида.

Наиболее многочисленные находки *A. gromovi* на территории Европы связаны с хапровским фаунистическим комплексом (Хапры, Ливенцовка и др.). Но имеются сведения о присутствии этого вида в составе более древних комплексов (косякинская фауна Северного Кавказа, молдавский фаунистический комплекс юго-западной части СССР; Габуня, 1961; Константинова, 1965).

Кроме *A. gromovi* из отложений кочковской свиты у с. Подпуск известны остатки представителей лебяжьинского фаунистического комплекса: *Allohippus ex gr. robustus* Pomel, *Elasmotherium sp.*, *Parasamelus gigas* (Schloss), *Miomys praehungaricus* Schev. и др. (Вангенгейм и Зажигин, 1969). Комплекс хорошо сопоставляется с хапровским фаунистическим комплексом. Геологический возраст вмещающих отложений кочковской свиты— эоплейстоцен, по схеме В. И. Громова (Громов и др., 1969).

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. И. Стратиграфический обзор хоботных эоплейстоцена (по материалам юга Европейской части СССР).— В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.
- Алексеева Л. И. Раннечетвертичные хоботные Европы.— В сб. Общая геология. Стратиграфия. Палеонтология, 1969. М., Изд-во ВИНТИ, 1970.
- Алексеева Л. И. и Гарутт В. Е. Новые данные об эволюции слонов рода *Archidiskodon*.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 30. М., «Наука», 1965.
- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Байгушева В. С. Палеонтологическая характеристика по фауне млекопитающих основных верхнеплиоценовых разрезов северо-восточного Приазовья (Ливенцовка, Порт-Катон). Автореферат кандидатской диссертации. Ростов-на-Дону, 1968.
- Байгушева В. С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (северо-восточное Приазовье).— В кн.: Материалы по фауне антропогена СССР. М., «Наука», 1971.
- Вангенгейм Э. А. и Зажигин В. С. Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими.— В сб. Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969.
- Габуня Л. К. Об остатках млекопитающих из среднего плиоцена Северного Кавказа (Косякино).— Палеонтологический журнал, 1961, № 1.
- Гарутт В. Е. Новые данные о древнейших слонах. Род *Protelephas* gen. nov.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 1.
- Гарутт В. Е. Ископаемые слоны Сибири.— Тр. Научно-исслед. ин-та геол. Арктики, т. 143, 1965.
- Гарутт В. Е. Отряд Proboscidea.— В кн. Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 152. М., «Наука», 1966.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 64, геол. серия, № 17. М., Изд-во АН СССР, 1948.

- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Схема подразделений антропогена.— Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 36. М., «Наука», 1969.
- Дуброво И. А. Слоны рода *Archidiskodon* на территории СССР.— Палеонтологический журнал, 1964, № 3.
- Дуброво И. А., Байгушева В. С. Слоны ханпровского фаунистического комплекса (по материалам Ливенцовского карьера).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1964, 39, № 5.
- Константинова Н. А. *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva из нижнелевантинских (нижнепоратских) отложений юго-западной части территории СССР.— Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 30. М., «Наука», 1965.
- Дуброво И. А. Древние слоны СССР.— Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 5, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Aguirre E. Revision sistematica de los Elephantidae por su morfologia y morfometria dentaria.— *Estud. geol.*, 1968, 24, N 3—4; 1969, 25, N 1—4.
- Aguirre E. Evolutionary history of the elephant.— *Science*, 1969, 164, N 3886.
- Osborn H. Proboscidea. Vol. II. New York, 1942.

ХРОНИКА

К. В. НИКИФОРОВА

О РАБОТЕ МЕЖДУНАРОДНОГО КОЛЛОКВИУМА ПО ПРОБЛЕМЕ «ГРАНИЦА МЕЖДУ НЕОГЕНОМ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМОЙ»

Международный Коллоквиум проходил с 22 мая по 4 июня 1972 г. в Молдавии, Грузии и Азербайджане в рамках Подкомиссии по границе между неогеном и четвертичной системой INQUA и Подкомиссии по стратиграфии неогена Международного Союза Геологических Наук (МСГН). Коллоквиум был организован Геологическим Институтом АН СССР, Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР, Отделом палеонтологии и стратиграфии АН МССР, Институтом палеобиологии и геологии АН Груз. ССР, Институтом геологии АН Азерб. ССР, Грузинским филиалом ВНИГРИ и Азербайджанским научно-исследовательским нефтяным институтом, сотрудники которых проделали большую работу по подготовке коллоквиума. Большую помощь при проведении Коллоквиума оказали партийные и советские организации городов Кишинев, Вулканешты и Кагул Молдавской ССР, Тбилиси Грузинской ССР и Мингечаур Азербайджанской ССР.

Целью Коллоквиума являлось обсуждение положения границы между неогеном и четвертичной системой на основе геологических и биостратиграфических данных (фауна млекопитающих, морские и пресноводные моллюски, фораминиферы, остракоды, листовая флора, данные спорово-пыльцевого анализа), а также данные физических методов исследования (палеомагнитный, определение абсолютного возраста) на различных континентах, островах и в океанах Земного шара.

Вторая часть Коллоквиума была посвящена экскурсиям в Молдавии (бассейн нижнего течения Прута и Дуная), в Восточной Грузии (местонахождение Квабеби, в бассейне р. Иори) и в Западном Азербайджане (местонахождение Кушкуна близ г. Акстафа и Дуздаг близ г. Мингечаур).

На территории Молдавии участникам Коллоквиума были продемонстрированы разрезы аллювиальных отложений так называемого «Молдавского русильона», охарактеризованного фауной молдавского комплекса, а также IX, VIII, VII и V террасы Прута и Дуная, содержащие фауну хапровского, таманского и тираспольского комплексов. Кроме того, были показаны разрезы покровных отложений с рядом погребенных ископаемых почв, соответствующих аллювиальным отложениям разновозрастных террас.

На территории Восточной Грузии и Западного Азербайджана были показаны разрезы солоноватоводных отложений акчагыла и апшерона, в которых содержится фауна моллюсков, а также обнаружены остатки фауны млекопитающих молдавского, хапровского и таманского комплексов. Это имеет большое значение для корреляции морских и континентальных отложений.

Оргкомитетом был подготовлен путеводитель экскурсии на русском и английском языках, а также сборник докладов в трех томах, общим

объемом около 45 печатных листов, в котором доклады иностранных ученых опубликованы на английском языке, а доклады советских ученых — на русском и английском языках.

Кроме того была составлена корреляционная схема верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений, развитых в океанах, на континентах и островах, с приведением данных биостратиграфии и палеомагнетизма.

В Коллоквиуме участвовали представители 21 страны: Болгарии, Великобритании, Венгрии, ГДР, Нидерландов, Индии, Ирландии, Испании, Италии, Канады, Новой Зеландии, Польши, Румынии, Сирии, СССР, США, Франции, ФРГ, Чехословакии, Югославии и Японии. Общее число участников Коллоквиума — 135 человек. Из них 82 человека — из Советского Союза, 24 человека — из социалистических стран и 29 человек — из капиталистических стран, в том числе президент INQUA профессор Митчел. Открытие Коллоквиума состоялось 22 мая в Кишиневе. После вступительного слова председателя Оргкомитета Президента Подкомиссии по границе между неогеном и четвертичной системой проф. К. В. Никифоровой с приветствиями выступили Президент INQUA профессор Ф. Митчел, Президент Стратиграфической Комиссии МСГН академик В. В. Меннер, вице-президент Академии наук МССР академик В. А. Андрунакиевич, председатель Четвертичной Комиссии академик АН БССР Г. И. Горецкий. 22, 23, 24 мая в Кишиневе проходила научная сессия Коллоквиума, на которой было заслушано 32 доклада, посвященных проблеме положения границы между неогеном и четвертичной системой в разных странах, на различных континентах, островах и в океанах (по данным глубоководного бурения). 24 мая в конце заседания состоялась дискуссия, на которой выступили 11 человек. В заключительной дискуссии 4 июня 1972 г. в Тбилиси приняли участие 24 человека. Выявилось, что в настоящее время имеются три точки зрения на положение границы между неогеном и четвертичной системой:

1. Под астием и пьачендой итальянских разрезов, которым соответствуют акчагыльские отложения на территории СССР, и их стратиграфическими аналогами (3,3—3,5 млн. лет).

2. Под калабрием Италии, который может быть сопоставлен с апшероном на территории СССР и их стратиграфическими аналогами (1,6—1,8 млн. лет — основание магнитного эпизода Гилса).

3. В подошве «ледникового плейстоцена» в понимании Р. Селли, или под бакинскими отложениями территории СССР и их стратиграфическими аналогами (0,7 млн. лет — граница магнитных эпох Матуяма — Брюнес).

В Кишиневе в зале заседаний была устроена выставка палеонтологического материала из разрезов, которые были показаны участникам Коллоквиума в Молдавии.

Выставка палеонтологического материала из демонстрируемых разрезов Грузии и Азербайджана была организована в Палеонтологическом музее Института Палеобиологии АН Груз. ССР в Тбилиси.

С 25 по 27 мая включительно состоялись экскурсии по Молдавии. Основное внимание в экскурсиях было уделено характеристике верхнеплиоценовых (эоплейстоценовых) и нижнеплейстоценовых отложений нижних левобережных участков долин Прута и Дуная, где были показаны наиболее древние из эоплейстоценовых (среднеплиоценовые по схеме МСК) отложения нижнепоратской (нижнеlevantинской) озерно-аллювиальной равнины с фауной млекопитающих молдавского комплекса и фауной моллюсков нижнего левантин (континентальные аналоги низов акчагыла). Последние выходят в цоколях древних террас

и на водоразделах (с. Валены, с. Этулия, с. Чишмикиой). Затем были показаны аллювиальные отложения IX террасы Прута с фауной млекопитающих хапровского комплекса у с. Этулия (континентальные аналоги верхов акчагыла) и венчающие их покровные отложения с рядом горизонтов ископаемых почв, разделенных разновозрастными горизонтами суглинков.

Были показаны также аллювиальные отложения VIII и VII террас Прута (у сёл Чишмикиой и Валены) с фауной низов таманского комплекса (в настоящее время есть мнение о необходимости выделения ее в самостоятельный псекупский комплекс) — континентальные аналоги апшерона. И, наконец, участники экскурсии познакомились с аллювиальными отложениями V террасы Дуная, охарактеризованными фауной моллюсков и млекопитающих тираспольского комплекса — континентальными аналогами бакинских отложений. В связи с подготовкой настоящего Коллоквиума Оргкомитетом были проведены дополнительные полевые исследования в низовьях долин Прута и Дуная, давшие в частности первые палеомагнитные датировки разновозрастных аллювиальных и покровных образований этого района. В результате выяснилось, что последняя магнитная инверсия Матуяма — Брюнес в континентальных отложениях проходит под отложениями с фауной тираспольского комплекса.

28 мая и 29 мая участники Коллоквиума вылетели самолетом в Тбилиси.

29 мая вечером на заседании в Академии наук Грузинской ССР, которое открыл академик Грузинской ССР Л. К. Габуния, участников приветствовал президент Академии наук Груз. ССР академик Н. И. Векуа, после чего выступил профессор Д. А. Булейшвили с сообщением о геологическом строении района Квабеби.

30 мая состоялась экскурсия на местонахождение фауны млекопитающих Квабеби (Вост. Грузия, бассейн р. Иори). Участники экскурсии могли наблюдать трансгрессивное залегание с резким угловым несогласием базальных конгломератов акчагыльского яруса на песчано-глинистых континентальных отложениях ширакской свиты.

Акчагыльские отложения литологически могут быть подразделены на три части. Соответственно наблюдаются три комплекса моллюсковой и остракодовой фаун.

Квабебская фауна позвоночных приурочена к средней части акчагыльского яруса.

Наличие целых черепов и отдельных частей скелета и даже полных скелетов животных, а также отсутствие следов окатанности костей свидетельствуют о первичном залегании остатков квабебской фауны млекопитающих. Квабебская фауна содержит элементы руссийонской и нижневиллафранкской фауны, что позволяет параллелизовать акчагыл с западноевропейским астием, русцинием и нижним виллафранком.

После ознакомления с разрезом акчагыла участники Коллоквиума направились в г. Сигнахи и оттуда в Тбилиси. По дороге они могли наблюдать континентальные конгломератовые отложения алазанской серии, в которой были найдены остатки фауны млекопитающих, близкой фауне Квабеби. В южном направлении алазанская серия постепенно замещается морскими акчагыльскими отложениями.

31 мая для участников Коллоквиума была устроена экскурсия в Мцхети (старый город), осмотр выставки палеонтологических коллекций в музее Института палеобиологии АН Груз. ССР, а также посещение Естественноисторического музея.

31 мая вечером состоялось заседание членов и член-корреспондентов Подкомиссии по границе между неогеном и четвертичной системой

INQUA с участием членов Стратиграфической Комиссии INQUA и членов бюро Подкомиссии по стратиграфии неогена МСГН, на котором был сделан отчет бюро Подкомиссии о проделанной (за время, прошедшее с Парижского конгресса) работе и намечены основные положения решения настоящего Коллоквиума. Работа Подкомиссии, в руководстве которой находятся советские ученые, была высоко оценена собравшимися.

1 июня участники Коллоквиума выехали на автобусах в Азербайджан. Целью экскурсии по западной части Азербайджана было ознакомление с разрезами морских отложений акчагыла в районе возвышенности Кушкун, вблизи г. Акстафа и апшерона у горы Дуздаг вблизи г. Мингечаур. Эти разрезы интересны тем, что здесь среди морских отложений акчагыла и апшерона залегают костеносные слои с остатками фауны млекопитающих хапровского и таманского комплексов.

Открытия костеносных слоев в морских верхнеплиоценовых отложениях Грузии (у Квабеби) и Азербайджана (у Кушкун и Дуздага) значительно расширили возможности корреляции морских и континентальных отложений и позволили рассматривать данную территорию в качестве страторегiona.

В тот же день участники Коллоквиума познакомились с разрезом акчагыльских отложений, содержащих фауну моллюсков и млекопитающих у горы Кушкун, близ г. Акстафа.

Основная сложность в трактовке этого разреза состоит в том, что фауны млекопитающих местонахождений Кушкун и Квабеби, удаленных друг от друга всего на расстоянии около 30 км, находятся в солончатых отложениях акчагыла, но существенно различаются между собой и вопрос об их корреляции пока не решен однозначно.

Наиболее реальным объяснением на современном уровне знаний надо считать принадлежность их к разным горизонтам акчагыла.

Остатки млекопитающих хапровского комплекса в разрезе у Кушкун залегают в верхах среднего, может быть даже в верхнем акчагыле, тогда как местонахождение фауны млекопитающих Квабеби принадлежит, по-видимому, к низам среднего акчагыла, а возможно частично и к нижнему акчагылу.

После осмотра местонахождения Кушкун участники Коллоквиума отправились на ночлег в г. Мингечаур.

2 июня маршрут экскурсии был посвящен ознакомлению с апшеронскими отложениями горы Дуздаг к юго-западу от г. Мингечаур, содержащими фауну млекопитающих таманского комплекса. По характеру отложений и фауне морских моллюсков местные геологи выделяют здесь все три горизонта апшерона.

В ниже- и среднеапшеронских отложениях были обнаружены остатки южного слона — руководящей формы таманского фаунистического комплекса.

Из акчагыльских, апшеронских и бакинских отложений горы Дуздаг были отобраны образцы для палеомагнитных измерений. В результате было установлено, что большая часть пород разреза имела обратную намагниченность. Породы с нормальной намагниченностью были обнаружены в отложениях с *Didacna eulachia* (баку или урунжик), в верхней части среднего апшерона и в нижней части пресноводной толщи, относимой к нижнему апшерону, на границе с морскими акчагыльскими отложениями. Из анализа палеомагнитных данных разреза Дуздага, а также ряда разрезов других районов Азербайджана, где были проведены палеомагнитные исследования морских отложений акчагыльского, апшеронского и бакинского возраста, можно заключить, что в

разрезах Дуздага зона нормальной намагниченности, зафиксированная в среднеапшеронских отложениях, соответствует эпизоду Джарамилло шкалы Кокса, а зона нормальной намагниченности, обнаруженная в пресноводных отложениях нижнего апшерона, соответствует магнитному эпизоду Гилса или его части. Отсюда возраст костеносных горизонтов определяется не моложе 1 млн. лет (нижняя граница эпизода Джарамилло) и не древнее 1,6 млн. лет (верхняя граница эпизода Гилса).

3 июня все участники Коллоквиума на автобусах возвратились в Тбилиси, где вечером посетили оперный театр.

4 июня было посвящено заключительной научной сессии, на которой состоялась дискуссия и было принято решение (см. в конце статьи). Предварительно решение было обсуждено на заседании членов и членов-корреспондентов Подкомиссии по границе между неогеном и четвертичной системой, где оно было единогласно принято. На заключительном заседании Коллоквиума полного единодушия среди участников не было; ряд советских ученых высказался за проведение границы под бакинскими отложениями.

Вечером 4 июня в Тбилиси состоялся прощальный банкет, а 5 июня участники Коллоквиума вылетели в Москву и другие города Советского Союза. Из Москвы состоялся развоз зарубежных гостей. Некоторые из них еще в течение двух дней работали в Геологическом и Палеонтологическом институтах Академии наук СССР с палеонтологическими коллекциями.

Судя по отзывам всех участников Коллоквиума, как советских, так и зарубежных, Коллоквиум прошел на высоком научном уровне в деловой товарищеской обстановке.

Везде во всех населенных пунктах Молдавии, Грузии и Азербайджана, благодаря радушию и гостеприимству местных городских и районных советских и партийных организаций, участники Коллоквиума встречали самый сердечный и теплый прием. Это радушие и гостеприимство, а также большие успехи в развитии экономики Советских республик отмечались всеми зарубежными участниками Коллоквиума.

Коллоквиум имел большое научное и практическое значение для разработки проблемы дальнейшей корреляции плиоценовых и четвертичных отложений и выработки согласованного мнения о положении границы между неогеном и четвертичной системой. Особенно важно подчеркнуть значимость решений Коллоквиума в связи с его высокой представительностью. В Коллоквиуме принимали участие ведущие ученые, представители 21 страны мира, работающие по разным аспектам геологии и истории четвертичного периода. Текст решения прилагается. Оно было принято единодушно всеми членами Подкомиссии по границе между неогеном и четвертичной системой INQUA и поддержано членами бюро Комитета по стратиграфии средиземноморского неогена и Подкомиссии по стратиграфии неогена МСГН.

Во время XXIV Сессии Международного Геологического Конгресса в Канаде (август 1972 г.) решение Коллоквиума было рассмотрено и утверждено.

РЕШЕНИЕ МЕЖДУНАРОДНОГО КОЛЛОКВИУМА ПО ПРОБЛЕМЕ «ГРАНИЦА МЕЖДУ НЕОГЕНОМ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМОЙ»

1. В настоящее время обсуждаются три различные точки зрения на положение нижней границы Четвертичной системы:

а) В основании астия-плезанса итальянских разрезов или акчагыла в СССР и их стратиграфических аналогов (3,3—3,5 млн. лет).

б) В основании калабрия Италии или апшеронских отложений в СССР и их стратиграфических аналогов (1,6—1,8 млн. лет — эпизод Гилса).

в) В основании «ледникового плейстоцена» в понимании Селли или под бакинскими отложениями в СССР и их стратиграфическими аналогами (0,7 млн. лет — магнитная инверсия Матуяма — Брюнес).

2. Вместе с тем, принимая во внимание научные и практические задачи и цели, участники Коллоквиума считают желательным согласиться с предложением В. П. Гричука, Р. Хейя и С. Венцо, сделанным ими на VIII конгрессе INQUA. Это предложение предусматривает сокращение и уточнение рекомендаций XVIII сессии Международного геологического конгресса. В нем подчеркивается, что граница между неогеном и четвертичной системой (как первоначальное определение — граница основания плейстоцена) должна быть проведена в морских отложениях Средиземноморского региона на наиболее низких уровнях в разрезах Ла Кастелла, Катанзаро, Калабрия, где впервые встречается *Hyalina baltica* (Schrotter).

Это предложение было принято на сессии Стратиграфической комиссии INQUA (Прага 1971 г.), оно совпадает с позицией Бюро Комитета по стратиграфии средиземноморского неогена и с мнением Подкомиссии по стратиграфии неогена МСГН.

3. В качестве первоочередной задачи считать необходимым уточнение сопоставления нижней границы калабрия с подразделениями или биоэонами континентальных отложений, которые должны быть определены в соответствии с резолюцией V Конгресса Комитета по стратиграфии средиземноморского неогена в Лионе (1971 г.).

4. Для территорий, где аналоги калабрия не могут быть достаточно легко установлены, для определения положения N/Q границы могут применяться местные подразделения, выделение которых должно быть обосновано соответствующими стратотипами.

5. Коллоквиум подтверждает необходимость выполнения дальнейших исследований, целью которых должно быть уточнение положения границы между неогеном и четвертичной системой и корреляции верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений в глобальном масштабе всеми возможными методами (включая палеонтологический, палеоклиматический, определение абсолютного возраста и палеомагнитные исследования). Для этой цели должны быть продолжены исследования во всех странах, на всех континентах, островах и в океанах.

6. Рекомендовать включение проекта проблемы о положении нижней границы четвертичной системы в Программу международной корреляции и просить Исполком INQUA и Стратиграфическую комиссию МСГН поддержать этот проект на Генеральной Ассамблее ЮНЕСКО.

7. Просить руководство Подкомиссии по границе между неогеном и четвертичной системой содействовать организации регулярных совещаний по этой проблеме в других странах на различных континентах. В первую очередь отметить необходимость проведения следующего совещания с посещением стратотипов Италии.

С. А. СТРЕЛКОВ

**ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ
НА XXIV СЕССИИ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА
В КАНАДЕ**

В августе 1972 г. в Монреале (Канада) состоялась XXIV сессия Международного Геологического Конгресса. До начала конгресса и после его завершения делегаты и гости имели возможность принять участие в серии специальных геологических экскурсий. Одним из представителей Кольского филиала Академии наук СССР в составе группы научных туристов на конгрессе был автор настоящего сообщения.

Работа Конгресса с 21 по 30 августа складывалась из двух пленарных заседаний, параллельной работы 17 различных секций, двух симпозиумов и заседаний комиссий, входящих в Международный геологический союз.

Вопросы четвертичной геологии и геоморфологии были рассмотрены на заседании секции 12 «Четвертичная геология», на объединенном заседании сессии неотектонической комиссии INQUA и секции 3 «Тектоника», отчасти на заседаниях секций 8 «Морская геология», и 13 «Инженерная геология» и симпозиума «Границы позднего неогена». Проблеме организации исследований были посвящены собрания INQUA и Комиссии по изучению береговых линий INQUA. Полевые экскурсии, цель которых была показать четвертичные отложения, проводились на северном побережье Великих озер, в провинции Манитоба и в Приморских провинциях.

В соответствии со своей специальностью автор принял участие в работе секции четвертичной геологии и по возможности посещал отдельные заседания других секций.

Секция четвертичной геологии провела 6 заседаний, на которых было заслушано и обсуждено около 30 докладов, отвечающих трем основным направлениям: 1) хронология, стратиграфия и климаты четвертичного периода, 2) деформации в четвертичных отложениях, 3) общие вопросы четвертичной геологии. Больше всего докладов отвечало первому из названных направлений.

Наиболее общие закономерности изменений климата в кайнозой освещал Д. М. Гопкинс (США), который связал изменения в океанической циркуляции с перемещением материков. Похолодание около 12 млн. лет назад (на рубеже миоцена и плиоцена) было, по его мнению, результатом изменения альbedo Земли в связи с оледенением Антарктиды, наступившим вследствие ее перемещения в полярную область. Похолодание около 3 млн. лет и оледенение Гренландии (в начале четвертичного периода по вновь предложенной схеме) вызвано формированием Панамского перешейка и изменением морских течений. Начало материковых оледенений в Европе и Северной Америке автор отнес к 1,2 млн. лет назад и связал с изменением альbedo после появления паковых льдов в Арктике. Заметим, что данные о возрасте оледенения небраска в 1,5 млн. лет приведены также в докладе А. М. Столкера и К. С. Чарчера (США).

В серии докладов, рассматривающих общую или региональные шкалы четвертичного периода, нужно отметить появление данных за снижение возраста земского (сангамонского) межледниковья до 94—128 тыс. лет (Н. А. Мёрнер), что основано на экстраполяции кривой И. Куклы (1969), которая в верхней части подкреплена радиоуглерод-

ными датировками, а ниже — калий-аргоновыми. Дж. Эндрьюс (США) указал, что возраст морских раковин с Баффиновой Земли, найденных на отметке 217 м, определен аминокислотным методом в более чем 100 тыс. лет. Вместе с другими данными это также дает основание понизить нижний рубеж вюрма до 120 тыс. лет. Эти выводы поддержали в выступлениях В. К. Прест и Д. Р. Грант (Канада). В то же время П. Эванс (Англия), устанавливая на основе ураниевого и калий-аргонового методов циклы климатических изменений по 40 тыс. лет, определяет рубежи дунайских оледенений в 840—590 тыс. лет, гюнца — в 490—390, минделя — в 320—220, рисса — в 190—100 и вюрма — в 70—10,5 тыс. лет.

Большое внимание было уделено проблеме расчленения вюрма и рангу средневюрмского интервала, который выявляется все в большем числе стран. М. Гай и П. Ронде (ФРГ), составив гистограммы по более чем 1000 радиоуглеродным датировкам, фиксируют на Аляске и в США ряд оптимумов развития растительности, в частности около 28 тыс. лет назад, что совпадает с данными, приведенными в тексте доклада Н. В. Кинд (СССР). А. Дрейманис и П. Карров (Канада), традиционно разделяя висконсин на три части, определяют границы средневисконсинского межстадиала в 50—23 тыс. лет назад, сохраняя его деление на плам-пойнт и порт-толбот и относя интервал сен-пьер (65 тыс. лет назад) к раннему висконсину, а интервалы ниссури, эри и макиноу — к позднему. Близкие рубежи конца средневалдайского межстадиала приводят также Н. С. Чеботарева (СССР), А. М. Столкер и К. С. Чарчер (США), Дж. Вестгейт с соавторами (США).

В докладе, подготовленном автором совместно с В. Я. Евзеровым и Б. И. Кошечкиным, приводились датировки морских межморенных отложений Кольского полуострова, полученные Х. А. Арслановым и Я. Пуннингом по раковинам морских моллюсков из слоев, относимых ранее к эемским. Конечные цифры дат относятся к интервалу 34,5—44,2 тыс. лет назад. В суждениях по докладу одни выступавшие поддерживали эти материалы, другие же (например, Р. Файрбридж) выразили опасение в точности датировок по раковинам, не скорректированных определением возраста древесины или растительных остатков.

В ряде докладов были приведены сведения регионального характера об условиях и стадиях последнего оледенения в Канаде, Венесуэле, Чили, Японии, США, Англии. М. Минато (Япония) рассмотрел следы рисского и вюрмского оледенений на горах острова Хоккайдо. Р. П. Голдтвейт (США) проанализировал краевые образования висконсина на территории Канады. Дж. Вестгейт (Канада) привел описания средневисконсинских органогенных отложений в провинции Альберта, возраст которых составляет от 27,4 тыс. до 43,5 тыс. лет. К. Шубер (Венесуэла), установил в Венесуэльских Альпах две генерации ледниковых форм и отложений, развитых на высотах соответственно 2600—3000 м и 3000—3600 м. Более молодые имеют возраст более 10 тыс. лет. Очевидно, это следы двух стадий вюрма.

Д. Р. Физант и Дж. Эндрьюс (США), восстанавливая историю оледенения Баффиновой Земли, установили, что в горах и на расчлененном плато п-ова Камберленд, высота которого достигает 2000 м, выделяются три вертикальных зоны: верхняя с преобладанием россыпей выветрелых обломков, где почти не встречаются морены, средняя, где встречаются ледниковые отложения, содержащие выветрелый материал, и нижняя, где морены широко распространены и содержат мало выветрелого материала.

Верхние пределы двух нижних зон лежат соответственно на уровнях 1100 и 800 м в центральной части гор и снижаются к побережью, где к

ним приурочены две ступени ледниково-морских дельт. Основываясь на аминокислотных датировках, выполненных по морским раковинам из дельты на уровне 217 м (более 100 тыс. лет), и запредельных радиоуглеродных определениях их возраста (более 54 тыс. лет), авторы считали возможным относить оледенение, уровень долинных льдов которого отвечал верхнему пределу II зоны, к периоду ранее 100 тыс. лет (предположительно 100—140 тыс. лет назад). Дельты, расположенные на уровнях 70—82 м, относящиеся к нижней (третьей) зоне, содержат морские раковины, имеющие возраст более 29 тыс. лет. По-видимому, оледенение, определившее морфологический облик нижней зоны долин и склонов гор, относится к вюрму. По строению морен в вюрме выделяются три ледниковых стадии.

Вопросам истории оледенения полупустынных областей Чили и колебаниям уровня моря посвящен доклад Р. Паскова (Тунис). В течение последних 100 тыс. лет намечается три цикла морских трансгрессий и предположительно два оледенения.

Материалы по геологической истории голоцена рассматривались в трех докладах. Дж. Теразмэ (Канада) считает, что можно принять продолжительность голоцена в 10 тыс. лет, но подчеркивает, что в связи с различием ландшафтных условий голоцена в разных районах нельзя ставить знак равенства между голоценом и послеледниковым или современным периодом. Б. П. Хареман (Нидерланды) сообщил о смещении зоны прибрежного морского осадкообразования в низовьях Рейна в глубь суши под влиянием фландрской трансгрессии, рассмотрев ее на примере трансгрессивных свит кале, горкьюм и дюнкерк. Дж. К. Крафт (США) рассмотрел относительное поднятие уровня моря в голоцене в районе Чесапикского залива и смещение береговой линии в глубь суши на 4—5 км. Скорость повышения береговой линии от 7750 лет до 3400 лет назад уменьшилась от 40 до 15 см в столетие.

Несколько особняком стоял доклад Д. Г. Квинна (США) о находках в пещере Пеккари в Арканзасе археологической стоянки с небольшим количеством каменных орудий, зубов человека и костей вымерших и современных животных. Датировки методом C^{14} по древесному углю дали возраст 2,2—4,3 тыс. лет, датировки по раковинам — до 16 тыс. лет.

Второе направление докладов освещало проблемы деформаций в четвертичных отложениях (пять докладов). Р. К. Флемал (США) разобрал происхождение систем бугров на озерных равнинах, объяснив его инъекцией и замерзанием грунтовой воды, поступающей от тающего неподалеку ледника. Е. и С. Уотсоны (Англия) рассмотрели следы мерзлотных бугров и связанные с ними деформации в Уэльсе. Ж. Т.-К. Дьонн (Канада) показал различные типы деформаций в озерно-ледниковых, дельтовых и морских осадках, объяснив их процессами течения грунтов в разных условиях и мерзлотными явлениями. Дж. А. Келлоуэй (Англия) отметил, что кроме гляциодислокаций и криотурбаций, выделяется группа нарушений (выпучивания, смятия и т. д.), которую связывают с перигляциальной обстановкой. Он привел данные о нарушениях в южной части Англии по крайней мере в эльстерское время (раннечетвертичная эпоха) и связал эти нарушения с воздействием оледенения. В дискуссии по докладу Келлоуэя Дж. Ф. Митчелл с сомнением отнесся к данным по оледенению Южной Англии и Северной Франции. К. Н. Томе (ФРГ) проанализировал признаки асимметрии в строении конечных морен.

Третье направление работы секции четвертичной геологии — общие вопросы геологии — оказалось выделенным несколько искусственно, поскольку на этом заседании слушались как региональные доклады (из них доклад Р. Паскова был упомянут ранее), так и доклады о методах

изучения генезиса четвертичных отложений. Р. Аарио (Финляндия) продемонстрировал пример детального изучения текстур отложений озов и дельт как ключ для восстановления динамики потоков, впадающих в Иольдиевое море. Д. Б. Кринсли (США) изложил результаты изучения процесса формирования соляной корки в центральной части Ирана.

В. Гаррисон (Канада) рассказал о влиянии изменения уровня океана и связанного с ним колебания уровня грунтовых вод на аккумуляцию литоральных песков на побережье штата Виргиния. Установлению закономерностей изменения высот снеговой границы были посвящены доклады Т. Л. Певэ и Р. Д. Регера (США) и И. Окамото (Япония). В первом из них отмечалось повышение современной снеговой границы на Аляске к северу и северо-востоку от зал. Аляска от 450—600 м до 2000 м. Установлено, что снеговая граница висконсинского времени повторяла эту закономерность, повышаясь с запада на восток от 300 до 450—600 м. И. Окамото показал, что разница в высоте положения современных ледников и древних морен в Новой Гвинее и на горе Рувензори (Африка) составляет 2400 м, в Северной Италии — 1900 м. При этом современные ледниковые языки спускаются в зону тайги, а в древних моренах встречаются остатки древесной растительности. Эти данные подкрепляют вывод автора о том, что в Японии четвертичные ледники спускались в современную зону чаеразведения, т. е. средняя годовая температура в ледниковое время снижалась на 15—16°. В Японии устанавливается пять ледниковых эпох.

Как следует из приведенного краткого обзора докладов, большая их часть была посвящена или так или иначе касалась проблем оледенения и колебаний климата.

Не останавливаясь более детально на дискуссиях по докладам, можно назвать ряд вопросов, привлечших наибольшее внимание. Таким в первую очередь остается история вюрмского оледенения в разных областях, вопросы корреляции и датировки отдельных стадий и ранг последних. В частности, хронологические рубежи, географические условия и динамика средневюрмского межстадиала, само существование которого уже принято почти всеми исследователями, — одна из наиболее интересных проблем. Разработка и первые результаты применения новых методов абсолютной хронологии, например аминокислотного, и сопоставление их с астроклиматическими данными вызывают новый интерес к вопросу о хронологии всей позднечетвертичной эпохи.

Становится все более убедительной сложность и многочисленность климатических изменений в четвертичном периоде, причем детализация кривых, иллюстрирующих изменения, в одних случаях разрешает имеющиеся вопросы, в других — возбуждает новые. Выявляемые закономерности изменений положения хионосферы в течение четвертичного периода и общей динамики ледниковых покровов дают основу для все более вероятных параллелизаций событий ледникового времени на разных континентах. Высокая изменчивость ледников во времени становится все очевиднее, так же как и очень широкий диапазон геологической активности оледенения. Поэтому представления об одинаковом порядке мобильности горных ледников и мобильности движений земной коры, которые развиваются некоторыми исследователями, представляются малоубедительными.

26 августа под председательством Р. В. Файрбриджа состоялось заседание Комиссии по неотектонике INQUA совместно с Секцией тектоники, на котором было заслушано шесть докладов. А. Л. Цагарели (СССР) осветил проблему конэрозионных разломов четвертичного возраста на Кавказе, которые устанавливаются по геоморфологическим признакам. Фронты разломов расчленены рисскими и вюрмскими ущель-

ями и долинами, врезанными в позднеплиоценовую поверхность, что позволяет уверенно говорить о возрасте дислокаций. А. Орме (США) продемонстрировал данные об интенсивных деформациях плиоцен-четвертичной террасы по западному берегу Калифорнийского залива. Изменения ее высоты от 100 до 350 м прослежены на протяжении 280 км. Кроме того, в рельефе террас отражаются подвижки отдельных блоков. Т. Х. Ма (о. Тайвань), анализируя высоту одновозрастных коралловых рифов Тихого океана, предположил, что около 65 тыс. лет назад Новая Гвинея была сдвинута к экватору резким смещением вещества в мантии Земли. Г. Р. Итон (США) доложил данные о тектонических деформациях в четвертичных отложениях межгорных бассейнов штата Аризона, где дизъюнктивные нарушения и местные смятия контролируются более древними структурами. П. Витанейж (Шри-Ланка) показал, что неотектонические движения на о. Шри-Ланка проявляются в виде дифференцированного воздымания системы блоков. Устанавливается преемственность между предъюрскими, предмиоценовыми и плиоценовыми структурами.

Доклады были заслушаны с интересом, но дискуссия по ним была сравнительно небольшой из-за недостатка времени.

На Секции морской геологии внимание геологов-четвертичников привлек ряд докладов, касающихся проблем современного осадкообразования в океанах (сообщения П. Л. Безрукова, СССР), тектоники морского дна (сообщения Н. Хинца, ФРГ, Дж. Бартлетта, Канада) и плейстоценовой фауны (доклад Ф. Вагнер, Канада).

Организация работы всех секций Конгресса заслуживает всяческой похвалы. Строгое соблюдение программы докладов обеспечило каждому участнику конгресса возможность посещения интересовавших его заседаний.

После окончания работы Конгресса автору довелось принять участие в полевой экскурсии С-61, объектом которой были четвертичные отложения атлантических приморских провинций Канады, история колебания береговой линии моря и развитие оледенения в этом районе. В экскурсии, происходившей под руководством В. К. Преста, Д. Р. Гранта и Р. Мак-Нейла, участвовало 28 человек из разных стран, в том числе от Советского Союза М. Г. Гросвальд, А. М. Даминова и автор этих строк.

Маршрут экскурсии, начавшись и закончившись в Галифаксе, проходил через Новую Шотландию, вдоль берегов залива Фанди, известного своими высокими приливами, по берегам Нью-Брунсвика, островам Кейп-Брегон и Ньюфаундленд. Участники ознакомились со строением разреза четвертичной толщи, в которой выделяются досангамонские или ранневисконсинские морены, сангамонские (?) слои с относительно тепловодной морской фауной, бурая и серая висконсинские морены и позднеледниковые морские и ледниково-морские осадки. Голоценовые континентальные отложения в виде торфяников с остатками древесины обнажаются лишь в зоне современной литорали на 8—12 м ниже уровня современных приливов. В совокупности с рядом других признаков это указывает на погружение береговой линии, начавшееся около 8 тыс. лет назад и продолжающееся до настоящего времени.

Детальный анализ признаков переноса ледникового материала и ледниковой штриховки дал Д. Гранту и В. Престу основания для заключения о существовании нескольких самостоятельных центров растекания льда в приморских провинциях в конце висконсина. Продемонстрированный фактический материал заставил участников экскурсии согласиться с основными выводами Д. Гранта и В. Преста.

В ходе экскурсии был нанесен визит в Бедфордский институт в Дортмунде, где были показаны результаты исследований строения канадской

части шельфа Атлантического океана. Участники экскурсии познакомились с оборудованием и организацией работы основных лабораторий института, а также с флагманским экспедиционным судном «Гудзон».

Несмотря на сложные погодные условия, экскурсия С-61 была выполнена в точном соответствии с программой и организована самым блестящим образом, за что все участники были искренне благодарны ее руководителям.

Последние три дня перед возвращением в Москву часть советских геологов провела в г. Торонто.

И. К. ИВАНОВА

О РАБОТЕ IV ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Всесоюзные совещания по изучению четвертичного периода проводятся в СССР каждые четыре года перед международными конгрессами INQUA (Международный Союз по изучению четвертичного периода). На них собираются представители разных специальностей, занимающиеся комплексным изучением четвертичного периода, заслушиваются доклады, обсуждаются дискуссионные вопросы, проводятся научные экскурсии типа полевых симпозиумов с осмотром на месте важных геологических и археологических объектов.

Первое всесоюзное совещание состоялось в Москве с экскурсиями по маршруту Москва — Ленинград и в окрестностях Москвы; второе — в Западной Сибири; третье — на Дальнем Востоке. Последние два совещания сопровождалось исключительно интересными экскурсиями на теплоходах по Оби, Иртышу и Амуру.

IV Всесоюзное совещание было проведено в Закавказье с 7 по 21 июня 1973 г. и состояло из трехдневных заседаний в Ереване и двенадцатидневной экскурсии по территории Армении, Азербайджана и Грузии, с окончанием ее в г. Сухуми.

Совещание было организовано Академией наук СССР (Секция наук о Земле), Академией наук Армянской ССР, Академией наук Азербайджанской ССР и Академией наук Грузинской ССР. Непосредственная организационная работа проводилась Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР, Геологическим Институтом АН СССР, Геологическим Институтом АН Азербайджанской ССР, Геологическим Институтом АН Армянской ССР, Институтами Географии и Геологии АН Грузинской ССР, Геологическим Управлением Грузии и Комиссией по изучению четвертичного периода Закавказья, объединяющей четвертичные исследования закавказских республик.

К Совещанию Академией наук Армянской ССР были опубликованы тезисы докладов на русском и английском языках.

Было издано также на двух языках три путеводителя экскурсий, отдельно по Армении, Азербайджану и Грузии.

В Совещании приняло участие около 200 советских исследователей, занимающихся изучением четвертичного периода, и 21 иностранный ученый.

На первом заседании были заслушаны приветственные выступления Оргкомитета, Академии наук Армянской ССР, Комиссии по изучению

четвертичного периода и обобщающие доклады по четвертичным отложениям Армении (А. Т. Асланян), Азербайджана (Ш. А. Азизбеков), Грузии (Д. В. Церетели) и Понто-Каспийской области (Г. И. Попов, П. В. Федоров).

Вечернее заседание первого дня было посвящено проблемным докладам общего характера. Следующее утреннее заседание было предоставлено зарубежным участникам Совещания; на нем было заслушано восемь докладов (В. Шибравы, Ю. Финка, В. Попова, Цв. Михайлова, Э. Фотакиевой, К. Эрдта, К. Гени, Г. Ричардса), касающихся различных аспектов изучения четвертичного периода.

Вечернее заседание 8 июня было посвящено докладам по четвертичной истории Азербайджана, утренние и вечерние заседания 9 июня — по Грузии и Армении. В них были представлены новейшие сведения по стратиграфии, литологии, палеонтологии, новейшей тектонике и другим аспектам изучения четвертичной истории каждой из республик Закавказья. К сожалению, неосвещенным остался только вопрос первобытной археологии, по которому для этой территории имеется много больших и важных материалов.

Всего в течение трех дней заседаний было заслушано около 40 докладов. Обсуждение докладов проходило после каждого заседания. На заключительном заседании в прениях выступило 9 человек.

С 10 по 21 июня были проведены научные экскурсии в соответствии с выработанной программой. Не состоялись лишь, из-за неблагоприятных метеорологических условий, факультативные высокогорные экскурсии — в Армении на южную вершину г. Арагац (туман и снег) и в Грузии в Местию (обвалы, дождь).

В Армении много внимания было уделено многослойной пещере с мустьерскими находками Ереван-1, приуроченной к контакту молодых базальтов с отложениями речной террасы р. Раздан. С большим интересом был осмотрен берег оз. Севан и разрез голоценовых озерных отложений с археологическими памятниками, изученными комплексом новейших методов. К сожалению, не было организовано специальной экскурсии по молодому вулканизму — этому поразительному явлению Армянского нагорья и его соотношению с осадочными отложениями и, в частности, с речными террасами.

Помимо геологических объектов в Армении было осмотрено много уникальных памятников старины (Эчмиадзин, Звартноц, Гарни, Гегард), вызвавших большой интерес.

В Азербайджане в трех экскурсиях были показаны замечательные разрезы морских отложений в полном комплексе от апшеронских до хвалынских, с обильной морской фауной. Был продемонстрирован хороший контакт апшеронских и бакинских слоев. На горе Дуздаг среди морских отложений прослеживаются маркирующие горизонты вулканических пеплов и известны находки остатков млекопитающих. Большой интерес представляют проявления молодой тектоники, создающей своеобразные формы (Кармарьямский увал).

Во время пребывания в Азербайджане Совещание базировалось в г. Мингечаур. Нельзя не отметить исключительного внимания, с которым участники Совещания были приняты в этом молодом городе.

Среди объектов, которые были осмотрены в Грузии, особый интерес представляет многоэтажная (11 этажей) пещера Цуцхвати, представляющая собой по существу целую серию карстовых полостей, расположенных на разных высотах, образованных в разное время и содержащих остатки фауны и палеолита. Осмотр этих пещер, сопряженный с известными трудностями, был хорошо подготовлен организаторами экскурсий. В последний день Совещания состоялась экскурсия для осмотра так на-

зываемых Цебельдинских, или Амткельских, морен в бассейне р. Амткели, уже много лет вызывающих дискуссию.

Вечером в помещении Дома культуры медицинских работников г. Сухуми состоялось заключительное заседание. С обсуждением экскурсий и Совещания в целом выступило 12 человек (в том числе зарубежные участники Совещания: Б. Френцель, Ю. Финк, Ю. Мойский). После этого состоялось оживленное обсуждение проекта резолюции, которая и была принята (см. прилагаемый текст решения).

Утром 22 июня участники Совещания разъехались.

Оценивая работу Совещания в целом, следует в первую очередь отметить исключительное богатство и разнообразие четвертичных отложений Закавказья. Здесь ярко выражены все генетические типы четвертичных образований, богатые разнообразными палеонтологическими остатками. Отсюда происходят наиболее ранние на территории СССР следы деятельности ископаемого человека.

Морские четвертичные отложения в Азербайджане, достигающие, как это следовало из заслушанного на Совещании материала, местами, на дне Каспийского моря мощности до 3,5 тыс. м, не имеют себе аналогов.

Молодой вулканизм Армении создает исключительно благоприятные условия для изучения четвертичной стратиграфии, истории речных долин, геологического возраста палеолитического человека, для проведения палеомагнитных исследований и радиологических определений, не говоря уж об изучении механизма и характера собственно вулканических процессов.

Велико практическое значение молодых вулканических образований, представляющих собой великолепный строительный материал. Город Ереван построен в настоящее время почти целиком из арктических вулканических туфов четвертичного возраста, запасы которых практически неисчерпаемы.

На территории Грузии развиты фаунистически охарактеризованные морские террасы, являющиеся ключом для установления истории Черного моря.

Во всех трех республиках в предгорных районах прекрасно выражены речные террасы, в горах — ледниковые образования, не уступающие по своей выразительности альпийским. Имеются уникальные местонахождения фаун млекопитающих (Бинагады в Азербайджане, Квабеби в Грузии), морской фауны. Многочисленные пещеры создают неограниченные возможности для спелеологических исследований, содержат богатые комплексы остатков млекопитающих и палеолита.

Закавказскими исследователями много сделано и делается для изучения четвертичных образований (см. текст Решения). Однако, это все же далеко не достаточно. Специальный Отдел четвертичной геологии организован только в Географическом институте Академии наук Грузинской ССР. Во всех других институтах исследования четвертичного периода проводятся в основном попутно и находятся на втором плане.

В связи с этим особую важность приобретает пожелание, высказанное в Решении Совещания, об организации специальных Лабораторий по исследованию четвертичных отложений в Армении и Азербайджане, и усилении работ этого профиля в Академии наук Грузинской ССР.

Можно надеяться, что Совещание послужит стимулом для развития исследований по четвертичному периоду Закавказья.

Участники IV Всесоюзного совещания получили в результате проведенной работы много новых научных материалов как общего характера (доложены на заседаниях в Ереване), так и относящихся к четвертичной истории Закавказья (предполагается их публикация).

Положительное значение имело участие в работе Совещания зарубежных ученых, и среди них таких крупных исследователей четвертичного периода, как проф. Ж. Дреш (Франция), Председатель Международного Географического Союза, почетный академик АН СССР; проф. Ю. Финк (Австрия), член-корреспондент Австрийской Академии наук, Председатель Лёссовской Комиссии INQUA; проф. В. Шибрава (Чехословакия), Директор Центрального Геологического Института в Праге, вице-президент INQUA и Председатель Стратиграфической Комиссии INQUA; проф. Б. Френцель (ФРГ), член-корреспондент Академии наук и литературы в г. Майнце, Директор Ботанического Института, Председатель INQUA (Четвертичный Комитет в ФРГ).

Зарубежные ученые выступали с докладами, участвовали в обсуждении разрезов и общих итогов Совещания на заключительном заседании. Особый интерес представляли доклады румынского ученого К. Гени и болгарских ученых Вл. Попова, Цв. Михайлова и Эм. Фотакиевой — по соседним территориям Черноморского бассейна.

Совещание в целом имело большое научное и практическое значение для дальнейшего развития науки о четвертичном периоде в СССР. Его участники единодушно благодарили Академию наук СССР, академию наук Армянской ССР, Азербайджанской ССР и Грузинской ССР, а также все учреждения и отдельных лиц, взявших на себя труд по подготовке, организации и проведению Совещания.

Текст принятого на Совещании решения публикуется ниже.

РЕШЕНИЕ IV ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

IV Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода, проходившее с 7 по 21 июня 1973 г. на территории Армянской ССР, Азербайджанской ССР и Грузинской ССР, было организовано Комиссией по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле АН СССР, Комиссией по изучению четвертичного периода Закавказья, Академией наук Армянской ССР, Академией наук Азербайджанской ССР, Академией наук Грузинской ССР. В совещании приняли участие около 200 советских специалистов, изучающих четвертичный период, а также 21 ученый из Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, Чехословакии, Югославии, Австрии, Франции, ФРГ, США.

Совещание было посвящено рассмотрению итогов изучения четвертичного периода Закавказья и Кавказа, а также некоторым общим проблемам стратиграфии и палеогеографии четвертичной системы. Это совещание было первым совещанием по четвертичному периоду на Кавказе.

Совещание отмечает, что в последние годы в изучении четвертичного периода Закавказья и Кавказа в целом достигнуты значительные успехи. Получены новые данные по стратиграфии и палеогеографии континентальных и морских четвертичных отложений. Существенно продвинулось изучение морских террас и донных отложений Черного и Каспийского морей. Использование комплекса методов и в первую очередь изучение морской фауны, остатков ископаемых млекопитающих, палинологические и палеомагнитные исследования позволили осуществить

корреляцию основных разрезов внутри Кавказского региона и провести их сопоставление с рядом стратотипов Восточной и Западной Европы и других территорий. Крупные достижения имеются в области изучения палеолита Закавказья. Изучение геоморфологии и новейшей тектоники Кавказа позволило составить схему корреляции ледниковых эпох Кавказа, эрозионных циклов речных долин, трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей. Определенные достижения имеются в области изучения четвертичного вулканизма, а также геохимии, литологии и генезиса четвертичных отложений Кавказа.

↪ Большая работа выполнена по составлению ряда карт. По территории Азербайджанской ССР составлены и изданы: карты неотектоники, геоморфологическая карта, геолого-литологическая карта четвертичных отложений. По территории Грузинской ССР составлены и изданы карты четвертичных отложений Грузии и геоморфологическая карта Грузии. По территории Армении составлена и издана геоморфологическая карта. Подготовлены к печати кавказские листы Международной карты четвертичных отложений масштаба 1:2 500 000 (работа проводится в рамках INQUA).

Все эти исследования, кроме существенного общенаучного и теоретического значения, имеют большое практическое значение, т. к. позволяют установить палеогеографическую обстановку и характер процессов, определяющих формирование отложений, заключающих в себе россыпные месторождения полезных ископаемых, минеральные строительные материалы, запасы воды и пр.

Совещание считает, что для успешного развития дальнейших исследований в области четвертичного периода территории Кавказа и Каспийско-черноморского региона, необходимо проведение следующих мероприятий:

1. Осуществить координацию исследований (совместные работы) в области четвертичного периода между закавказскими республиканскими научно-исследовательскими и производственными организациями, а также учреждениями Академии наук СССР и ВУЗами.

2. Учитывая широкое распространение четвертичных отложений в Азербайджане, их исключительно большую мощность, генетическое разнообразие и приуроченность к ним различных полезных ископаемых, просить Президиум Академии наук Азербайджанской ССР о создании в Институте геологии Академии наук Азербайджанской ССР лаборатории по изучению четвертичного периода.

3. Просить Президиум Академии наук Армянской ССР о создании лаборатории по изучению четвертичного периода Армении, на которую могут быть возложены организация и выполнение комплексных исследований в области стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода, геоморфологии, неотектоники и молодого вулканизма. Предусмотреть создание в лаборатории палинологической группы.

4. Просить Академию наук Грузинской ССР расширить исследования по четвертичному периоду, проводящиеся в настоящее время Отделом четвертичной геологии Института Географии АН Грузинской ССР и Геологическим Институтом АН Грузинской ССР.

5. Считать желательным составление в ближайшие годы для территории Азербайджана, Армении и Грузии корреляционных и унифицированных стратиграфических схем четвертичных отложений, которые должны быть использованы как основа для составления среднемасштабной карты четвертичных отложений Кавказа.

6. Считать одной из важнейших задач установление стратотипических разрезов для выделенных ранее и вновь выделяемых подразделений стратиграфической шкалы, а также парастратотипов в регионах, по своим

«физико-географическим условиям значительно отличающихся от региона, где находится стратотип.

7. В связи с состоявшимися в 1972 г. решениями INQUA и МГК по вопросу о положении нижней границы четвертичной системы, просить Межведомственный стратиграфический комитет в ближайшее время рассмотреть этот вопрос и выступить с соответствующими предложениями.

8. Считать целесообразным организацию специальных экспертных групп для осмотра и работы на опорных разрезах, для обсуждения дискуссионных вопросов и вынесения по ним соответствующих рекомендаций. Просить Комиссию по изучению четвертичного периода Академии наук СССР в ближайшее время организовать работу группы экспертов для изучения материалов по строению и геоморфологии морских террас, развитых на Черноморском побережье Кавказа. Основной задачей этой группы считать выяснение дискуссионных вопросов, связанных с корреляцией террас части побережья Черного моря и сопоставление последних с террасами Каспийского и Средиземного морей.

9. В связи со значительными успехами, достигнутыми в развитии радиометрических методов определения абсолютного возраста, совещание считает необходимым широкое использование этих методов при изучении четвертичного периода. Вместе с тем, совещание обращает внимание на необходимость тщательного соблюдения правил отбора проб, желательность датирования одних и тех же опорных разрезов несколькими методами, получения контрольных дат по одному и тому же материалу из разных лабораторий.

10. Отметить необходимость усиления связи между стратиграфами и палеонтологами, с одной стороны, и геоморфологами, с другой, при проведении полевых исследований, и особенно при изучении речных террас.

11. В целях ознакомления широкого круга геологов, географов и археологов с результатами изучения палеолитических и неолитических памятников Кавказа, считать желательным издание в ближайшее время монографических работ, посвященных стоянкам Ереван I, Тбилиси и Цуцхвати.

Принимая во внимание, что Цуцхватская пещерная система является уникальным археологическим памятником и представляет большой интерес с точки зрения разработки стратиграфии плейстоцена, считать крайне желательным объявить это местонахождение заповедником и взять его под охрану Государства.

12. Признать необходимым усилить специальные литологические и геохимические исследования четвертичных отложений с целью установления критериев для корреляции разрезов, уточнения генетических особенностей пород, освещения вопросов палеогеографии, выявление особенностей формирования и распространения полезных ископаемых, а также установление общих закономерностей литогенеза, которые могут быть использованы при изучении древних осадочных толщ. В зонах активного молодого вулканизма особое внимание уделить вулканогенно-осадочному литогенезу.

13. При изучении осадочных и вулканогенных четвертичных образований особое внимание должно быть обращено на выяснение условий формирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых и проявления рудообразования.

14. Просить Академию наук Армянской ССР опубликовать материалы настоящего совещания.

15. Учитывая, что четвертичные отложения широко развиты в западной части Европейской территории СССР, хорошо изучены и представляют большой интерес для решения многих вопросов геологии и стратиграфии четвертичного периода, просить Академию наук БССР,

Академии наук Латвийской ССР, Литовской ССР и Эстонской ССР, а также учреждения Министерства геологии СССР рассмотреть вопрос о возможности организации следующего V Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода на их территории.

16. IV Всесоюзное совещание выражает благодарность Академии наук СССР, Академии наук Армянской ССР, Академии наук Азербайджанской ССР, Академии наук Грузинской ССР за помощь и поддержку в организации совещания.

Совещание отмечает очень большую работу Института геологии Академии наук Армянской ССР, Института геологии Академии наук Азербайджанской ССР, Институты географии и геологии Академии наук Грузинской ССР, Управления геологии Грузинской ССР, а также Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР и Комиссии по изучению четвертичного периода Закавказья по подготовке и проведению совещания, организации полевых маршрутов, изданию ценных путеводителей экскурсий и тезисов докладов Совещания.

В. Л. ЯХИМОВИЧ, В. С. ПШЕНИЧНИК,
И. Д. КИЕКБАЕВ, Я. Л. ШЕСТОПАЛ

**РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ,
ПОЛУЧЕННЫЕ ЛАБОРАТОРИЕЙ ИНСТИТУТА
ГЕОЛОГИИ БАШКИРСКОГО ФИЛИАЛА
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

Радиоуглеродная установка в Институте геологии БФАН СССР начала работать в конце 1969 г. по бензольному варианту сцинтилляционного метода. Лабораторией используется стандартная аппаратура, выпускаемая советской промышленностью. Счетная схема двухканальная. Блок-схема включает в себя фотоэлектронные умножители ФЭУ-93, усилители, дискриминаторы, схему совпадений, пересчетную схему. Питание установки стабилизируется. Блок ФЭУ с делителем напряжения помещается в закрытую камеру, состоящую из стали, свинца и ртути.

Счет на «мертвом» бензоле $2,6 \pm 0,3$ импульсов в минуту. Счет на бензоле, близком к современному, около 70 импульсов и зависит от настройки аппаратуры. Период полураспада C^{14} принимается в 5568 ± 30 лет.

Первое сообщение, содержащее 33 даты, опубликовано в сборнике «Радиоуглерод» (г. Вильнюс, 1971, стр. 229—236). В этой работе приводится общая сводка с описанием места взятия всех образцов торфов и древесины, проанализированных лабораторией, и обсуждение полученных результатов.

Материал для определения возраста собирался в основном в 1966—1971 гг. сотрудниками Лаборатории стратиграфии кайнозоя ИГ БФАН СССР, а также Геологического института Коми филиала Академии наук СССР и присылался рядом исследователей из других научных учреждений, которые будут названы при описании материала. Определения древесины сделаны В. Д. Нащокиным.

ОПИСАНИЕ МАТЕРИАЛА И ДАТЫ

Сообщение 1

Бассейн р. Печора (Коми АССР)

БашГИ-1

> 43800

Торф. Р. Печора у дер. Гаревое. Овраг прорезает тыловую часть надпойменной террасы у нижнего по течению конца деревни. Торф (мощн. 0,2—0,4 м) залегает на абс. отметке около 15 м на песках (мощн. 7,5 м), непосредственно перекрыт темно-серым пойменно-озерным суглинком (мощн. 0,4 м). Выше залегают ледниковые и водноледниковые образования последней (?) валдайской стадии (мощн. около 9 м), формирующей террасу, на которой расположена деревня. Образец взят из основания торфа (нижние 10 см) В. Л. Яхимович и Э. И. Лосевой в 1966 г.

БашГИ-2

32740 ± 700

Торф. Там же, что и БашГИ-1, из средней части того же торфяника.

БашГИ-3

29700 ± 300

Древесина. Там же, но из верхней части торфяника (верхние 10 см).

БашГИ-4**25000 ± 280**

Корни дерева, росшего на гаревском торфянике. Отобраны В. Л. Яхимович и Н. Н. Дядиным в том же разрезе, что и БашГИ-1—3.

БашГИ-5**25530 ± 400**

Торф. Р. Печора, овраг между деревнями Гаревое и Карпушовка. Прослой торфа мощностью 3—5 см залегает в основании аллювиальной пачки (мощн. 8 м), врезанной в более древние (возможно, в Q₁) отложения и перекрытой моренными суглинками последней (?) валдайской стадии (мощн. около 6 м). Отобран В. Л. Яхимович и В. А. Лидером в 1966 г.

БашГИ-6**11470 ± 320**

Древесина. Левый берег р. Виски выше дер. Великовисочная (у пристани). I (высокая пойменная) терраса высотой 5,5 м. Древесина собрана из слоя торфа, лежащего на глубине 3,3—3,5 м под пойменным наилком, в 1966 г. В. Л. Яхимович и Н. Н. Дядиным.

БашГИ-7**26800 ± 370**

Растительный детрит. Р. Печора, обнажение Вастьянский Конь. Прослой детрита из верхней пачки песков, лежащих под верхними моренными суглинками. По флоре сингильского типа пески рассматривались как лихвинские (Яхимович, 1970). Образец отобран в 1966 г. В. Л. Яхимович и Н. Н. Дядиным. Флора определена П. И. Дорофеевым.

БашГИ-8**24790 ± 500**

Торф. Там же, что и БашГИ-7, тоже из верхней пачки песков обнажения Вастьянский Конь. Образец отобран в 1966 г. В. А. Лидером и Э. И. Лосевой.

БашГИ-9**28675 ± 300**

Слежавшийся детрит мхов и трав. Там же, но из нижней пачки песков обнажения Вастьянский Конь. По флоре сингильского типа пески принимались за нижнеплейстоценовые (собственно сингильские). Образец отобран В. Л. Яхимович в 1966 г. Флора определена П. И. Дорофеевым (Яхимович, 1970).

БашГИ-10**29470 ± 450**

Древесина. Там же, из нижней пачки песков обнажения Вастьянский Конь. Образец отобран Н. Н. Дядиным в 1966 г.

БашГИ-11**3363 ± 200**

Торф. Р. Печора, Хабарихинский створ, скв. 6 Гидропроекта, пробуренная на берегу болота в 9,7 км к северо-западу от дер. Бык. Образец взят с глубины 0,5—0,8 м из средней части слоя торфа (мощн. торфа 1,3 м) в 1966 г. В. Л. Яхимович.

БашГИ-12**7280 ± 100**

Торф. Левый берег р. Печора, ниже пос. Дутово (у пристани). I терраса высотой 4,5 м. Под пойменным наилком (мощн. 0,4—0,5 м) здесь залегает сложный (с прослойкой суглинка в верхней части) пласт осокотопяного торфа, слоистого, состоящего в основном из слаборазложившихся листьев, стеблей и корневищ осок. Образец взят с глубины

1,7 м (нижняя треть слоя) Н. Н. Дядиным и В. Л. Яхимович в 1966 г., анализировался И. М. Жуковой и Н. Н. Дядиным.

БашГИ-13**8730 ± 150**

Древесина. Там же, где БашГИ-12, тоже из нижней трети слоя торфа.

БашГИ-14**1110 ± 50**

Торф. Правый берег р. Печора между пос. Курья и лесхозом Речной. I терраса (пойменная) высотой 3,7 м. Образец взят из верхнего прослойка торфа (мощн. 0,5 м), лежащего под пойменным наилком (мощн. 0,7—1,2 м), в 1966 г. Н. Н. Дядиным и В. Л. Яхимович.

БашГИ-15**13600 ± 600**

Древесина ивы. Там же, где БашГИ-14, но из нижнего слоя торфа и озерных суглинков, подстилающих его.

БашГИ-16**28580 ± 500**

Древесина. Р. Печора у дер. Кипиево, в 100—200 м выше руч. Симон-Шор. Образец взят из горизонтальнослоистых песчанистых алевритов, залегающих под ленточными глинами и верхней мореной на глубине 14 м от поверхности (3 м над уровнем Печоры). Отобран Б. И. Гуслицером в 1969 г.

БашГИ-17**24975 ± 165**

Торф. Там же, но в 3 км ниже руч. Симон-Шор. Торф залегает под верхней мореной на ленточных глинах на высоте 25 м над урезом воды в Печоре.

БашГИ-18**7770 ± 270**

Торф. Там же, но 600—700 м выше руч. Симон-Шор. Торф выполняет морозобойный клин в озерных серых глинах с вивианитом (мощн. 2 м) на высоте 12 м над р. Печора и перекрыт мелкозернистыми слоистыми песками (мощн. 1,7 м). Под глинами лежит аллювиальный галечник с костями мамонта, носорога, лошади и северного оленя (мощн. 0,6 м). Ниже костеносного горизонта — мореноподобные суглинки (верхняя морена). Образец отобран Б. И. Гуслицером в 1969 г.

БашГИ-19**21840 ± 220**

Торф. Левый берег Печоры в 5—6 км ниже дер. Родионово. Слой торфа (мощн. 3,4 м) и вмещающие его темно-серые глины и желтовато-серые пески залегают между двумя горизонтами мореноподобных суглинков и супесей. Ю. И. Климов рассматривал межморенные отложения с торфом как микулинские, Р. Б. Крапивнер относил их к плиоцену, Э. И. Лосева считает их одинцовскими. Образец торфа отобран с глубины 11,6—11,8 м (на 1 м ниже кровли торфа) Э. И. Лосевой в 1969 г.

БашГИ-20**36630 ± 1280**

Торф. Там же, что и БашГИ-19, но с глубины 12—12,2 м. Результатов определения возраста из нижней части торфа пока нет.

Бассейн р. Вычегда (Коми АССР)

БашГИ-21**7955 ± 190**

Древесина. Р. Вычегда, руч. Каман-Ель. Отобрана на глубине 3 м Е. М. Тимофеевым в 1967 г.

Бассейн р. Кама (Пермская обл.)

БашГИ-22**10700 ± 220**

Древесина ивы. Устье р. Низьва (приток Колвы). II (I надпойменная) терраса р. Колва высотой 5,5 м. Торф залегает под пойменным наилком на глубине 1,2—3,4 м. Образец взят из основания слоя торфа в 1963 г. В. Л. Яхимович и А. Г. Цибулькиным.

Остров Колгуев (Ненецкий нац. округ)

БашГИ-23**1300 ± 40**

Торф. Северный берег о. Колгуев в 7 км к западу от устья р. Гусиная, 33 м над уровнем моря. Торф развит на поверхности, мощность 0,1 м. Образец отобран И. Н. Семеновым в 1967 г.

БашГИ-24**6475 ± 100**

Торф. Западный берег о. Колгуев в 2,2 км к северу от устья р. Кривая. Высота обрыва морского берега 17 м. Торф лежит на поверхности, мощность его 1,2 м. Образец взят на глубине 0,6—0,8 м И. Н. Семеновым в 1967 г.

Остров Сахалин

БашГИ-25**> 40000**

Древесина. Западное побережье о-ва, р. Рождественка, в приустьевой части, в 20 км севернее г. Александровск. Морская терраса высотой 10 м, хорошо развитая вдоль побережья. Древесина собрана из галечников, залегающих в основании террасы, в 1969 г. Г. В. Полуниным.

БашГИ-26**45700 ± 420**

Торф. Р. Лютога, 40-метровая терраса. Образец отобран в 1969 г. В. К. Дацуком.

БашГИ-27**29970 ± 470**

Древесина. Долина р. Большая Мича (Александровский р-н). Отобрана Г. В. Полуниным в 1969 г.

Бассейн р. Белая (Башкирская АССР)

БашГИ-28**3890 ± 100**

Древесина ольхи. Р. Азяк (левый приток Быстрого Таныпа) у дер. Утяган. II (I надпойменная) терраса. Собрана из верхней части темно-серых озерных суглинков, лежащих под пойменным наилком со следами погребенной почвы на их границе. Образец взят на глубине 1,5 м в 1966 г. В. Л. Яхимович и А. В. Сидневым.

БашГИ-29**5050 ± 60**

Древесина ольхи. Там же, где БашГИ-28, но на глубине 2,7 м (на 1,3 м выше уровня воды в реке) из основания темно-серых озерных суглинков.

БашГИ-30**5780 ± 530**

Древесина березы. Овраг у дер. Ново-Султанбеково, непосредственно под почвой на глубине 0,48 м (на акчагыльской аккумулятивной террасе). Отобрана В. Л. Яхимович и А. В. Сидневым в 1966 г.

БашГИ-31**8570 ± 40**

Древесина лиственницы. Р. Евбазы (вблизи устья), левый берег оврага у дер. Ишбулатово (абс. отм. 85—90 м), на глубине 4,2—5 м проходит погребенная почва с пнями деревьев. Она перекрыта озерным изветковистым туфом с линзами суглинка и еще двумя слабо развитыми погребенными почвами. Туф прослеживается вверх по склону до абс. отм. 100 м. Образец отобран из основной погребенной почвы В. Л. Яхимович и А. В. Сидневым в 1966 г.

БашГИ-32**8880 ± 60**

Древесина ели. Там же, но образец взят в месте максимального погружения погребенной почвы (на расстоянии 5—7 м от обр. БашГИ-31).

БашГИ-33**27570 ± 480**

Древесина. В 1,5 км севернее дер. Ново-Актанышбаш, в овраге (абс. отм. бровки 155 м) на глубине 1,7—3,4 м залегают темно-серые суглинки с остатками растений и мелким галечником в основании. Они перекрыты малоомощной пачкой более молодого аллювия (мощн. 1,7 м). Древесина взята А. В. Сидневым в 1969 г. на глубине 2,8 м из озерных суглинков, принятых им за одинцовские. Здесь же обнаружены кости млекопитающих из сем. Elephantidae, Equus caballus L. и Bos. sp. (сборы А. В. Сиднева, определение Н. Н. Яхимовича и Э. А. Вангенгейм).

Сообщение 2**Бассейн р. Белая (Башкирская АССР)****БашГИ-34****25800 ± 100**

Древесина. Там же, где БашГИ-33, из того же горизонта с костями млекопитающих у дер. Ново-Актанышбаш.

БашГИ-35, 36**22660 ± 125****28800 ± 125**

Древесина ели. Левый берег р. Белая у пос. Горново. III (II надпойменная) терраса, высотой 15—17 м. Горизонт с пнями деревьев, развит на синевато-серых озерных суглинках со следами открытой А. П. Шокуровым палеолитической стоянки (Шокуров, Бадер, 1960) и перекрыт толщей лёссовидных суглинков перигляциального типа мощностью 13,6 м. Возраст древесины, собранной в 1960 г. В. Л. Яхимович, определялся ранее в 21280 ± 550 лет (ЛЕ-145) и 29700 ± 1250 лет до н. э., (Н 1856/1287). Повторные анализы проведены для контроля счетной аппаратуры лаборатории ИГ БФАН СССР по дубликатам двух образцов.

БашГИ-37**8460 ± 130**

Древесина. Р. Ик у дер. Муллино, ниже г. Октябрьский, раскоп стоянки Муллино 2 (квадрат 6/и). Собрана на глубине 2,15 м из верхней части слоя с мезолитической культурой А. П. Шокуровым в 1970 г.

БашГИ-38**2405 ± 290**

Дерево из погребения Казбурун, срубная культура. Отобрано В. С. Стоколосом в 1970 г. Древесина была пронизана сетью тонких белых корешков травянистых растений, которые тщательно отбирались, но, видимо, дата занижена.

БашГИ-39, 40**2290 ± 150; 2760 ± 30**

Сильно истлевшее дерево с накатника могилы. Курган I у дер. Русское Тангирово. Погребения относятся к срубной культуре. Образцы В. С. Стоколоса 1970 г. (так же, как БашГИ-38 были пронизаны корешками травянистых растений, т. е. загрязнены).

Бассейн р. Кама (Башкирская АССР)**БашГИ-41****18315 ± 300**

Древесина. Р. Орья (левый приток р. Буй) между деревнями Старое и Новое Кудашево у нефтесборного парка Орьебаш. В цоколе террасы высотой 8 м залегают синевато-серые озерные суглинки среднего плейстоцена, в которых найден скелет *Mammuthus cf. chosaricus* Dubrovo (определение В. Е. Гаррута). На размытой поверхности их залегают аллювиальные галечники и пески (мощн. 2,4 м) с остатками древесины, перекрытые лёссовидными суглинками перигляциального типа (мощн. 0,6—1 м). Выше на размытой поверхности залегают одна над другой две пачки озерных суглинков: нижняя с прослоями торфа (мощн. 2—2,1 м) и верхняя с обломками древесины (мощн. 0,7 м), тоже отделенная от нижней поверхностью размыва. Венчает разрез пойменный наилок в виде буровато-серого алевритистого тонкозернистого песка (мощн. 2 м). Образец древесины взят из аллювиального галечника на глубине около 7,2 м в 1962 г. В. Л. Яхимович.

БашГИ-42, 43**11270 ± 55; 11680 ± 90**

Древесина. Там же, где БашГИ-41, но из верхней пачки озерных суглинков, лежащей под пойменным наилком в интервале глубин 2,2—2,9 м.

Бассейн р. Печора (Коми АССР)**БашГИ-44****4160 ± 310**

Древесина. Р. Печора между пос. Курья и лесхозом Речной. Первая терраса высотой 3,7 м. Образец взят из суглинков, залегающих между двумя прослоями торфа, непосредственно под верхним прослойком. Из верхней части этого торфа получена дата 1110 ± 50 (БашГИ-14), а из основания нижнего прослоя торфа и подстилающих озерных суглинков 13600 ± 600 (БашГИ-15). Образцы отобраны в 1966 г. Н. Н. Дядиным и В. Л. Яхимович.

БашГИ-45**7770 ± 430**

Торф. Р. Печора ниже пос. Дутово (у пристани). Образец взят на глубине 2,1 м из нижней части слоя торфа. Из этого же торфяника имеются еще две ранее полученные даты: 7280 ± 100 (БашГИ-12) по гуминовым кислотам из образца, взятого на высоте 35 см от подошвы слоя торфа, и 8730 ± 150 (БашГИ-13), полученная по древесине, собранной из нижней трети слоя торфа (см. сообщение 1). Общая мощность торфа 1,1 м.

БашГИ-46**17575 ± 150**

Торф. Р. Печора в 2 км выше дер. Соколово. Образец взят из нижнего линзовидного прослойка торфа, залегающего в толще серых, прослоями ожелезненных, песков с гравием и галькой на глубине 8,4 м (мощность линзы торфа 5—10 см); отобран Э. И. Лосевой и Б. И. Гуслицером в 1969 г.

БашГИ-47 **12840 ± 280**

Торф. Там же, где БашГИ-46, но из верхнего линзовидного прослойка, залегающего в песках на глубине 7,95 м. Цифра вероятно занижена, т. к. в торф проникли корешки современных растений.

БашГИ-48 **7215 ± 260**

Торф. Р. Печора вблизи дер. Гарево. Торф залегаєт на пойме с абс. отм. 16,7 м, мощность его 3,9 м, вскрыт скважиной 50. Образец взят в интервале глубин 2,6—3,9 м (по керну) в 1966 г. В. Л. Яхимович.

БашГИ-49 **28380 ± 270**

Слежавшийся детрит мхов и трав из нижней части лесков обнажения Вастьянский Конь на Нижней Печоре. Отобран В. Л. Яхимович в 1966 г. Анализ проведен повторно, как контрольный. Ранее была получена дата 28675 ± 300 (БашГИ-9).

БашГИ-50 **28305 ± 150**

Торф. Р. Печора в 200 м выше нефтебазы на правом берегу в районе с. Усть-Цильма (левый берег устьевой части лога). Прослойка торфа мощностью в несколько сантиметров проходит на контакте песков и моренных суглинков на глубине около 12,6 м. Пески прислонены к моренным суглинкам (поставлены на голову). Б. И. Гуслицер, отобравший образец в 1969 г., считает их отторженцем (обн. 252, разрез 2 по Б. И. Гуслицеру). Выше моренных суглинков залегают пески с галечником в основании (мощн. 3,5 м), коричневая глина с галькой (мощн. 0,6 м) и на размытой поверхности ее — вновь пески (мощн. 0,5 м).

Остров Сахалин

БашГИ-51 **22644 ± 170**

Лигнит. Долина р. Владимировка на о. Сахалин. Образец отобран Г. В. Полуниным в 1969 г.

Бассейн р. Обь

БашГИ-52 **32930 ± 1540**

Древесина (детрит). Р. Обь вблизи с. Красный Яр. Образец отобран Ю. Ф. Захаровым во время экскурсии по Оби, сопровождавшей Новосибирское совещание по изучению четвертичного периода. Дата видимо занижена, т. к. растительный детрит собран из песков, пройденных шурфом на пляже в основании обнажения.

Сообщение 3

Бассейн р. Кама (Пермская обл. и Удмуртская АССР)

БашГИ-53 **9820 ± 170**

Торф. Устье р. Низьва (приток Колвы). II (I надпойменная) терраса р. Колва высотой 5,5 м. Образец отобран А. Г. Цибулькиным и В. Л. Яхимович в 1963 г. из основания торфяника, залегающего на глубине 1,2—3,4 м под пойменным наилком. По древесине из основания торфа (по сухому остатку) была получена дата 10700 ± 220 лет (БашГИ-22).

БашГИ-54 **7050 ± 100**

Торф. Руч. Шаркан в 12 км на север от г. Воткинск (Удм. АССР), торфоразработка. Мощность торфяника 2,25 м. Торф залегаєт на поверх-

ности, вскрыт дренажной траншеей. Образец взят на глубине 0,6—0,8 м (низ верхней трети залежи) в 1971 г. В. П. Суховым, И. Н. Семеновым и В. Л. Яхимович.

БашГИ-55, 56

8510 ± 150; 8820 ± 250

Торф. Там же, где БашГИ-54, но в интервале глубин 1,8—2 м (нижние слои торфа сильно песчанистые, не опробованы).

БашГИ-57

3210 ± 150

Уголь. Р. Кама вблизи дер. Зуевы Ключи (Удм. АССР). Городище Зуевы Ключи (раскоп III, участок Е/36—37). Уголь собран Р. Д. Голдиной и В. Ф. Генингом на глубине 90 см и представляет собою остатки сгоревших конструкций жилища (VIII—VII или XII—X вв. до н. э.).

Бассейн р. Белая (Башкирская АССР)

БашГИ-58, 59

8320 ± 110; 8500 ± 180

Уголь из мезолитического костра стоянки Муллино 2. Р. Ик у дер. Муллино ниже г. Октябрьский. Образцы отобраны А. П. Шокуровым в 1970 г. (шурф 7, раскоп 4, пласт 2, 3 м). Из этого же слоя с мезолитической культурой, вскрытого раскопом, имеется дата по древесине 8460 ± ± 130 (БашГИ-37).

БашГИ-60

> 50000

Погребенная почва. Р. Большой Ик вблизи с. Новобелокатай. Погребенная почва, черная, сильно гумусированная, болотного типа, залегает на неровной поверхности серовато-голубой алевролитистой глины, предположительно среднеплейстоценового возраста, обнаженной в цоколе 15,5-метровой террасы. Ее перекрывает серовато-голубая глина, в которую вложена пачка зеленых глин, видимо залегающая в основании толщи буровато-коричневых суглинков перигляциального типа, слагающей основную часть террасы. Образец взят на высоте 2—3,5 м над урезом воды в 1964 г. К. В. Сальниковым. В гумусовом горизонте найдены кости крупных млекопитающих.

БашГИ-61

> 50000

Древесина. Устье руч. Письмянка (приток р. Каряка в бассейне Кармасана) у дер. Старые Тукмаклы. Здесь развита III терраса с цоколем из пермских глин. Выше лежит слой крупной щебенки серого известняка (мощн. до 1 м), а на нем — буровато-серый суглинок озерного типа (мощн. 3 м). В 0,5 м от поверхности его проходит слой, обогащенный обломками древесины (корни, веточки кустарников и деревьев). Выше залегает толща перигляциальных отложений (мощн. 5,5 м), погребенная почва (мощн. 0,5—0,6 м) и пойменный наилок (мощн. 0,2—0,4 м). На контакте слоя щебня из известняка и буровато-серых озерных суглинков собраны кости бизона, оленя, лошади и *M₃* (с челюстью) *Archidiskodon cf. trogontherii wüsti* (?), возможно *Mammuthus chosaricus* Dubrovo (предварительное определение В. Е. Гарутта). Озерные суглинки, включающие древесину, В. Л. Яхимович рассматривает как лихвинские.

Полуостров Ямал

БашГИ-62

4990 ± 250

Торф. Р. Юрибей на п-ове Ямал, в 20—25 км выше фактории Тарк-Сале. I надпойменная терраса на левом берегу реки, высота 5—7 м. Торф развит на ее поверхности, мощность его 1,5 м, переполнен обломками стволов деревьев. Под торфом залегают осадки старичного типа.

Терраса разбита полигональными льдами. Образец взят с глубины 1 м в 1971 г. В. М. Макеевым.

БашГИ-63

5550 ± 150

Древесина. Там же, где БашГИ-62 (по сухому остатку).

БашГИ-64

> 50000

Торф. Р. Юрибей на п-ове Ямал в 5 км выше фактории Тарк-Сале. II надпойменная терраса, высотой 16 м, сложена косо- и волнистослоистыми неотсортированными песками и гравием, типичными для руслового аллювия. В основании видимого разреза террасы прослеживаются тонкослоистые глины с линзами торфа. Образец отобран В. М. Макеевым в 1971 г. на глубине 15 м.

БашГИ-65

1460 ± 190

Растительный детрит. В 5 км к югу от оз. Вайваретто на п-ове Ямал расположено спущенное озеро. Прослой растительной трухи прослеживаются на дне спущенного озера на глубине 1—1,1 м. Выше и ниже залегают тонкослоистые супеси и суглинистые илы. Образец взят с глубины 1,08 м в 1971 г. В. М. Макеевым.

БашГИ-66

3400 ± 150

Торф. Правый берег р. Юрибей на п-ове Ямал, в 5—7 км от истока. IV терраса, высота 17 м. Большую нижнюю часть террасы слагают пески прибрежно-морской ямальской свиты (O_2^3). На глубине 3,5 м от бровки обнажения (абс. отм. ее 50—60 м) прослеживается линзовидный слой торфа с остатками древесины в нем. Образец торфа отобран В. М. Макеевым в 1971 г.

БашГИ-67

4900 ± 250

Древесина лиственницы. Там же, где БашГИ-66, из слоя торфа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Потребность в радиоуглеродном датировании отложений у стратиграфов-четвертичников, работающих в Предуралье, назрела давно в связи со сложностью исторического развития полосы Уральских предгорий, протянувшихся почти через все широтные климатические зоны северного полушария, от побережья Печорского моря до Каспийского бассейна. Сложная смена фаций и несопоставимость фаунистических комплексов открытых северных морей с эндемичными фаунами Каспия привели к неизбежности применения здесь физических методов исследования, в том числе и радиоуглеродного, как одного из критериев определения возраста и корреляции осадков.

За три года работы лабораторией получены интересные, порою очень обнадеживающие результаты. Однако при оценке этого критерия было бы неверно рассчитывать на абсолютность полученных дат. Отнюдь не пороча метода, следует отметить, что он требует очень умелого применения и особенно интерпретации результатов. Это нашей лабораторией не всегда удается. Немноголетний опыт ее работы показал, что до 20—25% полученных дат не могут быть выданы в печать из-за несомненной их геологической неправильности. При этом в ряде случаев остаются невыясненными и причины ошибок. Как пример геологической абсурдности полученной радиоуглеродной даты, не выданной нами в печать, можно привести дату в 10 000 лет, которую дала древесина, собранная в разрезе р. Орья вместе со скелетом *Mammuthus cf. chosaricus* Dubrovo в несом-

ненно среднеплейстоценовых (одинцовских?) озерных суглинках. В том же разрезе из отложений, залегающих на размытой поверхности озерных суглинков, вмещавших скелет хазарского мамонта, получены даты 18315 ± 300 (БашГИ-41), а еще выше — 11270 ± 55 (БашГИ-42), и 11680 ± 90 (БашГИ-43), вполне соответствующие отложениям, формирующим III (II надпойменные) террасы в бассейнах р. Белая и др. притоков Камы, т. е. отвечающие главной фазе вюрма и послеледниковью — голоцену. В данном случае возможно загрязнение за счет адсорбции костями мамонта других радиоактивных веществ после захоронения. Это подтверждается и характером спектра, который отличается от спектра C^{14} . В других случаях причины ошибок остаются непонятными.

Не исключено, что некоторые из публикуемых здесь дат также не достоверны, что где-то кроется неучтенная ошибка метода, находящегося еще в стадии разработки, или конкретно ошибка нашей лаборатории, еще не имеющей достаточного опыта подобных исследований.

Первые даты по радиоуглероду в $21\,280 \pm 550$ лет (ЛЕ-145) и $29\,700 \pm 1250$ лет (Н-1856/1287) были получены в Предуралье в бассейне р. Белая в разрезе у пос. Горново в отложениях, принимавшихся за микулинские. С тех пор во многих пунктах Предуралья получены аналогичные датировки, изменившие представления о возрасте III (II надпойменной) террас рек Предуралья. Осадки, слагающие нижние части их (над цоколем), теперь уверенно датируются как молодого-шекснинские, а верхние — как ошашковские (главная фаза вюрма), тогда как до применения радиоуглеродного метода их считали микулинско-калининскими. В результате оказалось возможным скоррелировать отложения этого возраста вдоль всей полосы Предуралья (Яхимович, 1971). На Печоре к тому же молодого-шекснинскому горизонту, основываясь на радиоуглеродных датах, пришлось отнести межледниковые образования, ранее принимавшиеся за нижнеплейстоценовые и лихвинские (Яхимович, 1970; обнажение Вастьянский Конь), одинцовские и главным образом микулинские (разрезы Гаревое, Родионово, Кипиево (?); Яхимович, Немкова, Семенов, 1973). Некоторые из этих дат (Вастьянский Конь, Родионово, Кипиево) нами же были поставлены под сомнение в виду несоответствия дат результатам биостратиграфических исследований. В связи с этим были проведены контрольные анализы, показавшие довольно хорошую сходимость, что не позволило нам отбраковать результаты, полученные нашей лабораторией. Так, контрольные анализы по разрезу Горново (по сохранившимся эталонам из лаборатории Института археологии в г. Ленинграде и из Гейдельбергской лаборатории) показали: $21\,280 \pm 550$ лет (ЛЕ-145) и $22\,660 \pm 125$ (БашГИ-35); $29\,700 \pm 1250$ (Н-1856/1287) и $28\,800 \pm 125$ (БашГИ-36). По разрезу на р. Орья — $11\,270 \pm 55$ (БашГИ-42) и $11\,680 \pm 90$ лет (БашГИ-43); по образцам из разреза у дер. Ново-Актаньшбаш — $25\,800 \pm 100$ (БашГИ-34) и $27\,570 \pm 480$ (БашГИ-33); по образцам из обнажения Вастьянский Конь — $28\,675 \pm 300$ (БашГИ-9) и $28\,379 \pm 270$ (БашГИ-49). Для контроля работы аппаратуры и проверки геологических построений проанализирован ряд заведомо древних образцов, которые оказались за пределами (Новобелокатай, БашГИ-60; Старые Тукмаклы, БашГИ-61 и др.). Все это позволило нам считать, что причину расхождений следует искать вне пределов лаборатории. Однако многие противоречия до сих пор не нашли своего объяснения.

Разработка геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении для Предуралья находится еще в начальной стадии. Пока наиболее полную характеристику получил здесь молодого-шекснинский горизонт. На севере в Гаревских разрезах наметилось сложное его строение. Здесь выделяются две пачки межледникового аллювия с горизонтом размыва или торфа между ними, что позволило сопоставить этот горизонт в целом

с «готвейгом» и паудорфом по Зергелю (Soergel, 1919), т. е. с первым и вторым интерстадиалами вюрма, или примерно со «средним вюрмом» Вольдштедта (Woldstedt, 1960). По американской схеме это порт-толбот (47—29 тыс. лет) и плам-пойнт (27—22 тыс. лет), т. е. средний висконсин. Более детальных данных для расчленения этого межледниковья пока нет.

Интересны, но единичны еще даты по более молодым отложениям. Главная стадия позднего вюрма (валдая) датирована в разрезе на р. Орья $18\,315 \pm 300$ (БашГИ-41) в перигляциальной зоне, что подтверждается характером осадков и спорово-пыльцевыми спектрами, восстанавливающими на юге Предуралья растительность леригляциальной степи с небольшими массивами еловых лесов (В. К. Немкова). Намечается аллерёд в разрезе р. Орья — $11\,270 \pm 55$ (БашГИ-42), $11\,680 \pm 90$ (БашГИ-43), которому соответствует фаза сосновых лесов с широколиственными. У дер. Великовисочная ему отвечает дата $11\,470 \pm 320$ (БашГИ-6). Намечается какое-то более древнее потепление ($13\,600 \pm 600$, БашГИ-15).

По голоцену по имеющимся датировкам и спорово-пыльцевым анализам уже можно говорить о выделении в Предуралье предбореальной, бореальной, атлантической, суббореальной и субатлантической фаз. Однако до получения более полного материала и завершения палинологических исследований говорить о границах их и характере проявления в различных климатических (широтных) зонах преждевременно. Исследования в этой области продолжаются на опорных разрезах Башкирии, Удмуртии, Пермской области, Коми АССР, и на археологических памятниках.

Интересны первые датировки позднего мезолита Башкирии по стоянке Муллино 2. Угли из мезолитического костра дали даты 8320 ± 110 (БашГИ-58) и 8500 ± 180 лет (БашГИ-59), а древесина из верхней части слоя с мезолитической культурой — 8460 ± 130 лет (БашГИ-37).

Отвечает археологической оценке возраста и дата 3210 ± 150 лет (БашГИ-57), полученная по остаткам сгоревших конструкций жилища (уголь) на городище Зуевы Ключи. В. Ф. Геннинг и Р. Д. Голдина во время раскопок считали, что этот слой не моложе VIII—VII вв. до н. э., но вероятнее возраст его датируется XII—X вв. до н. э.

Датировки погребений срубной культуры в Башкирии оказались заниженными. Дерево из погребения Казбурун и из курганов у дер. Русское Тангирово дали даты 2405 ± 290 (БашГИ-38), 2290 ± 150 (БашГИ-39) и 2760 ± 30 (БашГИ-40). Причина этого вероятнее всего заключается в том, что дерево, взятое из накатников могил, было сильно истлевшим и пронизанным очень тонкими, едва заметными корешками травянистых растений, очистить от которых образцы, несмотря на тщательный отбор, не удалось.

Получению правильных датировок образцов, отбираемых в береговых обрывах рек, в ряде случаев мешает загрязнение промышленными стоками, которое несомненно следует учитывать, хотя это и не всегда возможно. Необходимой для изучения нефтеносных районов Предуралья является постановка методических работ о возможности загрязнения атмосферы и вод углеродсодержащими соединениями, лишенными C^{14} .

ЛИТЕРАТУРА

- Шокуров А. П., Бадер О. Н. Палеолитическое местонахождение на р. Белой.— В сб. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 5. Уфа, Изд-во Башк. фил. АН СССР, 1960.
- Яхимович В. Л. К плиоцен-плейстоценовой истории Печорского бассейна.— В кн. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеониздат, 1970.
- Яхимович В. Л. Об абсолютном возрасте аналогов молого-шекснинских сложенных

- в Предуралье.— В сб. Радиоуглерод (Материалы Всесоюзного Совещания по проблеме «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование». Вильнюс, 22—24 ноября 1971 г.). Изд. Института ботаники АН Литовской ССР и Ленинградск. Физико-Технического Института им. А. Ф. Иоффе АН СССР, Вильнюс, 1971.
- Яхимович В. Л., Пшеничнюк В. С., Киекбаев И. Д. Данные радиоуглеродной лаборатории Института геологии Башкирского филиала АН СССР (Сообщение 1).— В сб. Радиоуглерод. Вильнюс, 1971.
- Яхимович В. Л., Немкова В. К., Семенов И. Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М., «Наука», 1973.
- Woldstedt P. Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa.— Eiszeitalter und Gegenwart, II, 1960.
- Soergel W. Lössе, Eiszeiten und paleolithische Kulturen. Iena, 1919.

Х. А. АРСЛАНОВ, А. С. АСТАХОВ,
М. Г. КОЗЫРЕВА, Е. В. РУБИЛИН

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХРОНОЛОГИИ НИГЭИ ЛЕНИНГРАДСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Сообщение I

В данном сообщении приводятся результаты определения возраста различных фракций органического вещества, выделенного из основных генетических горизонтов четырех профилей современных чернозёмов Европейской части СССР: курского типичного мощного чернозема (Стрелецкая степь, Центральный черноземный заповедник), воронежского типичного мощного чернозема (Каменная степь), тамбовского типичного среднегумусного чернозема (Уваровский район) и горного чернозема (черноземно-луговой почвы) из окрестностей г. Кисловодск.

Датирование различных фракций почвенного гумуса, несмотря на определенные трудности, представляется более перспективным по сравнению с датированием суммарного органического углерода почвы и дает несравненно большую информацию о генезисе и возрасте органического вещества почвы.

Выделение основных фракций гумусовых веществ проводилось для образца горного чернозема по схеме И. В. Тюрина (Кононова, 1963) с декальцированием и попеременной обработкой почвы кислотой и щелочью. Образцы равнинных черноземов обрабатывались по методике М. М. Кононовой (Кононова, Бельчикова, 1961), применяемой в Институте Географии АН СССР (Чичагова, Левитан, 1966) и заключающейся в обработке почвы смесью пирофосфата натрия и щелочи (рН-13). Кроме того, в обоих случаях была введена горячая щелочная обработка негидролизуемого на холоде остатка почвы для выделения фракции гуминов.

В результате были получены следующие фракции гумуса:

I. Из образца черного чернозема: 1) свободные гуминовые кислоты (сгк), извлекаемые 0,5 н NaOH; 2) гуминовые кислоты, связанные с Са и подвижными формами R_2O_3 , извлекаемые 0,1 н NaOH после декальцирования; 3) гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы и извлекаемые в результате попеременной обработки почвы 0,1 н H_2SO_4 и 0,1 н NaOH; 4) фракция гуминов, получаемая путем горячей щелочной обработки (80—90°С); 5) органический углерод в остатке почвы после всех обработок.

II. Из образцов равнинных черноземов: 1) сумма гуминовых кислот, связанных с Са, подвижными формами R_2O_3 и минеральной частью почвы, которая извлекается при холодной обработке почвы смесью 0,1 н раствора $Na_4P_2O_7$ и 0,1 н NaOH после удаления сгк; 2) фракция гуминов, извлекаемая при горячей обработке почвы этой же смесью; 3) органический углерод в остатке почвы после всех обработок.

Определение возраста фракций почвенного гумуса было проведено в лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ. Для образцов курского чернозема и верхнего горизонта кисловодской черноземно-луговой почвы из углерода полученных фракций синтезировался бензол по методике Х. А. Арсланова и Л. И. Громовой (Арсланов, Громова, 1968) и определение возраста проводилось сцинтилляционным методом. Определение возраста остальных образцов проводилось пропорциональным методом с получением этана в качестве счетного газа (Арсланов, 1971). Определение возраста фракций органического вещества курского чернозема проводилось совместно с Институтом географии АН СССР (образцы отобраны и препарированы О. А. Чичаговой). Возраст вычислен на основе общепринятого значения периода полураспада C^{14} — 5570 ± 30 лет.

I. Курский типичный мощный чернозем (Стрелецкая степь, Центральный черноземный заповедник)

1. Горизонт 10—20 см		
ЛУ-67а — гуминовые кислоты, связанные с Са и R_2O_3	1680 ± 80	
ЛУ-67б — гумины	1100 ± 70	
2. Горизонт 30—40 см		
ЛУ-68а — гуминовые кислоты, связанные с Са и R_2O_3	2970 ± 110	
ЛУ-68б — гумины	1270 ± 180	
ЛУ-79 — органический углерод в остатке почвы	1440 ± 190	
3. Горизонт 40—50 см		
ЛУ-69а — гуминовые кислоты, связанные с Са и R_2O_3	1020 ± 90	
ЛУ-69б — гумины	2970 ± 90	
4. Горизонт 120—130 см		
ЛУ-70б — сумма гуминовых кислот и гуминов	6100 ± 200	

Комментарии: Возраст профиля курского чернозема составляет 6,5 тыс. лет. Наиболее древний возраст показывает фракция гуминовых кислот, связанных с Са и подвижными формами R_2O_3 . Возраст гуминов, как правило, несколько омоложен. Причиной этого омоложения, по-видимому, является присутствие в этой фракции не полностью гумифицированных растительных остатков. Наблюдаемое монотонное увеличение возраста органического вещества почвы с глубиной позволяет, по мнению И. П. Герасимова, предполагать «аккумулятивную» схему образования данного профиля (Герасимов, 1969).

II. Горный чернозем (черноземно-луговая почва) остепненных плато куэст северного склона Б. Кавказа (окрестности г. Кисловодск).

1. Горизонт А, глубина 5—10 см, % С=6,63		
ЛУ-37 — свободные гуминовые кислоты	730 ± 110	
ЛУ-38 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R_2O_3	1530 ± 60	
ЛУ-39 — гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	1700 ± 60	
ЛУ-40 — гумины	1130 ± 100	
ЛУ-53 — органический углерод в остатке почвы	700 ± 100	
2. Горизонт А, глубина 10—20 см, % С=4,03		
ЛУ-204 — свободные гуминовые кислоты	910 ± 90	
ЛУ-202 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R_2O_3	870 ± 100	

ЛУ-203 — гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	1480 ± 160
ЛУ-205 — гумины	710 ± 160
ЛУ-206 — органический углерод в остатке почвы	590 ± 50
3. Горизонт АВ, глубина 30—40 см, % С = 3,32	
ЛУ-208 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	2400 ± 120
ЛУ-209 — гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы	3290 ± 180
ЛУ-210 — гумины	3720 ± 140

Возраст свободных гуминовых кислот и органического углерода в остатке почвы в этом горизонте не определялся.

Комментарии. Развитие профиля курского равнинного чернозема во времени сходно с развитием данного горного чернозема. Относительно молодой возраст гумуса горизонта А (10—20 см) может быть, вероятно, объяснен загрязнением образца современным углеродом, так как на этой глубине обычно развита мощная корневая система луговой растительности. Самой молодой фракцией гумуса является фракция свободных гуминовых кислот, самыми древними — фракции гуминовых кислот, связанных с Са и R₂O₃ и прочно связанных с минеральной частью почвы, а гумины имеют промежуточный возраст. Исключением является горизонт АВ (30—40 см), в котором гумины оказались заметно древнее (3720 ± 140), чем гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы (3290 ± 180). Это может быть объяснено отсутствием на данной глубине загрязнений в виде растительных остатков, содержащих современный углерод и обычно омолаживающих возраст гуминов. Все вышесказанное о загрязнениях может быть отнесено и к молодому возрасту органического углерода в остатке почвы для горизонтов А (5—10 см) и А (10—20 см), так как остаток почвы содержит большое количество мельчайших растительных остатков, которые не могли быть убраны на стадии предварительной обработки почвы.

III. Воронежский типичный мощный чернозем (Каменная степь, Окско-Донская равнина)

1. Горизонт А ₁ , глубина 0—10 см, % С = 11,33	
ЛУ-220 — фракция гуминовых кислот, связанных с Са и R ₂ O ₃	103 ± 1,1 % (соврем.)
ЛУ-225 — гумины	101,6 ± 0,8 % (соврем.)
2. Горизонт А ₁ , глубина 20—30 см, % С = 8,05	
ЛУ-221 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	660 ± 80
ЛУ-224 — гумины	1590 ± 120
3. Горизонт А ₁ , глубина 40—50 см, % С = 5,55	
ЛУ-222 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	3360 ± 110
ЛУ-227 — гумины	2260 ± 140
4. Горизонт АВ, глубина 60—70 см, % С = 3,14	
ЛУ-226 — гумины	3000 ± 130
5. Горизонт В, глубина 80—90 см, % С = 0,75	
ЛУ-234 — гумины	7610 ± 190
6. Горизонт ВС, глубина 100—110 см, % С = 0,54	
ЛУ-238 — гумины	9200 ± 150

Комментарии. Развитие этого профиля чернозема сходно во времени с развитием курского чернозема. Наблюдается такое же монотонное увеличение возраста с глубиной. Современный возраст верхнего го-

ризонта может быть отнесен за счет загрязнения современным углеродом. Возраст нижних горизонтов представляет собой пока самые древние датировки для современных черноземов Европейской части СССР и подтверждает точку зрения многих исследователей, что начало формирования почв черноземного типа можно отнести, по крайней мере, к раннему голоцену.

IV. Тамбовский типичный среднегумусный чернозем (Окско-Донская равнина)

1. Горизонт А _(пах.) , глубина 0—22 см, %С=7,79	
ЛУ-217 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	1220 ± 90
ЛУ-214 — гумины	2120 ± 130
2. Горизонт А, глубина 30—40 см, %С=7,46	
ЛУ-218 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	2800 ± 130
ЛУ-215 — гумины	2390 ± 150
3. Горизонт АВ, глубина 70—80 см, %С=5,41	
ЛУ-219 — гуминовые кислоты, связанные с Са и R ₂ O ₃	2460 ± 90
ЛУ-216 — гумины	2970 ± 110
4. Горизонт ВС, глубина 120—130 см, %С=1,31	
ЛУ-233 — гумины	6780 ± 150

Комментарии: В целом можно считать, что тамбовский чернозем по возрасту несколько моложе воронежского и близок к курскому чернозему. Необычным для этого профиля является примерно одинаковый (в пределах ошибки метода) возраст трех верхних горизонтов. Судя по зарубежным данным (Scharpenseel G. V., Pietig E., Tammers M. A., 1968), можно было бы предполагать, что у черноземов, давно используемых под пашню, верхний горизонт может содержать более древний гумус, который попадает при перепашке из нижних горизонтов. Но если это справедливо для старопашотных почв Европы, которые уже давно используются человеком, то для русских черноземов этот вывод не может быть адекватным, так как человек стал их использовать не так давно. В общем этот вопрос заслуживает специального изучения.

В своей нижней части тамбовский чернозем близок по возрасту курскому чернозему.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А. Простой способ синтеза этана для измерения радиоуглерода и трития.—Материалы Всесоюзного совещания по проблеме «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование». Вильнюс, 1971.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И. Циклическая тримеризация ацетилена и алкилацетиленов на хромалюмосиликатном катализаторе.—ДАН СССР, т. 183, № 4, 1968.
- Герасимов И. П. Абсолютный и относительный возраст почв.—Почвоведение, № 5, 1969.
- Кононова М. М. Органическое вещество почвы.—Изд. АН СССР, М., 1963.
- Кононова М. М., Бельчикова Н. Л. Ускоренный метод определения состава гумуса минеральных почв.—М., 1961.
- Чичагова О. А., Левитан Д. Г. Опыт применения радиоуглеродного метода для определения возраста почв.—Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1966.
- Scharpenseel G. V., Pietig E. and Tammers M. A. Bonn radiocarbon Measurements I. Radiocarbon, v. 10, 1968.

В. В. КОСТЮКЕВИЧ, Г. П. ДЕГТЯРЕВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР

Сообщение II

В настоящей работе приведены результаты абсолютного датирования образцов древесины и торфа, отобранных в породах, слагающих многолетнемерзлые толщи на обширной площади различных районов Центральной Якутии. При этом приводится хронологическая последовательность полученных радиоуглеродных датировок, а их геологическое обоснование и геохронологическую интерпретацию предполагается представить позднее, по мере получения дополнительных данных для этих районов. Химическая подготовка образцов и их датирование соответствует стандартной методике (Костюкевич и др., 1972). Измерение естественной радиоактивности C^{14} проводилось как на одноканальной сцинтилляционной счетной установке, описанной нами ранее (Костюкевич и др., 1971), так и на сцинтилляционной счетной установке с использованием двух фотоумножителей, созданной в нашей лаборатории.

Измерения природной радиоактивности C^{14} , выделяемой на основе синтеза бензола из образцов древесины и торфа, показали хорошую сопоставимость результатов датирования, полученных на обоих счетных устройствах. В таблице показаны результаты таких сверочных определений абсолютного возраста, полученных для трех геологических образцов. В качестве эталона при радиоуглеродном датировании используется коммерческий бензол, меченный искусственным C^{14} , активность которого примерно в пять раз [$K = (5,04 \pm 0,04) \cdot 0,95$] превышает активность международного стандарта щавелевой кислоты NBS (Алексеев и др., 1970, 1971). Для данного стандарта, полученного в Лаборатории ГИН АН СССР, достигается хорошая воспроизводимость с эталоном начальной активности, выделяемой из современной древесины, $T = 1890 \pm 4$ года. Датировки, выполненные с использованием обоих стандартов, показали хорошую сходимость значения абсолютного возраста для одних и тех же образцов. Все расчеты величины возраста получены со значением периода полураспада C^{14} , $T_{1/2} = 5568 \pm 30$ лет. Измерения естественного C^{14} при датировании проведены с общей аппаратурной погрешностью не хуже $\pm 1,5\%$.

Таблица

Результаты проверочных дат, полученных на сцинтилляционных счетных установках; работающих по одноканальной и двухканальной схемам.

Лабораторный номер образца	Счетная установка	Объем сцинтилл. раствора, мл	Кол-во углерода в образце, г	Абсолютный возраст, годы
ИМ СО АН-81	установка I	25	9,4	4130 ± 120
	установка II	15	5,65	4240 ± 100
ИМ СО АН-80	установка I	25	10,80	9280 ± 80
	установка II	15	6,50	9320 ± 100
ИМ СО АН-79	установка I	25	10,80	9180 ± 100
	установка II	15	6,50	9110 ± 200

Центральная Якутия

1. **ИМ СО АН-63** **5070 ± 160**
 Ствол ивы. Долина р. Лена, высокая пойма в районе пос. Хатырык. Глубина от поверхности 1,3 м. Представлен М. С. Ивановым (ИМ СО АН СССР).
2. **ИМ СО АН-65** **3290 ± 160**
 Древесина погребенная в болотной фации на перемычке между эрозионно-термокарстовыми впадинами. Район оз. Биттиги Абалахской террасы Лены. Глубина взятия образца 1,5—2,0 м. Представлен М. С. Ивановым.
3. **ИМ СО АН-66** **27900 ± 400**
 Остатки древесины. Граница тунгюлюнской террасы с бестяхской. Глубина 49 м. Образец отобран из скважины. Представлен М. С. Ивановым.
4. **ИМ СО АН-68** **2710 ± 320**
 Растительный детрит. Пойма р. Лена в районе пос. Маймага. Глубина взятия образца 2,6 м. Представлен М. С. Ивановым.
5. **ИМ СО АН-70** **7860 ± 450**
 Древесина погребенная в мерзлой глине аласных отложений. Абалахская терраса, алас Ойбон-Келюэ. Глубина взятия 1,8 м. Представлен М. С. Ивановым.
6. **ИМ СО АН-71** **1465 ± 170**
 Древесина. Намский район, пос. Маймага. Отложения высокой поймы, грунтовая жила. Глубина 1,4 м от поверхности. Образец отобран М. С. Ивановым.
7. **ИМ СО АН-72** **41000 ± 1500**
 Древесина. Абалахская терраса, термокарстовое озеро на перемычке между аласными котловинами. Глубина 120,6 м. Образец из скважины. Представил М. С. Иванов.
8. **ИМ СО АН-73** **≥ 50000**
 Древесина. Котловина термокарстового оз. Бэрэ. Абалахская терраса. Глубина залегания образца 25,7 м. Отобран из скважины. Образец представлен М. С. Ивановым.
9. **ИМ СО АН-74** **≥ 50000**
 Древесина. Мегино-Кангаласский район, алас «Эбэ», Хоробутской оросительной системы. Глубина взятия образца 23 м. Отобран из скважины. Представил образец М. С. Иванов.
10. **ИМ СО АН-75** **≥ 50000**
 Древесина. Пос. Маймага, Намский район. Высокая пойма р. Лена. Грунтовая жила. Образец отобран на глубине 1,5 м из контактной части жилы с вмещающими породами. Представил М. С. Иванов.
11. **ИМ СО АН-76** **≥ 50000**
 Древесина. Образец отобран там же, где ИМ СО АН-72. Глубина залегания 81,5 м. Представил М. С. Иванов.

12. **ИМ СО АН-77** ≥ 50000
Торф. Там же, что и ИМ СО АН-72. Глубина залегания образца 80,6 м. Представил М. С. Иванов.
13. **ИМ СО АН-79** 9170 ± 225
Береза. Верховье р. Татта, пос. Ленгидропроекта. Глубина залегания образца от поверхности 4 м. Представил М. С. Иванов.
14. **ИМ СО АН-80** 9250 ± 150
Древесина. Сергеляхская терраса р. Лена. Подземная лаборатория Института мерзлотоведения СО АН СССР. Песчаные отложения при русловых отмелях. Глубина залегания 12 м. Представил М. С. Иванов.
15. **ИМ СО АН-81** 4254 ± 180
Корень лиственницы. Левый берег р. Хоронь в 6 км от ледника Одинокий (бассейн р. Индигирка), хребет Сунтар-Хаята. Глубина залегания образца 1,1 м. Представил И. А. Некрасов (ИМ СО АН СССР).
16. **ИМ СО АН-82** 7195 ± 160
Древесина. Правый берег р. Сунтар (бассейн р. Индигирка) в 20 км ниже впадения в р. Сунтар р. Джабынь. Обнажение 15-метровой террасы. Глубина взятия образца 2 м. Представлен И. А. Некрасовым.
17. **ИМ СО АН-126** 10020 ± 130
Торф. Сергеляхская терраса, р. Лена. Подземная лаборатория Института мерзлотоведения СО АН СССР. Песчаные отложения при речных отмелях. Глубина отбора образца 10,5 м.
18. **ИМ СО АН-126а** 9320 ± 630
Древесина. Сергеляхская терраса р. Лена. Подземная лаборатория Института мерзлотоведения СО АН СССР. Песчаные отложения при речных отмелях. Глубина отбора образца 10,5 м. Представил М. С. Иванов.
19. **ИМ СО АН-93** 6520 ± 90
Ствол дерева. Правый берег Оленекской протоки р. Лена. Вблизи места впадения Булкурской протоки. Глубина залегания 8 м (нижняя граница торфяного блока мощностью 8 м). Образец представил Ф. Э. Арэ (ИМ СО АН СССР).
20. **ИМ СО АН-94** 4970 ± 140
Торф. Там же, что и ИМ СО АН-93. Глубина от поверхности 8 м. Представил Ф. Э. Арэ.
21. **ИМ СО АН-105** 638 ± 135
Торф талый. Восточная часть Приалданской ледниковой низменности — Томлорукская впадина. Глубина 0,3 м. Представил Г. Ф. Гравис. (ИМ СО АН СССР).
22. **ИМ СО АН-106** 1070 ± 300
Торф мерзлый. Там же, что ИМ СО АН-105. Глубина залегания от поверхности 0,5 м. Представил Г. Ф. Гравис.
23. **ИМ СО АН-124** 3620 ± 375
Торф с супесью. Там же, что ИМ СО АН-105. Глубина взятия образца

4,7 м. Представил Г. Ф. Гравис. Образцы ИМ СО АН-105, 106, 124 отобраны из неглубокой скважины.

24. ИМ СО АН-109 **440 ± 67**

Древесина. Оймяконский район, днище долины р. Сунтар. Образец отобран на поверхности III надпойменной террасы р. Сунтар из супеси землистой, пылевой. Глубина 0,6 м. Представлен П. П. Гордеевым (ИМ СО АН СССР).

25. ИМ СО АН-110 **6150 ± 320**

Торф. Район Восточной метеостанции, левый борт долины р. Кюбюме, в ее верхнем течении. Глубина залегания образца 0,9 м. Представлен П. П. Гордеевым.

26. ИМ СО АН-113 **3265 ± 260**

Торф. Правый борт долины р. Восточная Хандыга, против 132 км авто-трассы Хандыга — Усть-Нера. Образец отобран из торфяного горизонта, расчлененного полигонами повторножильных льдов. Глубина 3,4 м. Представил П. П. Гордеев.

27. ИМ СО АН-113а **1900 ± 340**

Остатки древесины. Там же, что ИМ СО АН-113. Представил П. П. Гордеев. Датировка получена на весьма малом количестве исходного материала.

28. ИМ СО АН-114 **современный**

Торф. Там же, что ИМ СО АН СССР-113. Глубина отбора 0,9—1,1 м. Представил П. П. Гордеев.

29. ИМ СО АН-125 **4370 ± 530**

Торф. Оймяконский район, днище Куйдусунской впадины в районе пос. Томтор. I надпойменная терраса р. Куйдусун. Образец взят из торфяного слоя, расчлененного повторножильными льдами. Представил П. П. Гордеев.

30. ИМ СО АН-78 **22220 ± 500**

Древесина с включением торфа. Образец отобран на морской лагуне моря Лаптевых «Ванькина губа». Глубина залегания образца от поверхности 22,5 м. Образец отобран из скважины. Представил Г. Г. Пудов (ИМ СО АН СССР).

31. ИМ СО АН-60а **9530 ± 220**

Малахчинское обнажение в долине р. Индигирка. Находится в 60 км ниже по течению от пос. Сутораха. Глубина 43,5 м. Под тушей зубра. Представил М. С. Иванов.

32. ИМ СО АН-61а **1545 ± 150**

Находится там же, что и ИМ СО АН-60а. Глубина 43,0 м в 50-метровом разрезе. Над тушей зубра. Представил М. С. Иванов.

Образцы ИМ СО АН-60а и 61а представляют собой результат повторного датирования, полученного путем дополнительных измерений представленных образцов.

В работе при определениях абсолютного возраста принимали участие лаборанты А. П. Ефимов и Н. М. Перцевская, которым авторы приносят глубокую благодарность.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. А., Виноградова С. Н., Галимов Э. М., Лаврухина А. К., Сулержицкий Л. Д., Форова В. С.* Изотопы углерода в кольцах секвой.— В сб. Радиоуглерод. Материалы Всесоюзн. совещания по проблеме «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование». Вильнюс, 1971.
- Алексеев В. А., Мильникова Э. К.* Измерение малых вариаций радиоуглерода. Труды Всесоюзн. совещания по проблеме «Астрофизические явления и радиоуглерод». Изд-во Тбилисского ун-та, 1970.
- Костюкевич В. В., Белова М. Н., Иванов И. Е.* Сцинтилляционный вариант радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста.— В сб. Радиоуглерод. Материалы Всесоюзн. совещания по проблеме «Вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли и радиоуглеродное датирование» Вильнюс, 1971.
- Костюкевич В. В., Дегтярева Г. П., Белова М. Н., Иванов И. Е., Босиков Н. П.* Радиоуглеродные даты Лаборатории Института мерзлотоведения СО АН СССР. Сообщение I. Тезисы докл. Всесоюзн. методического симпозиума.— Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии, в том числе и новейших образований. М., 1972.
- Godwin H.* Half life of Radiocarbon. Nature, 1962, vol. 195, N 4845, p. 984.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Горецкий Г. И.</i> Основные проблемы палеопотамологии антропогена	3
<i>Марков К. К.</i> Материковые оледенения и морские трансгрессии в плейстоцене	18
<i>Нейштадт М. И.</i> Вклад советских ученых в организацию и работу INQUA	28
<i>Чистяков А. А.</i> О русловом аллювии горных рек	43
<i>Шик С. М.</i> О стратиграфическом положении рославльских межледниковых отложений	54
<i>Чернов Г. А.</i> О четвертичных отложениях и геоморфологии Вангырского района Приполярного Урала	66
<i>Ченулите В. А.</i> Общие черты строения поверхности дочетвертичных пород и нижнеплейстоценовых отложений на территории Литвы	82
<i>Холмовой Г. В.</i> О развитии плиоценовой и раннеплейстоценовой гидросети в бассейне Верхнего Дона	89
<i>Юдкевич А. И.</i> О гранулометрическом составе пород роговской свиты среднего течения Печоры в связи с условиями их формирования	99
<i>Цейтлин С. М.</i> Геология пещерных палеолитических стоянок Алтая (бассейн р. Чарыш)	108
<i>Ренгартен Н. В., Раковец О. А.</i> Состав и условия формирования кайнозойской толщи района горы Острая Сопка (Алтайское Прииртышье)	116
<i>Зинова Р. А.</i> О палеогеографической обстановке севера Центрального Казахстана в позднем неогене и раннем антропогене	128

Научные новости и заметки

<i>Федоров П. В.</i> Новые данные о стратиграфии четвертичных отложений дна Керченского пролива	138
<i>Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д., Форова В. С., Виноградова С. Н., Рябинин А. Л.</i> О возрасте оледенений Таймырской депрессии. Первые радиоуглеродные даты	143
<i>Симонов А. Н.</i> О причинах повышенной засоленности донных морен Печорской низменности	147
<i>Васильев Ю. М.</i> О формировании плейстоценовых террас в долинах рек перигляциальной области	150
<i>Семеновко Л. Т., Козлов В. Б.</i> Об условиях залегания микулинских отложений у д. Лошаково на р. М. Коша	154
<i>Серебрянная Т. А., Ильвес Э. О.</i> Палинологические материалы по голоценовым отложениям района Верхней Оки	159
<i>Арбузова С. К.</i> Минералого-химические исследования бакинских пород в бассейне Нижней Волги	165
<i>Вислобокова И. А.</i> О новой находке <i>Archidiskodon gromovi</i> Garutt et Alexeeva в эоплейстоценовых отложениях юга Западной Сибири	171

Хроника

<i>Никифорова К. В.</i> О работе Международного Коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой»	177
<i>Стрелков С. А.</i> Проблемы четвертичной геологии на XXIV сессии Международного геологического Конгресса в Канаде	183
<i>Иванова И. К.</i> О работе IV Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода	188

Приложение

<i>Яхимович В. Л., Пишеничник В. С., Киекбаев И. Д., Шестопал Я. Л.</i> Радиоуглеродные даты полученные Лабораторией Института Геологии Башкирского филиала Академии наук СССР	195
<i>Арсланов Х. А., Астахов А. С., Козырева М. Г., Рубилин Е. В.</i> Радиоуглеродные датировки Лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ, Сообщение I	206
<i>Костюкевич В. В., Дегтярева Г. П.</i> Радиоуглеродные данные Лаборатории Института мерзлотоведения СО АН СССР, Сообщение II	210

**Бюллетень Комиссии
по изучению четвертичного периода № 42**

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР*

Редактор издательства *Б. С. Шохет*
Художественный редактор *С. А. Литвак*
Технический редактор *Т. С. Жарикова*

Сдано в набор 19/XII 1973 г. Подписано к печати 15/III 1974 г.
Формат 70×108³/₁₆. Бумага типографская № 2.
Усл. печ. л. 19,43. Уч.-изд. л. 19,1. Тираж 1100. Т-01780.
Тип. зак. 5722. Цена 1 р. 91 коп.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
33	23 св.	Н. Н. Сукачев	В. Н. Сукачев
41	19 сн.	Виггере	Виггерс
65	24 св.	Смолкова	Смоликова
119	4 св.	диктоэдрических	триоктоэдрических
125	19 сн.	кустарников	древесно-кустарниковая
125	18 сн.	формы	флоры
191	11 св.	INQUA	DEUQUA
207	21 сн.	куского	курского