9 - ФЕВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 27

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1962

Ответственный редактор
В. И. ГРОМОВ

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

Вл. ШИБРАВА

ОТЛОЖЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЧЕХОСЛОВАКИИ

Бóльшая часть территории Чехословацкой Социалистической Республики располагается в перигляциальной области, к югу от границы континентального оледенения. Скандинавский ледник проникал только в область Северной и Северо-Западной Чехии; в Северной же Моравии и Силезии он продвигался в предгорья Есеников и Бескидских гор. Через Моравские Ворота ледник подходил почти к главному Европейскому водоразделу, недалеко от нынешнего г. Границе, охватив частично также систему р. Бечвы.

С точки зрения четвертичной геологии особенно важное значение имеет изучение отложений континентального оледенения Чехословакии в областях Остравского района и Моравских Ворот. Здесь можно увязать системы континентального оледенения с перигляциальными образованиями Чешского массива. Через Моравские Ворота в Центральную Европу оледенение продвинулось наиболее далеко в южном направлении. Изучение его следов дает возможность сопоставить континентальное оледенение и систему террас этой области с системой дунайских террас и, таким образом, североевропейское оледенение с альпийским.

ОЛЕДЕНЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ ЧЕХИИ

Область континентального оледенения в Чехии до сих пор не подвергалась такому детальному исследованию, как, например, территория Моравии и Силезии. Геологическим картированием здесь было зафиксировано распространение флювиогляциальных и ледниково-озерных отложений. Некоторые авторы описывают местонахождения валунных глин и гляцио-тектонические нарушения. Мнения геологов и геоморфологов, работающих в Северной Чехии, иногда расходятся, в частности, в вопросе о распространении ледника и стратиграфического расчленения ледниковых отложений. В последнее время некоторые исследователи (В. Морх, З. Лохманн) отрицают присутствие ледника на указанной территории и высказывают мнение, что здесь сохранились только флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения его предфронтальной части. Доказательством этого они считают отсутствие здесь валунных глин и ледниковых форм рельефа.

Однако Северная Чехия до сих пор не подвергалась комплексному исследованию общеизвестными четвертично-геологическими методами. Обнаруженные в последнее время гляцио-тектонические нарушения и валунные глины у северной подошвы Ештедского нагорья подтверждают присутствие ледника на этой территории.

ОЛЕДЕНЕНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ МОРАВИИ И СИЛЕЗИИ

Изучением отложений покровного оледенения в северной Моравии и Силезии занимались австрийские, чешские и немецкие исследователи. Еще совсем недавно это были отдельные несистематические исследования, причем мнения авторов о возрасте и стратиграфии плейстоценовых отложений, а также о распространении отдельных оледенений сильно расходились (Šibrava, 1960б). К некоторым общим важным выводам пришли исследователи, работающие в более обширной Силезской области, как, например, К. Олбрихт, М. Шварцбах и П. Вольдштедт, которые выделили здесь несколько горизонтов валунных глин и таким образом пришли к заключению о нескольких трансгрессиях ледника на территории Силезии в эльстерское и заальское время. Это двукратное оледенение подтверждается палеонтологическими данными для территории, лежащей к северу от чехословацкой границы (Закатки, Гошиенцин). В частности, польские исследователи после Второй мировой войны опубликовали ряд геологических и палеонтологических работ, свидетельствующих о двукратном оледенении южной Польши (Rühie, 1955). О двух трансгрессиях ледника в предгорье Есеников свидетельствуют два горизонта моренных или флювиогляциальных отложений, разделенных так называемыми локальными галечниками, транспортированными из окраин нагорья.

Максимальное распространение ледника, проникшего глубоко к югу от Моравских Ворот, большинство исследователей относит к эльстерскому оледенению. Этот взгляд до сих пор удерживается также в современной немецкой и польской литературе.

За южный край заальского оледенения (варшавское I, по польской терминологии) большинством геологов принимается территория, располагающаяся к северу от чехословацкой границы (Klimaszewski, 1952; Schwarzbach, 1942; Woldstedt, 1950 и 1955 и др.); некоторые исследователи (Г. Линднер) считают конечной мореной заальского оледенения морену вблизи Хухелны [1], в то время как другие приписывают ей эльстерский возраст. Различные мнения о возрасте и распространении оледенения находим также у многих других авторов; в общем, преобладает мнение о максимальном распространении ледника во время эльстерского оледенения и несколько более ограниченное — в заальское время. Максимальное оледенение связывается с эльстерским временем главным образом по той причине, что в краевых областях оледенения сохранились в большинстве случаев только реликты ледниковых отложений или эрратические валуны. Предполагается, что отложения древнего эльстерского оледенения были уничтожены в период продолжительного (гольштинского) межледниковья.

В 1952—1960 гг. отделом четвертичной геологии при Центральном геологическом институте в Праге проводились комплексные исследования четвертичных отложений в районе г. Острявы и Моравских Ворот. Исследования, сопровождавшиеся многочисленными буровыми и зондировочными работами, принесли новые результаты, которые в значительной степени корректируют и меняют преобладающее до сих пор мнение о распространении оледенения и стратиграфии его отложений.

Общая характеристика ледниковых отложений Остравского района и Моравских Ворот

Отложения континентального оледенения, прикрытые обычно сплошным покровом эоловых лёссовидных суглинков, распространены почти повсюду в предгорье Есеников, Бескид и в районе Моравских Ворот. В большинстве случаев они залегают на отложениях тортона, выполняющих за-

[1] Хухелна — деревня на чехословацко-польской границе, расположенная к северу от г. Глючин.

карпатский прогиб. На востоке в основании ледниковых отложений наблюдаются породы карпатского типа, на западе они местами располагаются на сланцах и граувакках непродуктивного карбона, в западной Силезии — на кристаллических и девонских породах Грубего Есеника.

Литологически ледниковые отложения представлены ледниково-озерными глинами, ленточными глинами и песками, флювиогляциальными галечниками и валунными глинами, т. е. отложениями, хорошо известными во всех местах континентального оледенения.

Стратиграфия отложений континентального оледенения в районе г. Остравы и Моравских Ворот

С доледникового времени здесь (у северо-западного подножия Бескид и в Моравских Воротах) сохранились лишь некоторые реликты террас, в настоящее время приподнятых на несколько десятков метров над уровнем реки. Они относятся к древнему плейстоцену. Более точное стратиграфическое положение их пока не установлено.

Самыми древними отложениями континентального оледенения в районе г. Остравы являются отложения эльстерского оледенения, представленные ледниково-озерными, флювиогляциальными песками и серыми валунными глинами. Они, как правило, располагаются непосредственно на дочетвертичном основании; в отдельных случаях (например в районе Орлова и Шенова к востоку от г. Остравы) они имеют в своей подошве флювиальные галечники, состоящие в основном из галек и валунов бескидских пород. Отложение этих галечников мы относим к предледниковой фазе эльстерского оледенения. Они существенно меньше распространены, чем отложения галечников предледниковой фазы следующего, заальского оледенения.

Флювиогляциальные и ледниково-озерные осадки, отлагавшиеся перед лобовою частью континентального ледника в период его наступания, местами сохранились в депрессиях доледниковой поверхности и в наибольшем объеме — в субгляциальных рытвинах, проходящих по долинам крупных рек. Самой большой глубины субгляциальные рытвины достигают в районе г. Богумин (Ambrož, 1958) и близ г. Забржег к югу от г. Остравы. Пески, выполняющие эти рытвины, принадлежат (как это было доказано местонахождением валунной глины эльстерского оледенения у с. Лутыне в районе г. Богумина) к трансгрессивной и регрессивной стадиям этого оледенения.

На песках трансгрессивной стадии несогласно залегают валунные глины, достигающие в районе Глючина (в области морены напора) мощности 40 *м*. Над валунными глинами изредка встречаются реликты песков, отложенных еще во время отступления ледника.

Обнаруженные в районе Остравы валунные глины эльстерского оледенения имеют типичную окраску серых оттенков. Вопрос окраски эльстерских валунных глин в Германии и в Польше до настоящего времени является предметом многочисленных дискуссий между немецкими и польскими авторами. В Германии, например, серые валунные глины относят к эльстерскому оледенению М. Шварцбах (Schwarzbach, 1942) и П. Вольдштедт (Woldstedt, 1950). Серые валунные глины отмечены в основании большинства разрезов на территории Польши. Многочисленные польские исследователи также относят эти валунные глины к краковскому оледенению, представляющему собой эквивалент эльстерского. Например, А. Ян (Jahn, 1952) упоминает о серо-зеленом цвете валунных глин краковского оледенения. В. Околович (Okolowicz, 1952) приводит из окрестностей Торуни пять морен, из которых самая древняя серого цвета. С. Бенюшис

(Beniuszys, 1958) по разрезам окрестностей Гданьского залива отмечает развитие серой валунной глины, над которой располагаются валунные глины коричнево-желтого цвета, отделенные от серой валунной глины межледниковыми отложениями и т. д. Некоторые исследователи не соглашаются с мнением о стратиграфической принадлежности серых валунных глин к эльстерскому оледенению. Например, М. Климашевский (Klimaszewski, 1952) указывает, что на территории южной Польши такое определение возраста оказалось ошибочным; здесь серая морена переходит без какой-либо ясной границы в морену желтовато-бурого цвета [2].

Вопрос окраски валунных глин весьма сложен, и его решение для всей территории к северу от государственной границы Чехословакии еще потребует более детального изучения. Что касается Остравского района, то на основании изучения положения валунных глин в разрезе и их соотношения с остальными плейстоценовыми отложениями, можно утверждать, что серые валунные глины принадлежат здесь исключительно эльстерскому оледенению. Весьма вероятно, что окраску валунных глин можно использовать в качестве критерия в областях с одинаковыми геологическими, геоморфологическими или палеоклиматическими условиями, в частности на территории со сходными подстилающими дочетвертичными породами.

Соотношение отложений эльстерского и заальского оледенений на территории Остравского района и Моравских Ворот устанавливается как по геологическим, так и по палеонтологическим признакам. Геологические признаки основаны на размещении валунных глин в разрезе. Так, серые валунные глины эльстерского оледенения (если исключить локально развитые отложения эльстерской трансгрессивной стадии), образуют основание отложений континентального оледенения, в то время как желто-бурые валунные глины заальского оледенения представляют, как правило, их поверхностные слои. Особенно важно соотношение валунных глин с флювиальными галечниками забржежской террасы р. Опавы (J. Macoun, V. Šibrava, 1961), а также остравской террасы р. Одры. К востоку от Остравы отложения эльстерского и заальского оледенений отделены межледниковыми отложениями, фитопалеонтологически обработанными В. Кнебловой (Knebl ová, 1959). Ископаемый торфяник покрывает здесь серые валунные глины эльстерского оледенения и подстилает отложения заальского оледенения. Для времени гольштейнского межледниковья предполагается наличие значительной эрозии и денудации, которые уничтожили бóльшую часть отложений эльстерского оледенения, в особенности отложения его трансгрессивной стадии. В районе Моравских Ворот к этому межледниковью относится самое интенсивное углубление речных долин.

Наиболее ярко на территории Чехословакии отразился следующий холодный период, отвечающий заальскому оледенению [3]. Начало холодного заальского периода в Остравском районе, в частности в предгорье Бескидских гор и Одерских холмов, характеризуется мощной флювиальной и флювио-пролювиальной аккумуляцией галечников, образовавшей у под-

[2] Этот переход серого цвета валунной глины в желтовато-бурый может оказаться мнимым, так как валунные глины, залегающие на поверхности, могли приобрести рыжеватую окраску в результате процессов выветривания.

[3] Относительно стратиграфического положения заальского оледенения полигляциалистам до сих пор не удалось добиться полного единогласия, в частности, в вопросе о так называемом вартинском оледенении или стадии. По П. Вольдштедту (1954), стадия варта представляет второе холодное отклонение в заальское время; В. Зёргель (1939) и Ф. Цейнер (1954) относят стадию варта к самому древнему вюрму. В последнее время на отдельных территориях, охваченных континентальным оледенением, появляется ряд местных стратиграфических схем, взаимная параллелизация которых временами бывает очень трудной. В 1961 г. на VI Конгрессе INQUA в Польше господствовало представление о принадлежности так называемой стадии варта ко второй половине заальского оледенения.

восточных Бескид мощные галечниковые покровы в форме обширных конусов выноса, переходящих в северном направлении в песчано-галечные террасы рек. В предгорье Есеников наиболее четко развит остравский аллювий, так называемая остравская пролювиальная сухая дельта (Žebera, 1955). Здесь наблюдается четко развитый уступ забржежской террасы на р. Опаве. В Моравских Воротах указанным террасам отвечает радславский уступ на р. Бечве (Tyráček, 1960). Из сказанного видно, что аккумуляция отложений указанных террас связана с предледниковой фазой, т. е. с периодом изменений климата и увлажнением его на переломе холодного и теплого периодов. Весьма вероятно, что отложение террасовых песчано-галечных образований началось уже в конце эльстерского межледниковья вслед за эрозией, сильно углубившей речную долину в Моравских Воротах. Флювиальные и пролювиальные процессы были прерваны деятельностью ледника, в результате которой появились флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения, прикрываемые несогласно налегающей на них желто-бурой валунной глиной. На некоторых разрезах к северу от г. Опавы можно наблюдать смешение флювиальных галечников, с флювиогляциальными и ледниково-озерными песками и галечниками, выражающее угасание флювиальных процессов и наступание отложений ледникового периода, т. е. борьбу между речными и ледниковыми отложениями, как это представляет себе П. Вольдштедт (Woldstedt, 1955).

Терраса предледниковой фазы заальского оледенения в районе Остравы наиболее четко выступает на реках Одре, Остравице и Опаве. Стратиграфически эта терраса расположена между отложениями эльстерского и заальского оледенений и приподнята на 10—15 *м* над уровнем реки; она соответствует «интергляциальной» террасе Сиегорта и Вейссермела, а также «средней», или «главной» террасе, образующей важный стратиграфический горизонт в краевых областях заальского оледенения, который описан несколькими авторами (сравни — Woldstedt, 1955).

Собственно ледниковые накопления заальского оледенения начали отлагаться в виде флювиогляциальных и ледниково-озерных отложений в трансгрессивной стадии. В Остравском бассейне в лобовой части ледника в то же время образовалось обширное ледниковое озеро, доказательством чего является переслаивание ледниково-озерных и ленточных глин, перекрытых толщей горизонтально наслоенных озерно-ледниковых песков. Обширная аккумуляция галечников предледниковой фазы образует основную галечниковую толщу, распространенную почти по всему Остравскому району, вследствие чего здесь отмечается правильная стратиграфическая последовательность отложений (галечники, ленточные глины, пески), установленная К. Жеберой (Žebera, 1955). На этой толще несогласно залегает желто-бурая валунная глина заальского оледенения. Местами здесь еще сохранились пески, оставшиеся после регрессии ледника, однако большая их часть подверглась денудации.

Кроме указанного Остравского седиментационного бассейна, в частности в Глучинском и Остравском районах и далее к западу в предгорье Есеников, стратиграфическая последовательность отложений континентального оледенения менее ясна: флювиогляциальные отложения неравномерно переходят в ледниково-озерные, местами наблюдается чередование флювиогляциальных галечников, песков и ледниково-озерных песков и ленточных глин. На этой территории четко развиты отложения обоих оледенений, отделяемые забржежской террасой р. Опавы.

Через территорию Опавского и Глучинского районов с запада на восток к Остраве и Шенову и еще дальше к востоку проходит полоса конечной морены напора, названной, по г. Глучину, глучинской лобовой напорной мореной. Морена, часть которой уже ранее была описана немецкими авто-

рами как «кухелнауерская конечная морена», считалась ими южным краем заальского оледенения. Однако исследования последних лет показали, что в данном случае это не конечная морена максимального распространения ледника, а морена напора, образование которой обусловлено неровностями предледниковой поверхности — третичными валами, проходящими по территории Глючина и Опавы с востока на запад (J. Macoun, V. Šibrava, 1958a, 1960). Ледник перекрыл эту морену, частично ее разрушил и проник далее к югу.

Прослеживая отложения обоих оледенений более детально, мы увидим, что на территории Чехословакии есть только одно местонахождение валунных глин, отвечающее эльстерскому оледенению. Хотя в некоторых скважинах в валунных глинах встречаются прослои флювиогляциальных и ледниково-озерных песков, их невозможно связывать с отдельными фазами наступания и отступания ледника или же считать их местными осцилляциями. Все это можно явно наблюдать на разрезах, составленных по буровым выработкам на большой территории, протягивающейся от чехословацко-польской границы в предгорья Одерских холмов. Залегание песка между валунными глинами представляет собой часть морены, образующей линзы разной величины или же глыбы аллохтонного материала, которые в период трансгрессии ледника были занесены в морену. Валунные глины эльстерского оледенения, проникшие на нашу территорию, находятся большей частью в областях, подвергшихся в свое время мощной гляцио-тектонической деятельности. Поэтому можно предположить, что территория Остравского района была охвачена единственной фазой самого древнего оледенения. Ввиду того, что древний ледник вторгался в пределы исследуемой территории лишь своим южным краем, необходимо решить вопрос о повторных фазах оледенения на территории, расположенной к северу от границы Чехословакии. Более сложна проблема расчленения заальского оледенения — второго, последнего оледенения, которое достигало территории Чехословакии. Все последующие оледенения, начиная с вартинского, распространялись лишь до ее пределов.

Доказательством отдельных трансгрессий и регрессий ледника в период заальского оледенения являются нарушения флювиогляциальных и ледниково-озерных отложений, проявляющихся на окраинах Остравского озерного бассейна в виде отложений так называемого галечника из окраин горного кряжа. Для окрестностей Вржесины на северо-восточном склоне Одерских холмов Я. Мацоун (Macoun, 1961) описал разрез, в котором три горизонта галечников отделены двумя толщами ледниково-озерных отложений. Два нижних горизонта относятся к периоду заальского оледенения, верхний отвечает вислинскому. Ледниково-озерные и флювиогляциальные отложения разделены толщами флювиальных и пролювиальных галечников (нижний горизонт галечников залегает всегда в основании валунных глин заальского оледенения). На территории Остравского района и Моравских Ворот (за исключением самых северных областей Глючина) не было больше обнаружено горизонтов валунных глин, можно предполагать, что первые климатические колебания, проявляющиеся отдельными отклонениями ледника, наступили в период, когда лобовая часть ледника располагалась еще севернее нашей территории или на ее самых северных окраинах. Ледник продвинулся наиболее далеко к югу во время последней фазы оледенения, оставив на поверхности желто-бурые валунные глины.

Гляцио-тектонические нарушения

Отдельные виды гляцио-тектонических нарушений на территории Остравского района и Моравских Ворот были выделены Я. Мацоуном и В. Шибрава (Macoun, Šibrava, 1958a и б).

Складчатость четвертичных и дочетвертичных слоев образовалась в результате тангенциального давления ледника. Самые значительные деформации слоев такого типа встречаются в области Глючинской лобовой напорной морены, где (в особенности в окрестностях Хухельны и Пиште на север от г. Глючина) были обнаружены смятые в складки плиоценовые галечники и фювиогляциальные пески. Складки, образовавшиеся под действием гляцио-тектонических процессов во флювиогляциальных или ледниково-озерных отложениях, как правило, сопровождаются рядом незначительных опусканий и разрывных нарушений, достигающих лишь нескольких сантиметров или же нескольких десятков сантиметров.

Слабые гляцио-тектонические нарушения, выраженные мелкими складками и неравномерной деформацией слоев, встречаются по всей области Глючина и Опавы в подошве валунных глин основной морены заальского оледенения. В нескольких местах на территории Глючина и Опавы были описаны глыбы более древних дочетвертичных или четвертичных отложений, надвинутые на более молодые отложения или заключенные в них. Самая крупная из глыб дочетвертичных пород (тортонские мергели) обнаружена в обнажениях песчаного карьера южнее г. Опавы (Šibrava, Kroutilík, 1957).

Тортонские мергели находятся здесь в кровле собранных в складки ледниково-озерных отложений заальского оледенения. Буровыми работами, произведенными в последнее время между городами Опава и Глючин, были обнаружены глыбы тортонских мергелей, заключенных в серых валунных глинах эльстерского оледенения.

Гляцио-тектонические нарушения наблюдаются по всей территории Остравского района и района Моравских Ворот, где они являются одним из доказательств непосредственного присутствия ледника в указанной области. Наиболее распространены они в районе развития глючинской морены напора; в районе распространения основной морены в Остравском бассейне и Моравских Воротах, гляциотектонические явления наблюдаются уже в значительно меньших размерах.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Как было уже сказано, в современной немецкой и польской литературе преобладало (и до сих пор преобладает) мнение о максимальном распространении ледника во время эльстерского оледенения. К эльстерскому оледенению относится также южная граница максимального распространения континентального ледника в Северной Чехии и Центральной Германии. В противоположность этому предполагается, что на территории северо-западной Европы самым обширным оледенением было заальское, в то время как на Европейской части территории СССР максимальным считается днепровское оледенение, сопоставляемое большинством авторов с альпийским рисским оледенением. В связи с этим предполагается, что границы заальского и эльстерского оледенений в северо-западной и восточной Европе (сравни Woldstedt, 1955) скрещивались, а эльстерское оледенение в Центральной Европе проникало в глубь Моравских Ворот.

Как уже было сказано, на территории Остравского района стратиграфический разрез указывает на развитие эльстерского и заальского оледенений. Эти оледенения отделяются одно от другого флювиальными галечниками заальской предледниковой фазы, образующими остравскую террасу на р. Опаве. Такая стратиграфическая последовательность обоих оледенений была прослежена до сих пор вплоть до линии северное подножие Одерских холмов — окраина г. Фулнек — нижнее и среднее течение р. Лучины и далее к востоку. К югу от этой линии вблизи сел. Ржепиште

В. Амброж (Ambrož, 1958) обнаружил дважды повторяющиеся свиты отложений (галечники, пески, ленточные глины), отвечающие двукратному оледенению, но уже без горизонта эльстерских валунных глин. В общем можно сказать, что к северу от указанной линии еще встречаются отложения более древнего оледенения, лежащие под флювиальными галечниками заальской предледниковой фазы, в то время как в южной части остравского бассейна и в районе Моравских Ворот развиты галечники остравской террасы, лежащие на дочетвертичном основании и перекрытые отложениями ранней фазы заальского оледенения. Из отложений эльстерского оледенения местами сохранились флювиогляциальные пески, не заходящие далеко к югу.

Соотношение отложений континентального оледенения обеих областей можно представить следующим образом:

Глучинский и Опаевский районы, северная часть Остравского района	Территория южной части Остравского бассейна, Моравские Ворота
Пески стадии отступания	Пески стадии отступания
Желто-бурые валунные глины	Желто-бурые валунные глины
Пески, галечники и леточные глины стадии наступания	Пески, галечники и ленточные глины стадии наступания
Речные галечники остравской террасы рек Одры и Остравицы, а также забржежской террасы р. Опавы	Речные галечники остравской террасы р. Одры
Межледниковые отложения в области Суха-Стонава	
Реликты песков стадии отступания	
Серые валунные глины	
Пески и галечники стадии наступания	
Галечники предледниковой фазы	
Тортонские отложения	Тортонские отложения

Такая стратиграфическая последовательность засвидетельствована многочисленными буровыми скважинами, пройденными в 1952—1960 гг. на всей территории Остравского района и Моравских Ворот. Совершенно ясно, что наиболее далеко к югу распространялось заальское оледенение, которое представляет собой максимальное оледенение на территории Чехословакии. Самые южные отложения заальского оледенения встречены в так называемых Порубских Воротах (вблизи г. Границе), через которые в свое время талые воды ледника проникли в систему р. Бечвы (Tyráček, 1960).

ОТЛОЖЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С ОТЛОЖЕНИЯМИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

На территории моравской части Чешского массива в предкарпатском прогибе отложения континентального оледенения можно увязать со стратиграфией перигляциальных областей, сопоставляя отложения террас во внеледниковых районах и районах, подвергнувшихся оледенению. Важным стратиграфическим горизонтом здесь является уступ террасы предледниковой фазы заальского оледенения, который можно сопоставить с террасами того же возраста на некоторых реках Чешского массива, относительно хорошо изученными. В Моравских Воротах этот уступ террасы можно сопоставить с террасой р. Моравы и через дунайские террасы попытаться связать континентальное оледенение с оледенением альпийским. Понятно, что решение этой задачи, которой будут заниматься сотрудники Центрального геологического института с 1961 г., сложное и встретит много затруднений.

Эпоха	Альпийское оледенение	Североевропейское оледенение по П. Вольдштедту		Отложения покровного оледенения и уступы террас в Остравском районе		Геологическая деятельность
Вюрм	Кульминационный (W_2, $W_{2/3}$, W_3) Готтвейгский интерстадиал $W_{1/2}$ Ранний (W_1)	Вислинское оледенение		Лёссовые глины Пески и галечники в долинах рек Остравского района Пасковские террасы на р. Остравице и р. Одре, Илешовицкая терраса на р. Опаве		Образование речных и эоловых отложений
	Интергляциал Рисс — Вюрм (R — W)	Эемское межледниковье		Межледниковые отложения		Эрозия, денудация, развитие почвенного горизонта
Рисс	Более молодая холодная фаза (R_3) Более молодая теплая фаза ($R_{3/3}$) Более древняя холодная фаза (R_2)	Заальское оледенение	Вартинское оледенение	Лёссовые глины		Отложения самых древних известных на данной территории лёссовых покровов
	Интерстадиал ($R_{1/2}$)		Интерстадиал	Интерстадиальные отложения		
	Более древний (R_1)		Заальское оледенение	Заальское оледенение	Отложения регрессивной стадии, желто-бурые валунные глины основной морены Отложения более молодой фазы трансгрессивной стадии Флювио-пролювиальные галечники из окраины гор. Отложения древней фазы трансгрессивной стадии Забржежская галечниковая терраса на р. Опаве, остравская — на реках Одере и Остравице, радславская — на р. Бечве.	Отступание ледника, образование морены напора и гляцио-тектонических явлений. Наступание и двухфазная осцилляция ледника. Речные отложения предледниковой фазы
Миндель	Интергляциал миндель-рисс (M—R)	Гольштинское (эльстер-заальское межледниковье)		Межледниковые отложения в области Суха-Стонава		Начало аккумуляции флювиальных галечников — образование торфяников, эрозия, денудация
	Более молодой (M_2) Интерстадиал ($M_{1/2}$) Древний (M_1)	Эльстерское оледенение		Эльстерское оледенение	Реликты отложений регрессивной стадии Серые валунные глины основной морены Отложения трансгрессивной стадии Речные галечники предледниковой фазы	Отступание ледника Образование гляцио-тектонических явлений, появление и выполнение субгляциальных рытвин, наступление ледника Речные отложения предледниковой фазы

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЧЕХОСЛОВАКИИ С ОЛЕДЕНЕНИЯМИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

На основании результатов проведенных исследований можно в общих чертах сопоставить эльстерское оледенение с краковским оледенением Польши, что подтверждается также данными изучения межледниковых отложений Польши, расположенных недалеко от чехословацкой границы. Отложения заальского оледенения стратиграфически отвечают варшавскому I оледенению, вследствие чего необходимо также и для территории Польши считать более обширным оледенение варшавское I, преобладающее над краковским. Возникает вопрос относительно номенклатуры обоих оледенений, до сих пор необъединенной даже для территорий, непосредственно связанных между собой. Будет весьма целесообразным найти новые обозначения для обоих оледенений, охвативших территорию Чехословакии.

Максимальное заальское оледенение Чехословакии отвечает максимальному днепровскому оледенению территории Советского Союза. Эльстерское оледенение соответствует, по-видимому, окскому, согласно схеме А. И. Москвитина (1954) [4].

На основании исследования четвертичных отложений Северо-Европейской низменности и их сравнения с отложениями террас Чешского массива в общих чертах можно провести сопоставление заальского оледенения Чехословакии с рисским оледенением Альп. Взаимоотношение отложений континентального оледенения и террас в Остравском районе и их сопоставление с североевропейским и альпийским оледенениями показано на прилагаемой стратиграфической таблице.

ЛИТЕРАТУРА

Москвитин А. И. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений и истории веков плейстоцена в Европейской части СССР. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел. геол., № 2, 1954.

Москвитин А. И. Современные представления о стратиграфическом делении и длительности плейстоцена. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 23, 1959.

Ambrož V. Subglaciální koryta na Ostravsku. Přírodovědecký sborník ostravského kraje, XIX, č. 2, Opava, 1958.

Beniuszys S. Nowy profil geologiczny plejstocenu wybrzeza zatoki Gdanskiej. Czasopismo geograficzne tom XXIX, Warszawa — Wroclaw, 1958.

Jahn A. Materialy do geologii czwartorzedu pólnocnej częsci arkusza 1 : 300.000 Zamosc. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 2, Warszawa, 1952.

Klimaszewski M. Zagadnienija plejstocenu poludniowej Polski. Z. badań czwartorzędu w Polsce, t. I, Warszawa, 1952.

Knebloví V. Entwicklung der Vegetation im Elster-Saale Interglacial im Suchá-Stonava Gebiet (Ostrava Gebiet). Anthropozoikum IX, Praha, 1959.

Macoun J. Vzájemnè souvislosti mezi sedimentací a klimatem v době sálského glaciálu na Ostravsku. Anthropozoikum IX, 1959, Praha, 1960.

Macoun J., Šibrava V. K otázce zalednění Hlučínska a Opavska; Anthropozoikum VII/1957, Praha, 1958a.

Macoun J., Šibrava V. Morénové sedimenty halštrovského zalednění na Hlučínsku. Věstník ÚÚG, XXXIII/1958, Praha, 1958b.

Macoun J., Šibrava V. Terasy řeky Opavy a jejich vztah k sedimentům kontinentálního zalednění. Anthropozoikum IX/1959, Praha, 1961.

Okolowicz W. Przycinki do znajomosci plejstocenu okolicy Torunia. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 2, Warszawa, 1952.

Rühle E. Stratygrafija czwartorzędu Polski w swietle publikacji w latach 1945—1953. Z badań czwartorzędu w Polsce t. 6, Warszawa, 1955.

[4] Хотя в последнее время А. И. Москвитин (1959) и провел новое сопоставление континентального оледенения на территории СССР с альпийскими оледенениями и днепровского оледенения с альпийским минделем.

Schwarzbach M. Das Diluvium Schlesiens. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie, 86 Beilage-Band, Abt. B. Stuttgart, 1942.
Soergel W. Das diluviale System. (I. Die geologischen Grundlagen der Vollgliederung des Eiszeitalters). Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Bd. XII, H. 34. s. I—VIII. Berlin, 1939.
Šibrava V. Uloženiny sálského zalednění u Fulneku. Přírodovědný časopis slezský, r. 1960, Č. I, Opava, 1960a.
Šibrava V. Vývoj výzkumů sedimentů kontinentálního zalednění na území ČSR. Praha, 1960b.
Šibrava V., Kroutilík V. Profil pleistocenními sedimenty v pískovně pod kopcem Šibeňák u Opavy. Přírodovědecký sborník ostravského kraje, r. 18/1957, č. 4, Opava, 1957.
Soldstedt P. Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart. 1950, 1955.
Soldstedt P. Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit im Norddeutschland. Eiszeitalter und Gegenwart, B. 4/5, Ohringen, 1954.
Stráček J. Nové názory o rozšíření maximálního zalednění v Moravské bráně. Přírodovědný časopis slezský, Opava, 1961.
Stremme F. Riss oder Würm? Eiszeitalter und Gegenwart, B. 4/5, Ohringen, 1954.
Svoboda K. Ostravské proluviální suché delty. Věstník Ústředního ústavu geologického, 30, Praha, 1955.
Svoboda K. Československo ve starší době kamenné. Praha, 1958.
Svoboda K., Šibrava V., Macoun J., Pokorný M., Ambrož V. Zpráva o výzkumu a mapování čtvrtohorních pokryvných útvarů na Ostravsku v r. 1954. Anthropozoikum, V/1955, Praha, 1956.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

Н. С. ЧЕБОТАРЕВА и В. И. ПАСЮКЕВИЧ

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ВАЛДАЙСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА ДВИНСКО-ДНЕПРОВСКОМ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Решающая роль валдайского оледенения в формировании современного рельефа северо-запада Европейской части СССР признается большинством исследователей. До настоящего времени в этой области сохранились в малоизмененном виде конечные морены и другие краевые морфологические образования, друмлины, разнородные котловины различного генезиса и иные формы рельефа ледникового и водно-ледникового происхождения. Тем не менее исследователи нередко сталкиваются с серьезными трудностями в интерпретации возраста и генезиса ледникового рельефа.

Положение границы максимального распространения валдайского ледника на Двинско-Днепровском междуречье у большинства исследователей не вызывает сомнения. Геологи (Мирчинк, 1928, 1930; Костюкевич-Тизенгаузен, 1932, и др.) считают, что валдайский ледник во время своего максимального продвижения, находясь в активном состоянии, оставил в районе г. Орши, у пос. Бабиновичи, севернее г. Рудня и других местах мощные конечные морены. Некоторые исследователи, в частности И. Н. Салов (1954, 1960), соглашаясь в целом с изложенной точкой зрения, отмечают, однако, что валдайский («калининский», как пишет И. Н. Салов) ледниковый покров в своей периферической части на северо-западе Смоленской области находился в пассивном состоянии, хотя он и оставил здесь конечные морены. Мощные краевые накопления, в частности севернее г. Рудни, представляют собой, по мнению И. Н. Салова, образования не только валдайского, но и московского ледника, причем главную роль в их формировании играл московский ледник. Валдайская морена на территории Смоленской области, по И. Н. Салову (1960), маломощна (максимальная ее мощность 10—12 *м*, а в периферической части оледенения не более 1—3 *м*).

В результате полевых исследований, проведенных авторами в последнее время на Двинско-Днепровском междуречье, получен новый фактический материал.

При интерпретации возраста морены и других четвертичных отложений большую роль играют межледниковые отложения. В настоящее время в области, подвергавшейся валдайскому оледенению, известно более 20 разрезов[1] с микулинскими (московско-валдайскими) межледниковыми отло-

[1] На Валдае — реки Полометь (Соколов, 1936), Льняная (устное сообщение И. В. Котлуковой), Куйсара (устное сообщение Д. Б. Малаховского); в верховьях Волги на р. Большая Дубенка, карьер у д. Сковорово (Чеботарева и др., 1961), в с. Микулино Смоленской области — Панская гора (Костюкевич-Тизенгаузен, 1932) и гора Мачеха (Кац и др., 1958). Витебская возвышенность — деревни Пушкари и Сапцы; Северо-Белорусская гряда, г. Дрисса (Цапенко, Махнач, 1959); в Каспляно-Двинской низине у д. Боярщина (Чеботарева, 1954) и д. Рясна (1957); в Приильменской низине у д. Сопки и д. Борисово (данные В. П. Гричука и Н. С. Чеботаревой); в Эстонской ССР д. Рынгу (данные К. К. Орвику, 1960); в Приневской низине на р. Мге (Знаменская, 1959) и др.

жениями, залегающими под мореной, из которых несколько разрезов находится на Двинско-Днепровском междуречье. Важным обстоятельством является то, что на Двинско-Днепровском междуречье разрезы с межледниковыми отложениями находятся в различных геоморфологических условиях — одни в области накопления основной морены, другие в краевой зоне пассивного ледника, а недавно стали известны разрезы межледниковых отложений в конечных моренах, созданных валдайским ледником, на-

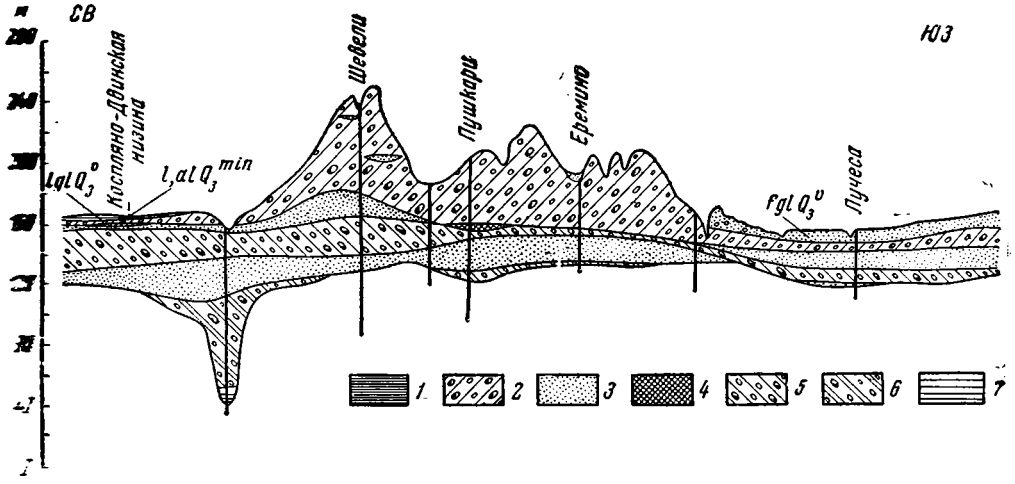


Рис. 1. Геологический профиль Витебской возвышенности (составила Н. А. Корина).
1 — озерно-ледниковые отложения валдайского ледника (lglQ$_3^w$); *2* — морена валдайского ледника (glQ$_3^w$); *3* — пески валдайского московского, днепровского ледника (fgl Q$_{3-2}^{W,M,}$ Dn); *4* — гиттии, торф микулинского межледниковья (l, alQ$_3^{mik}$); *5* — морена московского ледника (glQ$_2^m$) *6* — морена днепровского ледника (gl Q$_2$Dn;) *7* — озерные глины лихвинского межледниковья (lQ$_2^L$)

ходившимся в активном состоянии. Последние представляют особый интерес, поскольку не всегда бывает возможно выявить участие в них морен предшествующих оледенений, а следовательно и мощность валдайской морены, а также роль довалдайского рельефа в образовании конечноморенных гряд валдайского оледенения.

В 1959—1960 гг. в связи с проведением геологической съемки на Витебской возвышенности, одним из авторов было организовано бурение, установившее мощность четвертичных отложений в этом районе в 80—100 *м* и более. Расчленение четвертичных отложений вызвало большие трудности в связи с тем, что бóльшая часть толщи представлена однородным валунным суглинком. Решающее значение в этом отношении имели озерно-болотные отложения, обнаруженные в двух скважинах.

Так, скважина у д. Пушкари (рис. 1), расположенная в юго-западном борту Витебской возвышенности, вскрыла следующий разрез [2].

		Мощность, *м*
	1. Растительный слой	0,05
lQ_4	2. Торф темно-бурый, сфагново-осоковый, средне и хорошо разложившийся, в низах интервала — черный	2,95
lQ_4	3. Супесь светло-серая, пятнами белесая, тонкая, слюдистая, содержа-	

[2] Следует отметить, что в системе Белглавгеологии при индексации четвертичных отложений до сих пор используется альпийская схема (миндель, рисс, вюрм) что вряд ли целесообразно. Поэтому в своей статье авторы опираются на стратиграфическую схему четвертичных отложений, принятую Геологическим управлением центральных районов для своей территории (Шик, 1958).

щая многочисленные растительные остатки и мелкие отложения озерно-болотного мергеля 1,00

glQ_3^w 4. Супесь коричневато-бурая, на отдельных участках темно-бурая, грубая, плотная, содержащая довольно многочисленные включения остроугольных, преимущественно мелких гравийных зерен гранита и округленно-угловатой и угловатой гальки доломита 43,50

l,alQ_3^{mik} 5. Песок буровато- и серовато-желтый, мелко- и среднезернистый, пылеватый, кварцевый с редкими зернами полевых шпатов и темноцветных минералов, хорошо окатанный, участками глинистый, вероятно за счет загрязнения глинистыми растворами при бурении 1,50

l,alQ_3^{mik} 6. Песок светло-серый, прослоями белесоватый, мелко- и тонкозернистый, кварцевый, с единичными зернами темноцветных минералов, в отдельных прослоях сильно гумусированный 1,90

hQ_3^{mik} 7. Гиттия торфянистая и торф темно-бурый (до черного), плотный, сфагново-осоковый, хорошо разложившийся, изредка встречаются кусочки обуглившейся древесины 1,0

glQ_2^M 8. Супесь коричневато-бурая с серым оттенком, грубая, карбонатная, плотная, содержащая довольно многочисленные мелкие, реже средние и крупные угловатые остроугольные и округленно-угловатые гравийные зерна кварца, гранита, доломита, полевых шпатов и единичную угловатую и округленно-угловатую гальку доломита 4,1

$fglQ_2^M$ 9. Песок буровато-желтый, крупно- и среднезернистый, полевошпатово-кварцевый, с многочисленными зернами темноцветных минералов 26,5

glQ_2^{Dn} 10. Супесь темно-серая, грубая, плотная, содержащая многочисленные мелкие (0,1—0,3, реже до 1,0 *см* в диаметре) угловатые и остроугольные обломки доломита, реже гранита и кварца 2,5

D_3^{fr} 11. Доломит 8,0

Как видно из описания, озерно-болотные отложения (слои 5—7) залегают здесь под толщей валунной супеси мощностью 43,5 *м*.

Полученная В. П. Гричуком из этих отложений спорово-пыльцевая диаграмма отразила конец климатического оптимума микулинского межледниковья — максимумы липы, граба, а также фазу верхней ели. Кроме того, на диаграмме отражено следующее за межледниковьем резкое похолодание, которое, видимо, можно сопоставить с первым надвиганием валдайского ледника, значительно менее распространенным, чем последующие, и не выраженным поэтому в современном рельефе.

Другой разрез расположен в восточной части той же возвышенности у д. Сапцы. Здесь скважиной были вскрыты следующие породы.

Мощность, *м*

hQ_4 1. Песок грязно-серый, мелкозернистый, глинистый, гумусированный, с многочисленными растительными остатками 2,0

glQ_3^w 2. Супесь коричневато-бурая, моренная, с включением мелкого гравия и гальки изверженных и осадочных пород размером до 7 *см*. Гравий в основном представлен обломками осадочных пород 9,2

$lglQ_3^w$ 3. Глина шоколадно-коричневая, с неясно выраженной слоистостью. На контакте с выше- и нижележащей моренной супесью в глине встречаются редкие включения мелкого гравия 1,8

glQ_3^w 4. Супесь буровато-коричневая, в нижней части интервала более светлая, моренная, с включением мелкой гальки (до 4 *см*) изверженных и осадочных пород. Галька хорошо окатана, реже угловатая 16,3

$interst.Q_3^w$. 5. Песок буровато-желтый, разнозернистый с преобладанием среднезернистого, полевошпатово-кварцевый, плохо отсортированный, угловато-, реже плохо окатанный, с обильным включением (до 40%) гравийных зерен кварца (преобладает), полевых шпатов, темноцветных минералов доломита. Зерна размером от 1 до 10 *мм*, плохо и угловато окатанные. Изредка встречается мелкая галька доломита 5,5

$gl Q_3^w$ 6. Супесь коричневато-бурая, сильно карбонатная, с редким включением угловатоокатанных зерен гравия и гальки (до 1 *см*) доломита 2,3

interst. Q_3^w 7. Песок белый, с глубины 38,4 *м* буровато-желтый, тонкозернистый, переходящий в мелкозернистый, кварцевый, с зернами полевого шпата, к низу слоя полевошпатово-кварцевый, хорошо сортированный, средне окатанный, с редкими включениями мелких гравийных зерен кварца, темноцветных полевых шпатов, карбонатный . . . 2,8

$gl Q_3^w$ 8. Супесь серовато-бурая, моренная грубая, плотная, на контакте с выше- и нижележащими слоями выветрелая, сильно карбонатная, с обильным включением гравийных зерен (от 1 до 100 *мм*) кварца, полевых шпатов, доломита (преобладает). Гравийные зерна плохо окатанные . . . . . .

Встречаются плохо и угловатоокатанная галька (до 5 *см*) доломита и гранитоидов примерно в равных соотношениях.

В интервале 44,4—45,0 *м* пройден валун гранитового состава, а в интервале 53,4—53,7 *м* — валун доломитового состава 15,1

l, al Q_3^{mik} 9. Супесь светло-серая, во влажном состоянии темно-серая, тонкопесчанистая, некарбонатная, без включений 1,1

l, al Q_3^{mik} 10. Песок светло-серый, тонкозернистый, кварцевый с зернами полевого шпата, хорошо отсортированный, хорошо окатанный, некарбонатный, без включений 1,0

11. Супесь светло-серая, местами темно-серая, гумусированная, тонкая, некарбонатная, без включений 1,6

12. Песок светло-серый, во влажном состоянии темно-серый, тонкозернистый, кварцевый с зернами полевых шпатов и слюды, хорошо отсортированный, угловато и хорошо окатанный, некарбонатный, без включений 7,0

13. Супесь буровато-серая, тонкая, плотная местами пористая, без грубых включений, с плохо разложившимися растительными остатками 2,0

hQ_3^{mik} 14. Торф темно-бурый (до черного), хорошо разложившийся . . . 1,0

$lgl Q_2^M$ 15. Супесь зеленовато-серая, моренная, плотная, сильно карбонатная, со значительным включением гравия (от 1 до 10 *мм*), кварца, полевых шпатов, доломита (примерно в равных количествах). Зерна гравия плохо окатаны, реже угловатоокатанные. Встречается плохо окатанная галька доломита, гранита, гнейса размером до 3 *см* 6,5

$lgl Q_2^M$ 16. Глина буровато-коричневая, ленточная, плотная, слабослюдистая, карбонатная, без включений 2,0

$lgl Q_2^M$ 17. Песок серовато-кремовый, тонкозернистый, кварцевый с зернами полевого шпата и чешуйками слюды, хорошо отсортированный, некарбонатный, слабогумусированный, без включений 3,0

$lgl Q_2^M$ 18. Супесь серовато-желтая, тонкая, плотная, местами тонкослоистая, иногда пористая, слюдистая, слабогумусированная, карбонатная 7,2

$gl Q_2^M$ 19. Супесь буровато-серая, моренная, сильно карбонатная, с обильным включением плохо окатанных гравийных зерен кварца, полевых шпатов, гнейса, доломита (до 1 *см* в поперечнике) и гальки (до 6 *см*) доломита (преобладает), гранита, гнейса. Галька плохо окатана, реже угловатоокатанная 1,8

$fgl Q_2^{Dn}$ 20. Песчано-гравийный материал, желтовато-бурый, глинистый, карбонатный, песок составляет 30% от общего объема породы, среднезернистый, полевошпатово-кварцевый, плохо сортированный, плохо окатанный. Гравийные зерна кварца, полевых шпатов, гранита, доломита разно окатаны, составляют до 60% от всего объема породы, их размеры от 1 до 10 *мм*.

Встречается галька (до 4 *см*) гранита, доломита (преобладает), гнейса 3,5

$gl Q_2^{Dn}$ 21. Супесь серовато-бурая, моренная, грубая, карбонатная, с гравием (до 5 *мм*) доломита (преобладает), кварца, полевых шпатов, с галькой до 4 *см* изверженных и осадочных пород. На контакте с лежащими ниже породами супесь переходит в галечник описанного состава 3,0

elD_3^{rf} 22. Кора выветривания доломита.

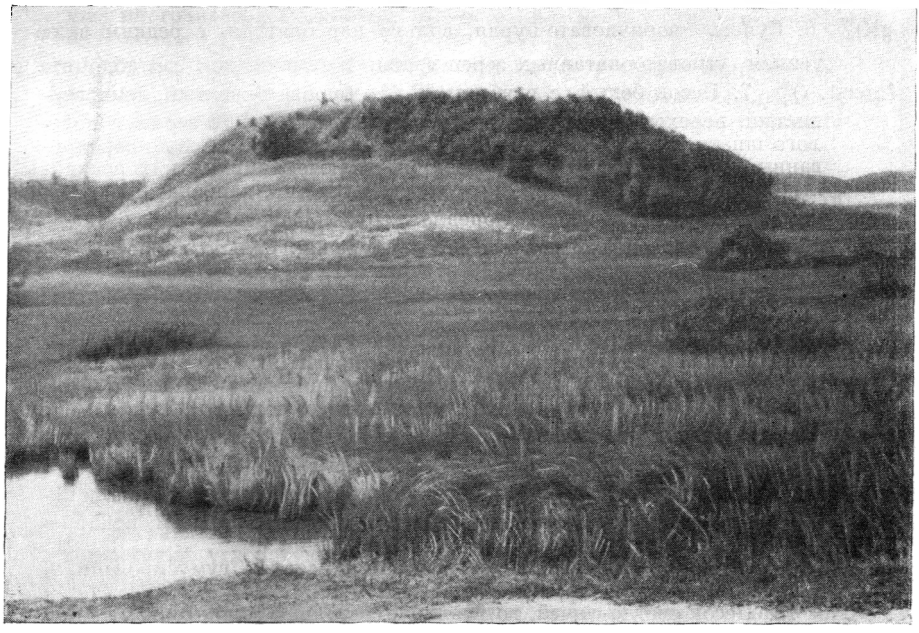


Рис. 2. Кам в ложбине у с. Микулино (фото В. П. Гричука)

Спорово-пыльцевые анализы[3] слоев 11—13, по мнению В. П. Гричука показали, что накопление озерно-болотных отложений происходило в тече ние того же межледниковья, что и в разрезе у д. Пушкари, захватив самый его конец.

Кроме того, в пределах Витебской возвышенности валдайская морена вскрыта еще целым рядом скважин: в районе д. Шевели, где мощность ее составляет 68,5 *м*, в районе д. Бычково — 53,1 *м*, в районе д. Еремино — 46 *м*, в районе д. Стасево — 40 *м* и т. д. Правда, в этих пунктах не встрече ны озерно-болотные отложения, подстилающие ее. Однако возраст этой морены бесспорен, так как речь идет о первой от поверхности морене дан ного района. Таким образом, мощность валдайской морены в пределах Ви тебской возвышенности колеблется от 40 до 60 *м*, а в некоторых места (д. Шевели) еще больше.

Поскольку в современном рельефе Витебская возвышенность под нимается над Каспляно-Двинской низиной на 100—120 *м*, и даже более ее следует считать краевым образованием валдайского ледника.

Следует заметить, что Витебская возвышенность не препятствовала распространению валдайского ледника. Во время максимального своего распространения валдайский ледник спускался значительно южнее, до стигая г. Рудни — с. Микулино, где, однако, он не оставил следов своей ак тивной деятельности — ни гляциодислокаций, ни конечных морен, хотя по следние и описывались здесь некоторыми исследователями, например А. В. Костюкевичем-Тизенгаузеном (1932). Полевые исследования, а так же просмотр аэрофотоматериалов по этому району, позволили установить ошибочность мнения о наличии здесь конечных морен, озов и т. п. Формы рельефа, принимаемые за конечные морены и озы, в действительности ока зались узкими водоразделами между сетью коротких узких ложбин, привя занных к крупным ложбинам. Весьма своеобразен рельеф ложбин, в кото

[3] Проведены в лаборатории Геологического управления центральных районов А. А. Гузман.

Рис. 3. Конечные морены у д. Курейшево (фото Н. С. Чеботаревой)

рых дольше всего задерживался лед. По склонам ложбин имеются камовые террасы, в днищах их — камы, озы, термокарстовые воронки и т. п. (рис. 2). Характерно, что валдайская морена, возраст которой установлен здесь благодаря наличию двух разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями у с. Микулино — Панская Гора (Костюкевич-Тизенгаузен, 1932) и горы Мачеха (Кац и др., 1958), обладает незначительной мощностью (0,4—3 *м*), сильной глинистостью и малым количеством обломочного материала. Перечисленные качества валдайской морены в окрестностях с. Микулино, вызванные, видимо, большой ролью воды во время ее накопления, послужили у некоторых исследователей основанием для сомнений в ледниковом генезисе этих отложений (Чеботарева, 1949).

Интересно отметить, что краевая зона максимального распространения валдайского ледника северо-западнее г. Орши имеет, по сравнению с окрестностями с. Микулино, совсем другой характер. Здесь, в районе деревень Высокое, Алантьево, Курейшево, Буда и др., в результате длительной задержки ледник оставил комплекс конечноморенных образований, окаймленных зандровыми равнинами (рис. 3). Мощность валдайских валунных суглинков у пос. Бабиновичи составляет 30 *м*, а у д. Панино достигает 64 *м*.

В заключение остановимся на районе Каспляно-Двинской низины, которая, так же как и Лучесинская, в валдайское ледниковье представляла собой область накопления основной морены. После отступания ледника к северо-западу Каспляно-Двинская низина покрывалась водами озерно-ледникового бассейна. Наличие здесь нескольких разрезов с микулинскими межледниковыми отложениями, например, у д. Боярщина (Чеботарева, 1959) и у д. Рясна (Кац и др., 1957, и др.), позволяет точно датировать покрывающую их морену. Мощность последней в Каспляно-Двинской низине незначительная, обычно 1—3 *м*, иногда чуть больше, а иногда морена валдайского оледенения отсутствует вовсе (Погуляев, 1955, и др.). Причиной последнего, видимо, является абразионная деятельность озерно-ледникового бассейна.

Сказанное позволяет сделать следующие выводы.

1. Характер краевой зоны валдайского ледника во время его максимального распространения на Двинско-Днепровском междуречье резко изменяется даже на близком расстоянии.

В районе, расположенном северо-западнее г. Орши, имеются классически выраженные конечные морены, зандровые равнины и другие формы

рельефа, типичные для краевой зоны ледника, находящегося в активном состоянии. Мощность валдайской морены здесь несколько десятков метров. В районе г. Рудня — с. Микулино конечноморенный рельеф отсутствует. Для этого района характерен сложный рельеф, созданный в условиях мертвого льда (камы, камовые террасы, термокарстовые воронки и т. п.). Широко распространены здесь различного типа ложбины, на склонах и днищах которых встречаются аналогичные формы рельефа. Валдайская морена маломощна.

2. Витебская возвышенность представляет собой мощное конечноморенное образование, созданное во время последующей за максимальной подвижкой ледника, которую следует сопоставлять с краевой зоной валдайского ледника у г. Городка со «стадией бюль», по Г. Ф. Мирчинку (1928).

3. Приведенные данные, показывая колебание мощностей моренных накоплений валдайского оледенения, вскрывают все богатство и разнообразие краевых образований валдайского ледника на разных стадиях его развития и не оставляют сомнения в его огромной рельефообразующей роли, что, конечно, не умаляет того большого значения, какое имел на распространение валдайского ледника дочетвертичный и довалдайский рельеф.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 46, 1950.

Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. Докл. АН СССР, т. 129, 1959, № 2.

Кац Н. Я., Кац С. В. и Салов И. Н. Новые разрезы рисс-вюрмских отложении. Гора Прялица на р. Меже и гора Мачеха (с. Микулино). Сб. научн. работ Смол. краев. научн.-исслед. ин-та, вып. 2, 1958.

Кац Н. Я., Кац С. В. и Салов И. Н. Рисс-вюрмские (микулинские) межледниковые отложения у д. Рясна Понизовского района, Смоленской области. Бюлл. МОИП, т. 32, 1957, № 2.

Костюкевич-Тизенгаузен А. В. Погребенный рисс-вюрмский (шельдский) межледниковый торфяник у с. Микулино. Путеводитель экскурсии 2-й Четвертично-геологической конференции для изучения четвертичных отложений Европы. Л.— М., 1932.

Мирчинк Г. Ф. О физико-географических условиях эпохи отложения верхнего горизонта лёсса на площади Европейской части СССР. Изв. АН СССР, серия VII, отд. физ.-мат. наук, 1928, № 2.

Мирчинк Г. Ф. Об определении южной границы ледника вюрмского периода. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 2, 1930.

Погуляев Д. И. Геология и полезные ископаемые Смоленской области, т. I. Смоленск, 1955.

Салов И. Н. О возрасте верхней морены северо-западной части Смоленской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1954, № 6.

Салов И. Н. Строительные материалы. Смоленск, 1960.

Соколов Н. Н. Условные залегания и возраст межледниковых отложений р. Пометь. Бюлл. МОИП, т. 14 (1), 1936.

Чеботарева Н. С. Граница распространения льдов в течение московской стадии днепровского оледенения. Вопросы географии, сб. 12, 1949.

Чеботарева Н. С. Новый разрез с днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями на р. Каспле у с. Верхняя Боярщина. В кн.: «Материалы по палеогеографии», вып. I. М., 1954.

Чеботарева Н. С. Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины. В кн.: «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». М., 1959.

Чеботарева Н. С., Недошивина М. А., Столярова Г. И. Московско-валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 26, 1961.

Шик С. М. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Европейской части СССР. Материалы по геол. и полезн. ископаемым центр. районов Европ. части СССР, вып. 1. М., 1958.

Orviku K. Eesti geologilisest arenquest antropogenis. Eesti Loodus, N 1, 1960.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

Б. И. ГУСЛИЦЕР и В. И. КАНИВЕЦ

ПЕРВАЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА НА ПЕЧОРСКОМ УРАЛЕ

Вопрос о первоначальном заселении человеком Севера является предметом научной дискуссии, возникшей еще во второй половине XIX в.

Многочисленные факты свидетельствуют о том, что в антропогене периоды наступания покровных ледников на Русскую равнину сменялись продолжительными межледниковьями, во время которых климат был не суровее современного. Теплее современного был, в частности, климат Европейского Севера в московско-валдайском межледниковье (Лаврова и Троицкий, 1960; Пономарев и Чернов, 1929). Находки на Крайнем Севере остатков плейстоценовой фауны (Смирнов, 1941) указывают на то, что в межледниковые века в высоких широтах обитали крупные животные, которые могли быть объектом охоты палеолитического человека. С. Н. Замятнин был убежден, что на Крайнем Севере будут найдены палеолитические стоянки. О возможности обитания палеолитического человека в Северном Приуралье писал и Г. А. Чернов (1947).

Несмотря на все сказанное, со времени открытия М. В. Талицким в 1938 г. стоянки в районе устья р. Чусовой (58° с. ш.) прошло свыше двадцати лет, а севернее этого пункта в Европе не было обнаружено никаких признаков обитания палеолитического человека.

По мнению авторов настоящей статьи, основной причиной того, что остатки палеолитических стоянок на Европейском Севере до настоящего времени не были известны, являются неблагоприятные условия для их сохранения.

В ледниковые века стоянки, располагавшиеся на различных террасах, механически разрушались покровным ледником или перекрывались мореной и другими отложениями ледникового происхождения.

Валдайский покровный ледник на северо-востоке Европейской части СССР имел небольшое развитие (Лаврова и Троицкий, 1960; Чернов, 1947). Большая часть территории бассейнов Вычегды и Печоры располагалась во внеледниковой зоне. Однако в это время в приледниковой зоне в связи с усилением процессов морозного выветривания и сноса со склонов происходила перегрузка рек обломочным материалом. В реках накапливался аллювий, слагающий ныне первую надпойменную террасу. Следует иметь в виду, что в межледниковья, в том числе и в московско-валдайское, в бассейнах верхней Печоры и верхней Вычегды, реки имели более глубокие долины, чем современные (Краснов, 1948). Нижние террасы московско-валдайского межледникового века вместе с расположенными на них остатками древних поселений оказались погребенными под толщей аллювия и ныне находятся ниже уреза современных рек.

Высокие боровые террасы бассейна р. Печоры, сформированные во время отступания московского ледника, в основном сложены песками. Они легко разрушались боковой эрозией рек, и вероятность сохранения палеолитических стоянок, располагавшихся у бровок этих террас, невелика.

Авторы пришли к выводу, что наиболее надежным путем поисков остатков обитания палеолитического человека в условиях Европейского Севера является обследование входных гротов горизонтальных пещер.

Летом 1960 г. два отряда Коми филиала АН СССР — геологический (под руководством Б. И. Гуслицера) и археологический (под руководством В. И. Канивца) произвели совместные раскопки во входном гроте Медвежьей пещеры на верхней Печоре. В результате раскопок в основании пещерных отложений были обнаружены остатки верхнепалеолитической стоянки.

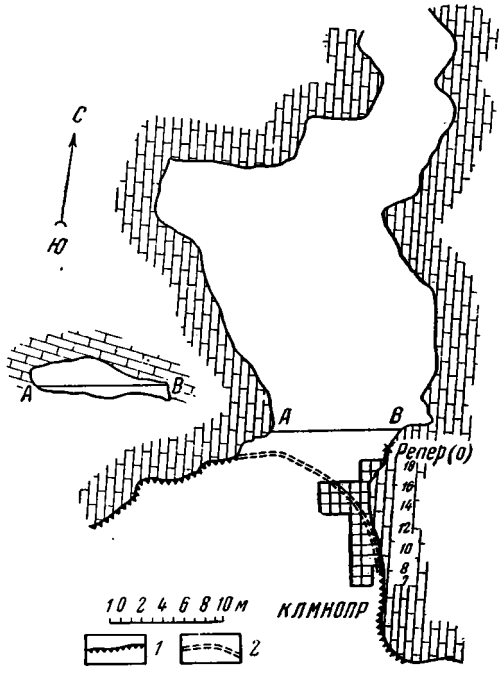


Рис. 1. План и поперечный разрез грота Медвежьей пещеры

1 — скалистый обрыв; *2* — граница нависания карниза

Медвежья пещера находится в западной увалистой полосе Северного Урала на правобережье верхней Печоры, в 16 *км* выше устья р. Большой Шежим, несколько севернее 62° с. ш. в пределах Печоро-Илычского государственного заповедника, в карстовом логу Иорданского. Вход в пещеру расположен в скалистом обрыве IX (55-метровой) террасы на высоте около 40 *м* над урезом межени Печоры.

Медвежья пещера не была известна жителям верховий р. Печоры. Обширный входной грот ее впервые был обнаружен в 1926 г. геологом Н. Н. Иорданским. В 1955 г. грот посетила В. А. Варсанофьева. В 1958 г. он был обследован Б. И. Гуслицером (1959), который обнаружил, что от грота в северном направлении простираются две сообщающиеся системы ходов. Общая длина грота и ходов составляет около 480 *м*. В восточной системе было обнаружено огромное скопление костей пещерного медведя. Кости в большом количестве лежали на поверхности дна пещеры и содержались в верхнем полуметровом слое пещерных отложений. Шурфовкой было установлено, что под верхним, относительно тонким слоем темного костеносного суглинка залегает мощная толща слоистых отложений водно-ледникового происхождения — песка, гравия, гальки, экзотических окатанных валунов. Этот материал был вмыт в пещеру через ныне закрытые поноры во время одного из оледенений, перекрывавших местность.

Входной грот Медвежьей пещеры, просторный и сухой, обращен на юг. Передняя часть хорошо освещается солнцем. Длина грота 38 *м*, наибольшая ширина 21 *м*, высота до 4,4 *м*.

В 1960 г. в передней части грота были произведены раскопки на площади 34 $м^2$. Раскоп заложен под современной линией нависания карниза у правой стены грота (рис. 1). В период обитания в пещере палеолитического человека этот участок находился под навесом, позднее передняя часть кровли грота обрушилась, и глыбы известняка перекрыли слои с ис-

копаемой плейстоценовой фауной и культурными остатками. Раскопки велись со скалистого ложа (плотика). Максимальная глубина раскопа в его северной части составляет 3,3 *м*, максимальная глубина в южной части — 1,9 *м*.

В отложениях грота Медвежьей пещеры в пределах раскопанного участка (сверху вниз по разрезу) прослеживается три четко выраженных горизонта (рис. 2).

I. Слой крупных глыб и щебенки известняка. Мощность горизонта уменьшается от северной части раскопа к южной с 1,5 до 0,6 *м*. В верхней половине слоя фаунистические остатки совершенно отсутствуют, в нижней половине среди щебенки и глыб встречаются раздробленные кости животных.

II. Слой серо-палевого щебенчатого суглинка. В северной части раскопа слой имеет мощность 1,35 *м*; к югу он выклинивается. Встречаются включения отдельных, преимущественно небольших глыб известняка. В нижней части слоя, особенно в западных квадратах, щебенчатый суглинок переходит в щебенчатую супесь. Песчаная фракция состоит в основном из зерен кварца и известняка. Встречено несколько хорошо окатанных галек, состоящих из пород, характерных для осевой зоны Урала и восточной части западной увалистой полосы. Слой густо насыщен костями и обломками костей верхнеплейстоценовых млекопитающих. В средней части раскопа в основании горизонта найдены три кремневых отщепа.

III. Слой бурого щебенчатого суглинка. Этот слой лежит непосредственно на плотике. В северной части раскопа он имеет мощность 1,5 *м*, в южной — 1,2 *м*, в середине восточного участка раскопа, где отчетливо выражен порог плотика, всего 0,2 *м*. Горизонт переполнен костями верхнеплейстоценовых животных. Некоторые из них расколоты человеком. Обращает на себя внимание присутствие огромного количества костей мелких грызунов (полевка, сеноставка) и многочисленных обломков сброшенных рогов молодых северных оленей. В рассматриваемом горизонте найдены остатки обитания человека — расколотые кремни, угли и др.

Поверхность плотика в пределах раскопанной площади представляет две полого наклоненные к югу площадки, разделенные широтным уступом.

Из раскопа, занимающего незначительную часть общей площади грота, извлечено около 25 100 костей. Часть их (1082) определена в Зоологическом институте АН СССР Н. К. Верещагиным. Они принадлежат следующим видам животных: Elephas primigenius Blum. (11 костей), Rhinoceros tichorhinus Fisch. (25), Bos aut Bison (12), Ovibos moschatus Zimm. (43), Equus caballus L. (65), Alces alces L. (5), Rangifer tarandus L. (379), Ursus spelaues Rossm. (138), Ursus arctos L. (2), Felis spelaea Goldf. (3), Canis lupus L. (44), Vulpes lagopus L. (114), Mustela erminea L. (1), Gulo gulo L. (89), Sciurus vulgaris L. (2), Martes sp. (2), Martes zibellina L. (1), Lepus timidus L. (89), Ochotona hyperborea Pall. (9), Arvicola terrestris L. (4), Microtinae (16). Собраны также кости птиц (111).

Распределение фаунистических остатков по горизонтам следующее. В третьем (нижнем) горизонте встречены кости всех упомянутых видов животных, за исключением бурого медведя. Во втором горизонте (серо-палевый щебенчатый суглинок) представлены волосатый носорог, мамонт, пещерный и бурый медведь, тигролев, овцебык, зубр или тур, дикая лошадь, северный олень, лось, волк, песец, заяц, белка, водяная крыса и птицы. В первом (верхний, глыбовый) горизонте найдены кости волосатого носорога, пещерного и бурого медведя, овцебыка, зубра или тура, дикой лошади, северного оленя, лося, песца, зайца, белки, водяной крысы

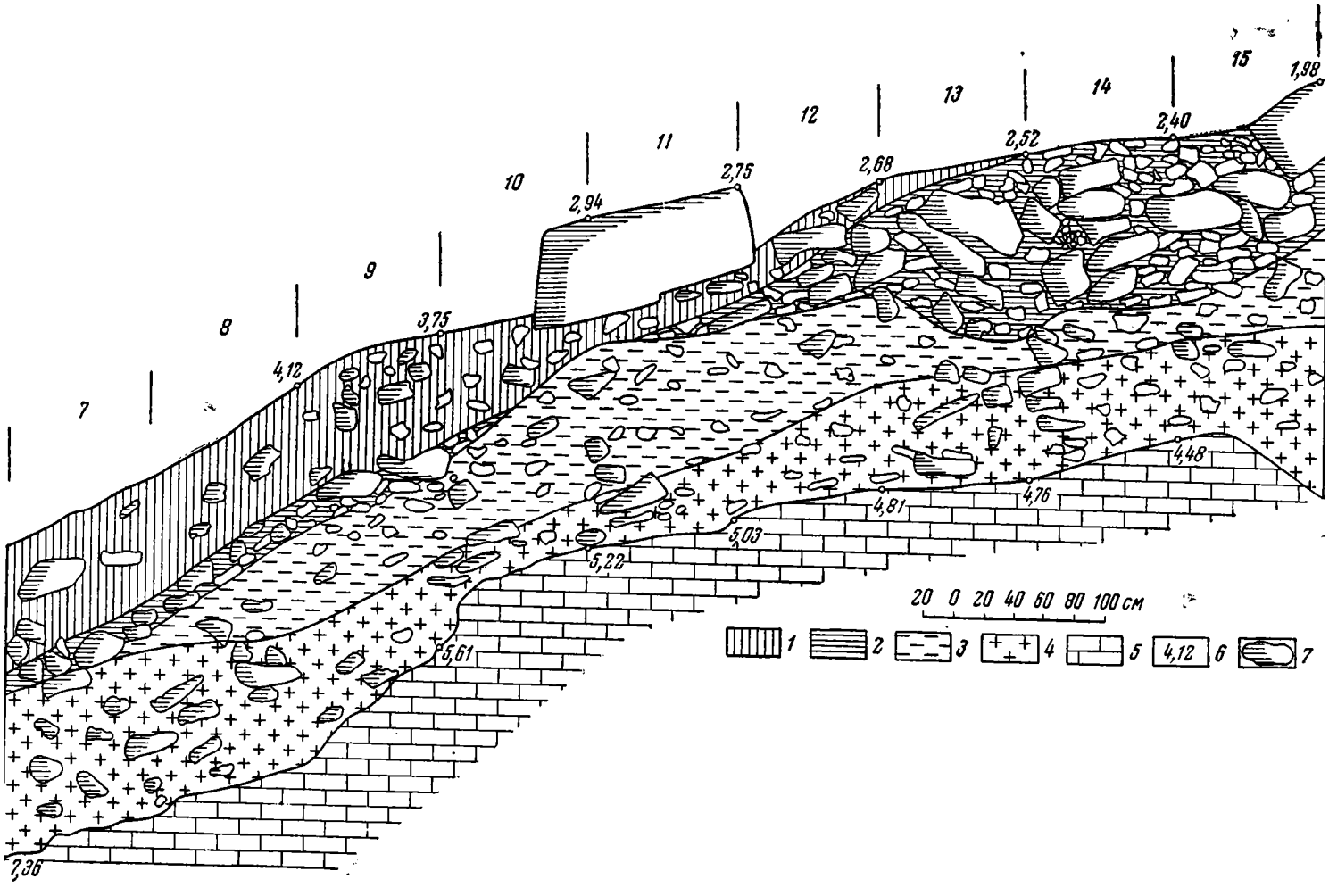


Рис. 2. Продольный разрез раскопа в Медвежьей пещере.

1 — гумусовая почва; *2* — глыбово-щебенчатый горизонт; *3* — серо-палевый щебенчатый суглинок; *4* — бурый щебенчатый суглинок;

и птиц. В обоих верхних горизонтах кости сеноставки и полевок пока не обнаружены.

Важно отметить, что и во втором и в первом (верхнем) горизонтах, располагающихся выше культурного слоя, обнаружены кости вымерших верхнеплейстоценовых животных. Наличие этих костей свидетельствует о древнем доголоценовом возрасте обоих горизонтов.

По-видимому, глыбовый горизонт был сформирован в перигляциальных условиях, для которых характерны активные процессы морозного выветривания, в эпоху последнего покровного оледенения.

Всего на площади раскопа 1960 г. в Медвежьей пещере найдено 59 кремней, расколотых человеком, и один отщеп из порфирита, по-видимому, также полученный искусственным путем. За исключением трех кремней (отщепов), обнаруженных в основании второго горизонта, материал собран из слоя бурого щебенчатого суглинка. По количеству найденного кремня Медвежья пещера среди уральских палеолитических памятников занимает пока второе место, уступая стоянке Талицкого.

В расположении материала в буром суглинке отчетливо выделяются две группы, одна из которых находится в северной части раскопа, на площадке, а другая — в южной части, ниже уступа. Почти все кремни залегали в сравнительно тонком горизонтальном или пологонаклонном пласте толщиной 0,40 *м*, что говорит о существовании непереотложенного культурного слоя. На южном участке появляются угольки, что, возможно, свидетельствует о близости кострища, и заметно увеличивается количество кремней. Для дальнейших раскопок наиболее перспективными представляются южное и юго-западное направления (от раскопа 1960 г.).

Исходным материалом для изготовления орудий служил кремень по крайней мере трех разновидностей: 1) плитчатый, полупрозрачный, зеленовато-серого цвета, изредка с желтоватым оттенком (54 экземпляра); 2) бурый или темно-серый, непрозрачный (3 экземпляра) и 3) темно-дымчатый полупрозрачный (1 экземпляр). Кроме того, имеется одна мелкая чешуйка темного, почти черного кремня, который, возможно, следует отнести к четвертой разновидности.

Порода первой разновидности встречается в полосе выходов девонских кремнистых плитняков, протягивающейся в предгорьях Урала в меридиональном направлении. В окрестностях пещеры плитчатый кремень имеется в обнажениях Гаревского носка на Печоре (на расстоянии 5 *км* от стоянки) и в аллювии речки Якова Рассоха, впадающей в Большой Шежим (в 15 *км* по прямой).

Нет никакого сомнения, что сырьем для орудия Медвежьей пещеры служил в основном плитчатый кремень.

Этот кремень отличается довольно высоким качеством, но обладает одним недостатком — он разбит трещинами напластования и кливажа на плитки. Из такого материала можно было получить орудия лишь небольшого размера, в связи с чем кремень из Медвежьей пещеры вообще мелкий.

Раскопки 1960 г. захватили, очевидно, окраину стоянки, что отразилось на характере собранного материала. Он представляет собой преимущественно отходы производства (нуклевидные обломки, отщепы, осколки и чешуйки). Орудия изготовлялись из отщепов и пластин. Всего собрано 14 пластин (включая обломки), длиной до 4,8 и шириной до 3,8 *см* (рис. 3, *2, 5*). Негативы таких пластин сохранились на двух нуклевидных обломках (рис. 3, *1, 4*) и одном поперечном сечении подобного нуклеуса.

В пещере найдено одно поврежденное режущее орудие, изготовленное из естественной плитки кремня (рис. 3, *1*). Длина орудия 6, толщина 0,4 *см*. Дугообразный рабочий край оформлен двухсторонней плоской

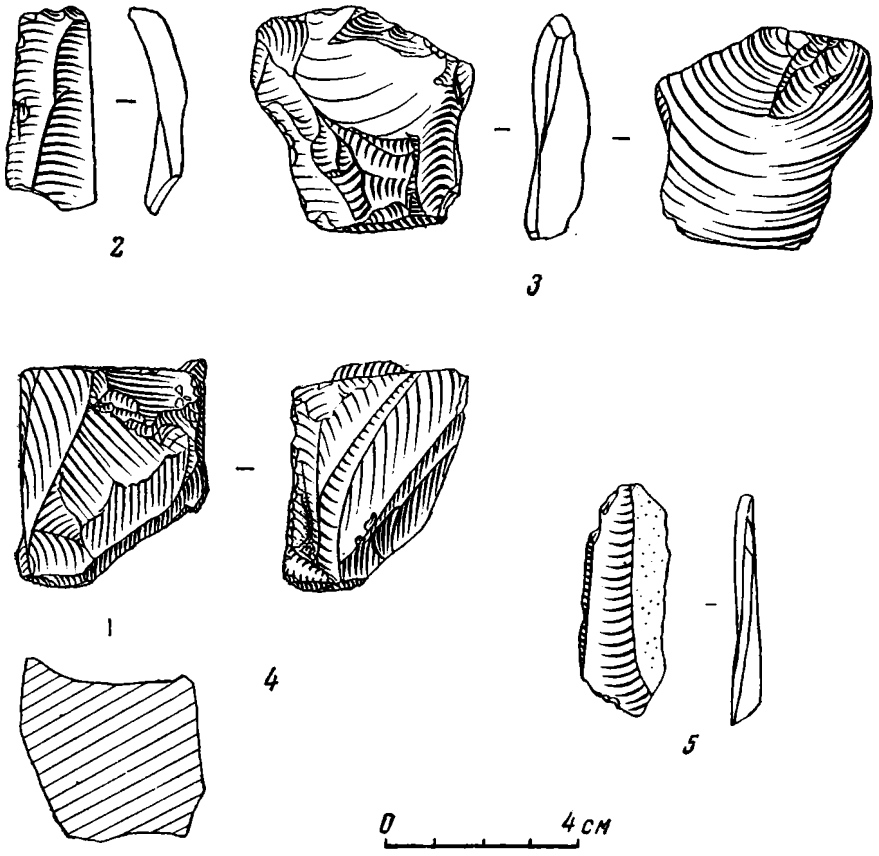


Рис. 3. Кремневые изделия из Медвежьей пещеры

1 — орудие с плоской затеской рабочего края; *2* и *5* — пластины; *3* — выемчатый скребок; *4* — нуклевидный обломок

ретушью («затеской»). Рабочий край затуплен при использовании орудия, но линейные следы отсутствуют.

Другое орудие, сделанное из отщепа, служило выемчатым скребком (рис. 3, *3*). Для скобления служила также одна из пластин (рис. 3, *5*), на краю которой заметны линейные следы использования (определение С. А. Семенова).

Костяных или роговых орудий на площади раскопа 1960 г. не найдено. Техника обработки кремня имеет в целом верхнепалеолитический характер.

Небольшое число и нетипичность кремневых орудий не дают пока возможности более точно определить археологический возраст стоянки. Учитывая статиграфическое положение материала и сопровождающий его фаунистический комплекс, можно думать, что стоянка в Медвежьей пещере старше памятников мадлена.

Палеолитическая стоянка, открытая в Медвежьей пещере (выше 62° с. ш.), является наиболее северным археологическим памятником плейстоценовой эпохи из известных в настоящее время.

Изучение этой стоянки еще только началось. Раскопана пока небольшая площадь, представляющая собой, по-видимому, край стоянки. Однако уже первые результаты работ свидетельствуют о значительной

ценности памятника. Наиболее важным результатом проведенных раскопок является установление факта, что человек в верхнепалеолитическую эпоху заселял и осваивал Север Европы.

Дальнейшее изучение четко выраженных слоев отложений Медвежьей пещеры, опирающееся на археологические и палеонтологические материалы, поможет решить некоторые вопросы во многом еще неясной четвертичной истории Европейского Севера.

ЛИТЕРАТУРА

Гуслицер Б. И. Медвежьи пещеры в бассейне верхней Печоры. В кн: «Спелеология и карстоведение». М., 1959.

Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000. Изд-во ВСЕГЕИ, 1960.

Краснов И. И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий. Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1, 1948.

Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд-во АН СССР, 1960.

Пономарев Т. Н. и Чернов А. А. Разведка на каменный уголь на р. Большой Инте в Печорском крае в 1927 г. Изв. Геол. ком. 1929, т. XVIII, № 9.

Смирнов В. И. Находки костей крупных четвертичных млекопитающих в Северной области. Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. 5, 1941.

Чернов Г. А. Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 9, 1947.

Чернов Г. А. Уньинская пещерная стоянка в бассейне Печоры. «Советская археология», 1960, № 2.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

П. Н. ЧИЖИКОВ

О РАСПРОСТРАНЕНИИ ПОКРОВНЫХ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Первые сведения о покровных лёссовидных суглинках как особом геологическом образовании появились еще в конце прошлого и в самом начале настоящего столетия. Им посвящена уже большая литература, существует несколько гипотез их происхождения. Однако до сего времени не выяснены ни их распространение, ни площади, ими занимаемые. В настоящий момент выяснение вопроса о распространении покровных суглинков стало необходимым не только с точки зрения общепознавательной теоретической, но и практической: существуют ли вообще «покровные суглинки» как особое геологическое образование? И поэтому очень важно определить, какое место занимает данная порода на карте страны.

Сомнение в существовании особой породы под названием «покровный суглинок» возникло давно, но лишь недавно близко подошел к выяснению этого вопроса Н. И. Николаев (1959). Это своевременное (правильнее сказать, запоздалое в нашей литературе) выступление Н. И. Николаева заслуживает самого внимательного отношения, так как возникшая в нашей науке неясность термина «покровный суглинок» приняла такой характер, что даже специалисты иногда не понимают, о каком образовании идет речь.

В настоящей статье я не могу останавливаться подробнее на понимании этого термина [1]. Отмечу лишь, что наиболее глубокое расхождение существует между двумя довольно широко распространенными взглядами.

Согласно одному из них, под этим термином принято понимать особое геологическое образование, наделенное целым рядом литологических особенностей, свойств и принадлежащее одному из генетических типов отложений, хотя и не выяснено, к какому именно.

Согласно другому мнению, к которому присоединился и Н. И. Николаев, термин «покровный суглинок» — собирательный. Под ним следует понимать разнообразные породы разного генезиса, объединенные лишь тем, что все они (суглинки) залегают у поверхности.

Однако последний взгляд, по нашему убеждению, возник без достаточных к тому оснований. Если обратиться к первоначальным представлениям о покровных суглинках и к большому количеству работ, которые последовали затем, то в них речь шла о довольно определенном и достаточно индивидуализированном образовании. Главная же причина смешения под одним термином литолого-генетического понятия с представлениями об условиях залегания близ поверхности, по нашему мнению, объясняется тем, что сам термин «покровный суглинок» — неудачный. В самом деле, словом «покровный» может быть определена всякая порода, залегающая у поверхности, слово «суглинок» также мало что разъясняет, так как суглинистыми могут быть самые разнообразные породы.

Чтобы сохранить преемственность с первоначальными взглядами на данное образование, которые складывались в работах Н. М. Сибирцева

[1] По этому вопросу нами опубликована специальная статья (Чижиков, 1961).

(1896), а затем в исследованиях по Смоленской области К. Д. Глинки (1901), А. В. Костюкевича (1915), речь должна идти не о всяком суглинке, расположенном у поверхности, а о суглинке крупнопылевом, лёссовидном. И пока придерживались такого представления о характере «покровного» суглинка, была некоторая определенность, тем более, что с лёссовым механическим составом породы связана целая серия других ее характерных признаков. Отняли у этого названия слово «лёссовидный» — и в сильной степени обезличили породу.

Позднее отступили и от первоначального представления о том, что данное образование приурочено к северной половине Русской равнины. Еще в самом начале изучения четвертичных отложений В. В. Докучаев (1886) в работах по Нижегородской губернии назвал эту породу, встреченную им в левобережье Волги, «северным суглинком». В этом названии можно усмотреть большое смысловое значение, так как суглинки левобережья Волги, распространяющиеся на север, очень существенно отличаются от карбонатных лёссовидных суглинков правобережья, уходящих на черноземный юг.

Одновременно со смоленскими исследованиями стали появляться сведения о местоположении покровных лёссовидных суглинков в северной нечерноземной полосе. Так, И. Л. Щеглов (1903) указывал на распространение их в бывшей Владимирской губернии, М. Ф. Колоколов (1903) — в Вологодской, Н. М. Тулайков (1903) — в Тверской. О распространении покровных суглинков далее на север и в Вологодскую область позднее писал А. А. Красюк (1927), а на территории Коми АССР их описывал Г. И. Огнев (1930); Г. П. Сафронов (1944) приводит данные о присутствии покровных лёссовидных суглинков уже совсем на далеком севере, под Воркутой. Наши недавние поездки на северо-восток, к Полярному Уралу, также подтвердили нахождение покровных лёссовидных суглинков на крайнем северо-востоке. Наряду с региональными работами, где конкретно указано на северное положение породы, то же самое признается и в работах общего характера — в работах А. Д. Архангельского, Л. С. Берга. Позднее, одновременно с возникшей неясностью в понимании термина «покровный суглинок», стали появляться указания на встречаемость покровных суглинков в южной половине страны. Так, они были показаны на первой карте четвертичных отложений Г. Ф. Мирчинка (1928), составленной по материалам почвенных исследований Европейской части СССР. «Покровные глины на моренах и на коренных породах» занимают всю центральную часть южной половины страны, захватывая на севере Московскую область и спускаясь почти до низовьев Дона. С покровными глинами объединены Г. Ф. Мирчинком и сыртовые глины Заволжья. Автор не объясняет, почему он одинаково называет «покровными глинами» породы средней части Русской равнины и так резко отличающиеся от них карбонатные породы юга. По-видимому, при составлении первых подобных карт главную роль сыграла неопределенность термина «покровные отложения» у авторов исходных материалов, которыми пользовался Мирчинк. (Особенно много неясного было в работах по Московской области.)

В последующее время указания на присутствие покровных суглинков в южной половине страны стали встречаться чаще. Так, Ф. Б. Мильков (1948) покровным суглинком называет породу, как он пишет, «облёссованную», карбонатную, расположенную на юге Рязанской области, Л. С. Осокин (1945) — на территории Воронежской области, а по К. И. Лукашеву (1955), покровные суглинки распространены на большей части черноземного юга и в Крыму. Так далеко отошли в настоящее время некоторые исследователи от первоначального представления о распространении покровных суглинков.

Одновременно с покровными глинами на карте Г. Ф. Мирчинка особо показаны «покровные лёссовидные суглинки». Они располагаются на западе Московской области, в Смоленской области, на восточной окраине Белоруссии; здесь, кроме них, выделен также «суглинистый и супесчаный лёсс». На восток от Московской области разрозненные пятна покровных суглинков уходят в Поволжье, а на севере, в соответствии с данными А. А. Красюка — в Вологодскую область, где они названы автором «лёссовидными суглинками Грязовецкого района».

На картах четвертичных отложений, составленных под редакцией С. А. Яковлева и изданных в 1932, 1950, 1956 гг., порода не называется покровным суглинком; она отнесена к флювиогляциальным отложениям. Только на небольшой карте масштаба 1 : 10 000 000 (помещена в учебниках почвоведения) эта порода названа покровным суглинком. Здесь покровный суглинок занимает северное положение, которое было показано на карте Г. Ф. Мирчинка, породы, расположенные к югу от Московской области, т. е. лёссовидные суглинки, содержащие карбонаты, автором объединены с лёссовидными породами юга под названием «проблематические отложения».

На карте более позднего времени, составленной Л. С. Бергом (1947), породу северной половины страны, названную Г. Ф. Мирчинком «лёссовидным суглинком», а С. А. Яковлевым — «флювиогляциальными отложениями», автор называет «покровным суглинком». Эта порода также далеко уходит на северо-восток, как и на карте Яковлева. Как видно, давая такое название породе, Л. С. Берг подчиняет ее местоположение своей идее, согласно которой покровные суглинки на севере являются породой, еще не достигшей той степени зрелости, которая позволила бы назвать ее «породой лёссового типа». Среди покровных суглинков на карте Л. С. Берга мы также видим лёссы, которые показаны в Смоленской, Владимирской и Ярославской областях.

На карте, составленной Б. Ф. Добрыниным (1948), нет тех названий, которые встречаются на предыдущих картах. Данная порода здесь названа «суглинком водоразделов, частично элювиально-делювиальным, частично флювиогляциальным вюрмского времени». Под таким названием Б. Ф. Добрыниным объединены и некарбонатные лёссовидные суглинки Вологодской области и лёссовидные карбонатные суглинки Курской и Воронежской областей.

Таким образом, и данные о распространении покровных суглинков на картах четвертичных отложений показывают несогласованность в употреблении термина «покровный суглинок», когда одинаково именуют и карбонатную породу юга и далеко уходящую на север совершенно другого облика некарбонатную породу. Показанные на картах названия еще раз свидетельствуют о том, что термин «покровный суглинок» неудачен, и мы так же, как и Н. И. Николаев, хотя и по другим мотивам, предлагаем от него отказаться.

Однако было бы ошибкой, если вместе с отказом от этого термина мы согласились с тем, что под таким названием не существует какого-либо особого геологического образования. Этому прежде всего противоречит все показанное на просмотренных картах, на которых мы видели, что несмотря на противоречия в названиях, местоположение породы фиксируется на севере на одних и тех же местах и даже контуры их распространения в той или иной мере совпадают с первой картой Мирчинка. Вместе с тем все авторы карт подходят к данному образованию с генетической точки зрения, а не с точки зрения условий его залегания близ поверхности.

Эта порода имеет хорошо выраженные признаки, но при небольшой в среднем мощности сильно изменена на значительную глубину процессом

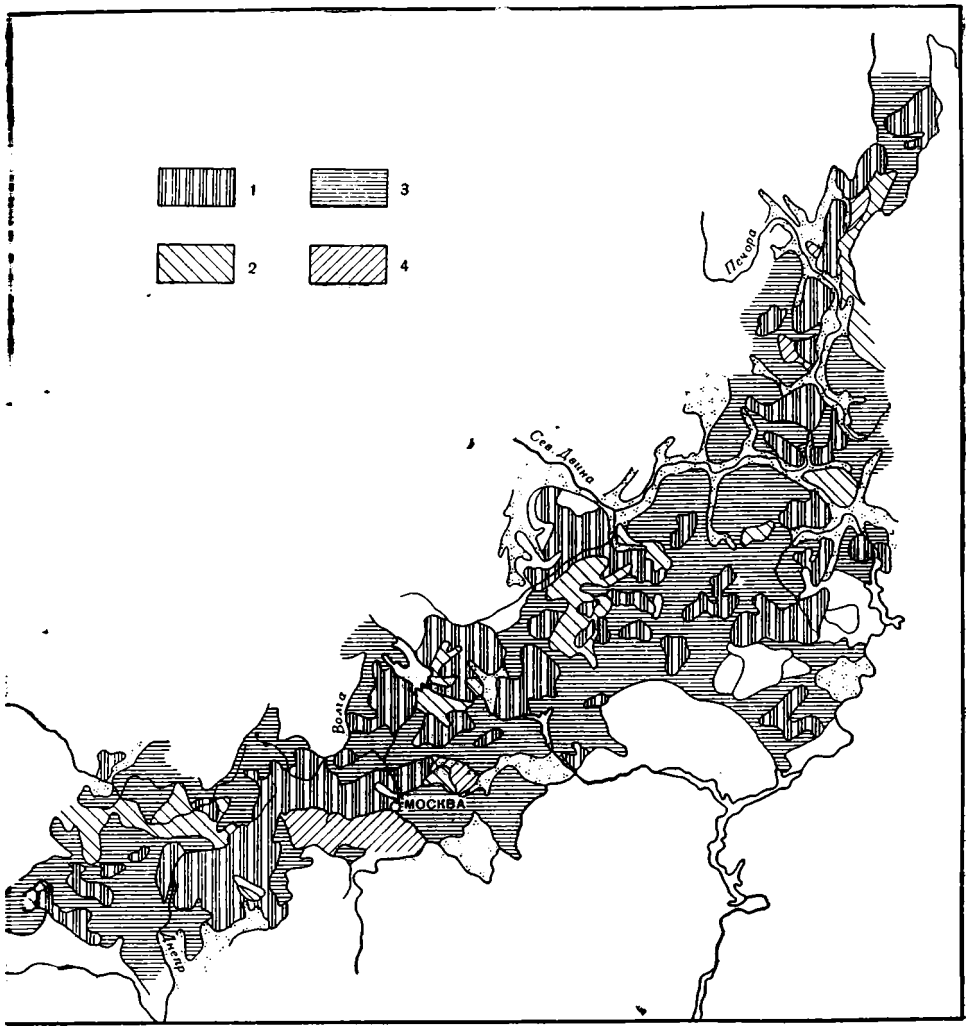


Рис. 1. Распространение лёссовидных некарбонатных суглинков на Русской равнине
1 — лёссовидные некарбонатные суглинки; *2* — скандинавская морена; *3* — флювиогляциальные отложения; *4* — лёссовидные слабокарбонатные суглинки

почвообразования. И в зависимости от того, на какой глубине обнаружена порода, у разных авторов могут возникать разные представления о ее облике. Но один признак остается постоянным (даже тогда, когда порода оглеена) — это крупнопылеватый или лёссовидный механический состав суглинка. Впрочем нередко за породу принимают нижнюю оглиненную часть почвы, на ней развитой, и тогда называют ее покровной глиной. Однако и в этом случае механический состав остается лёссовидным, и у нас нет оснований называть исходную породу иначе как «лёссовидным суглинком». Часто одна и та же порода разными исследователями называется то покровным суглинком, то лёссовидным, точно так же и на указанных картах мы видим, что рядом с покровными суглинками находятся не только лёссовидные суглинки, но и лёсс.

Второй отличительной особенностью данной породы, особенностью, которая не позволяет смешивать ее с породой лёссового типа юга, является

отсутствие в ней карбонатов. По-видимому, главной причиной этого являются новейшие физико-географические условия, сложившиеся на севере, и процессы почвообразования под лесной растительностью. Поэтому, в отличие от южного карбонатного лёссовидного суглинка, его следует называть некарбонатным лёссовидным суглинком.

На составленной нами (по материалам новейших, главным образом почвенных исследований) схеме (рис. 1) покровные некарбонатные лёссовидные суглинки располагаются на Русской равнине следующим образом.

На западе они, как и на карте Г. Ф. Мирчинка, вначале появляются под Минском, далее к востоку распространены на большей площади Смоленской области, затем переходят в Московскую и в виде больших прерывистых массивов следуют в восточном направлении через Вологодскую область в Коми АССР. Затем эти суглинки резко отступают к востоку и далее прерывистыми пятнами тянутся к северу, северо-востоку, к Полярному Уралу.

В западной половине распространение некарбонатных лёссовидных суглинков в основном соответствует тому, что уже было показано на предыдущих картах; проведено лишь некоторое уточнение их расположения и занимаемой ими площади. Но такое распространение их на востоке, как на прилагаемой схеме, показано впервые.

Что примечательно в географическом положении некарбонатных лёссовидных суглинков?

Первое — это то, на что уже было указано в нашей литературе, т. е., что они занимают в основном периферию моренных отложений и располагаются среди флювиогляциальных песков и супесей, чередуясь с ними. Теперь мы видим, что так они располагаются не только в пределах районов распространения скандинавского оледенения, но и в области распространения новоземельско-уральского оледенения.

На западе они располагаются вдоль внешней границы калининского оледенения, далее же во Владимирской, Ивановской, Вологодской областях и севернее они вступают в пределы этого оледенения. Затем, с переходом их на территорию новоземельско-уральского оледенения, они следуют по внешней границе уральского оледенения, резко поворачивают к Полярному Уралу. Нет сомнения, что такое расположение имеет связь с ледниковыми явлениями.

Встречаются ли некарбонатные лёссовидные суглинки южнее и севернее показанного их положения на карте? Южнее они не встречаются, к югу от западных границ до Казани их замещают карбонатные лёссовидные суглинки. К востоку от Казани, если лёссовидные суглинки и встречаются, то имеют другой характер: это не проблематические образования водоразделов, о которых идет речь, а отложения склонов преимущественно делювиального типа.

И если иногда обнаруживаются, например, в Приуралье лёссовидные суглинки, выходящие на водораздел, то они бывают связаны с какими-нибудь коренными породами, с их элювием-делювием.

Вопрос о распространении лёссовидных суглинков севернее, чем показано на нашей карте, не совсем ясен. Проверяя те указания, которые встречаются в литературе, мы не находим сколько-нибудь убедительных данных о том, что речь идет о проблематических лёссовидных суглинках. Очень часто покровными суглинками на северо-западе называют озерные отложения. Но на северо-востоке, там, где показана на карте морена, они, по-видимому, встречаются.

Таким образом, вопреки упомянутому взгляду, что под названием «покровные суглинки» особого образования не существует, мы видим, что

такое образование не только существует, но и занимает особое географическое положение. Ему лишь следует дать другое, более определенное название. Вместе с тем показанное расположение некарбонатного лёссовидного суглинка, как нам кажется, приближает нас и к решению вопроса о происхождении этих интересных пород.

ЛИТЕРАТУРА

Берг Л. С. Климат и жизнь. М., 1947.
Глинка К. Д. Вяземский уезд. Материалы для оценки земель Смоленской губ., т. I, 1901.
Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. М., 1948.
Докучаев В. В. Делювиальные образования Нижегородской губ. Материалы к оценке земель Нижегородской губ., вып. 13, 1886.
Колоколов М. Ф. Грязовецкий уезд. Материалы для оценки земель Вологодской губ., т. I, вып. 2. М., 1903.
Красюк А. А. Типы почв северного края. «Север» (Вологодское об-во изуч. северного края), № 2 (6). Вологда, 1927.
Костюкевич А. В. Предварительный отчет о почвенных исследованиях в Бельском уезде Смоленской губ. Смоленск, 1915.
Лукашев К. И. Основные генетические типы четвертичных отложений СССР. Минск, 1955.
Мильков Ф. Н. Роль суффозии в развитии рельефа юга Рязанской обл. Уч. зап. МГУ, вып. 119, кн. 2, 1948.
Мирчинк Г. Ф. Состояние изучения покровных четвертичных образований в Европейской части СССР. «Почвоведение» 1928, № 1—2.
Николаев Н. И. О проблеме происхождения покровных суглинков. Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 4.
Огнев Г. Н. Почвы юго-восточной части Коми обл. Труды Ленингр. лабор. Акад. с.-х. наук, вып. 8, 1930.
Осокин Л. С. К характеристике лёссовидных суглинков в бассейне р. Воронеж. Уч. зап. Яросл. пед. ин-та, вып. 6 (геогр. и естеств.), 1945.
Сафронов Г. П. Четвертичные отложения Воркутинского района. Труды Ин-та мерзлотоведения АН СССР им. Обручева, т. 6, 1944.
Сибирцев Н. М. Окско-Клязьминский бассейн. Труды геол. ком., т. 15, № 2, 1896.
Щеглов И. Л. Маленковский уезд. Материалы для оценки земель Владимирской губ., т. 3, вып. 1, 1903.
Яковлев С. А. О карте четвертичных отложений Европейской части СССР и сопредельных с ней мест. Труды II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. 4, 1932.
Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных территорий. Под редакцией С. А. Яковлева, 1950.
Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных территорий. Под редакцией С. А. Яковлева, 1956.
Чижиков П. Н. О понимании термина «покровные суглинки». «Почвоведение», 1961, № 6.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

А. В. КОЖЕВНИКОВ

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ДОЛИН ТЕБЕРДЫ И КУБАНИ

Морены последнего оледенения в долинах Теберды и Кубани, а также связанный с ними аллювий, изучались многими исследователями (Мушкетов, 1896; Рейнгард, 1926, 1932; Мирчинк, 1928; Соколов, 1930, Тушинский, 1949, Сафронов, 1956). Однако установившихся представлений о числе низких, так называемых вюрмских террас и характере их сочленения с ледниковыми отложениями для этих долин до сих пор не существует.

Разрезы низких террас горных рек являются единственным объектом, изучение которого позволяет сравнительно близко подойти к выяснению зависимости между процессами формирования аллювия и таянием крупных ледников.

Для решения этой задачи был применен метод детального картирования террас Теберды и Кубани на участке г. Черкесск — Домбайская поляна. В связи с проведенными исследованиями получено много новых и интересных сведений.

Прежде всего мы рассмотрим вопрос о количестве низких террас в долине Кубани. Разные авторы насчитывали от четырех (Рейнгард, 1932; Мирчинк, 1928) до шести (Соколов, 1930) различных террасовых уровней. И. Н. Сафронов (1955, 1956) указывает на семь низких надпойменных террас. Все эти авторы основывали свои заключения на наблюдениях в районе г. Черкесска.

Район г. Черкесска действительно очень удачен в этом отношении. Здесь можно наблюдать, по крайней мере, восемь террасовых поверхностей, отделенных одна от другой значительными (до 5 *м*) или очень невысокими (0,5 *м*) уступами (рис. 1). Легко выделяются первая и вторая надпойменные террасы (высота их 2,5—3 и 5—7 *м* над рекой). Третья надпойменная терраса высотой 10—12 *м* снизу и сверху также ограничена отчетливыми уступами (3—4 *м*). Особенно хорошо третья терраса выражена по левому берегу Кубани у с. Псыж, где она прислоняется к четвертой и более высокой среднечетвертичной террасам. Имеется она и по правому берегу сразу ниже г. Черкесска, а также у с. Отрадно-Кубанское.

Террасовые уровни, расположенные выше, в количестве четырех, представляют собой единый комплекс, слагающий так называемую Баталпашинскую, иначе Черкесскую, четвертую надпойменную террасу. Высоты их над урезом Кубани распределены в интервале от 15 до 22 *м*, высоты уступов между ними — 1,5—2,5 *м*. Один из этих уступов прослеживается в пределах г. Черкесска. Все перечисленные уровни террасы сложены преимущественно галечным материалом, мощность которого составляет 2—3 *м*. Суглинки в составе аллювия появляются лишь у тылового шва наиболее высокого уровня.

Более богат суглинками аллювий пятой надпойменной террасы, отделенной в большинстве случаев от четвертой ясным и сравнительно высоким (до 4 *м*) уступом. В местах прислонения к V террасе самого высокого уровня четвертой высота уступа уменьшается до 2,5 *м*.

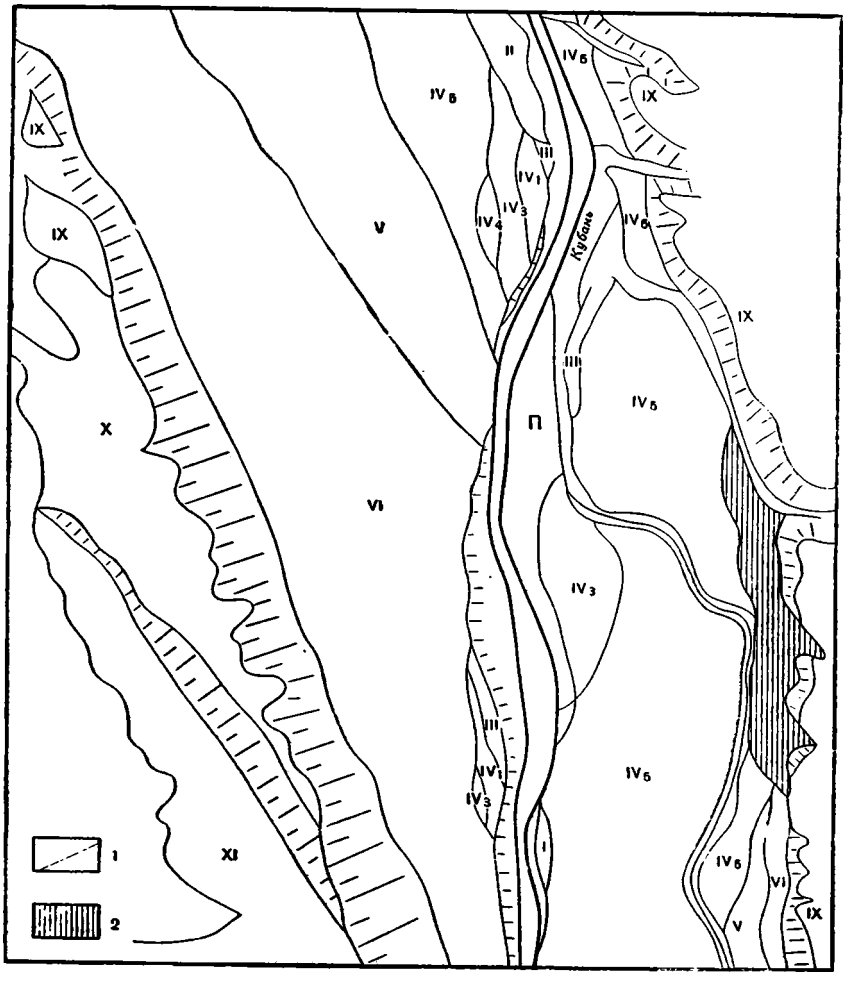


Рис. 1. Расположение террас р. Кубани на выходе к предгорной равнине

П — пойма. Надпойменные террасы: *I* — голоцен; *II—V* — верхний плейстоцен; IV_1—IV_5 — уровни *IV* террасы; *VI* — средний плейстоцен; *IX—XI* — нижний плейстоцен. *1* — склоны; *2* — конусы выноса

В зависимости от того, какие из перечисленных уровней прислоняются друг к другу, уступы между ними становятся выше или ниже. Поэтому различные исследователи и насчитывают разное количество террас на соседних, а иногда и на одних и тех же участках долины.

Важно разобраться, насколько необходимо выделение подобных террасовых уровней с точки зрения изучения истории развития долин.

Существует взгляд, по которому подобные уровни террас в долинах рек при интенсивном проявлении регрессивной эрозии могут возникать в результате однократного смещения русла реки от одного борта долины к другому. Они получили даже специальное название — «террасы врезывания» (Шульц, 1933). В данном случае рассматривается долина горной реки, где эрозия нередко усиливается тектоническим поднятием местности и появление террас врезывания, локальных террас, особенно вероятно.

Решить вопрос о том, какие из выделенных уровней локальные, а какие сквозные, характерные для всей долины, можно только путем последо-

вательного прослеживания террасовых уровней, выделенных в районе г. Черкесска, вверх и вниз по течению Кубани.

Следующее за Черкесском вниз по течению Кубани расширение долины, занятое верхнеплейстоценовыми террасами, располагается у с. Богословского (район г. Невинномысска). Здесь снова наблюдается не менее четырех уровней четвертой террасы. Верхние, сложенные галечным аллювием, отделены один от другого невысокими уступами, часто теряющимися среди равнинных пространств, но над нижним возвышается ясный уступ высотой до 3 *м*. Над галечниками, в его пределах появляются сравнительно мощные суглинки (до 5 *м*), благодаря чему прислонение отчетливо проявляется в береговом разрезе. Таким образом, ниже Невинномысска нижний уровень четвертой террасы становится более обособленным.

В районе г. Армавира обособляется и следующий по высоте уровень. Высокие уровни здесь выклиниваются (уничтожены последующей эрозией). Но три нижних уровня четвертой черкесской террасы отчетливо прослеживаются от Армавира по направлению к г. Кропоткину, в низовья Лабы, а отсюда к г. Краснодару. Они отделены один от другого уступами до 4 *м* высоты и являются самостоятельными террасами.

Необходимо отметить, что наряду с этими террасами в долине постоянно присутствует третья терраса. Близ устья р. Малый Зеленчук ее высота равна 10 *м*, в устье р. Невинки — 8 и 10 *м* (два уровня), у с. Богословского — 11 *м*, в районе г. Армавира — 10 *м*, в низовьях Лабы — 9 *м*. Первая и вторая террасы также отмечены во всех перечисленных пунктах. По сравнению с районом г. Черкесска они почти не меняют своего облика и высот над урезом реки.

Выше г. Черкесска все уровни четвертой террасы, а также террасы третью и пятую можно наблюдать близ станции Усть-Джегутинской, но затем количество террасовых уровней, тяготеющих по высотам как к третьей, так и к четвертой террасам, резко увеличивается. В зоне Мелового и Скалистого хребтов закартировано 17 надпойменных террас, относящихся к верхнему плейстоцену. Высоты их над урезом Кубани распределяются следующим образом: 2; 3,5; 5; 12; 12,5; 13; 14; 16; 18; 19; 20,5; 21; 24; 25; 26; 28; 35 *м*. Легко заметить, что различные террасовые уровни по признаку близости высот можно разделить на ряд групп (табл. 1). Верхняя из террас такой группы будет отделяться от расположенной выше сравнительно высоким уступом в 2—2,5, иногда даже в 7 *м*. Группы террасовых уровней по высотам тяготеют к различным террасам, выделенным в районе Черкесского пересечения: так, 2,0—3,5 *м* — это высоты первой надпойменной террасы; 5 *м* — второй, 12, 12,5, 13, 14, 16 — третьей; от 18 до 28 *м* — четвертой и 35 *м* — пятой. Конечно, при подразделении на группы принималась во внимание ширина того или иного уровня на данном участке и распространенность его в долине.

Обращает на себя внимание тот факт, что в группе уровней четвертой террасы высоты уступов достигают 1,5—2 и даже 3 *м*, превышая, например, высоту уступа между самым верхним уровнем третьей террасы и самым нижним уровнем четвертой. Это указывает на то, что вверх по течению уровни четвертой террасы все более и более дифференцируются, становятся самостоятельными террасами.

И действительно, террасовые уровни с высотами 19—20, 21—22, 24, 26 и 28 *м* прослеживаются по долине вплоть до г. Карачаевска.

Здесь уже нельзя говорить об уровнях единой четвертой террасы. Уровни стали террасами и, следовательно, приходится переходить к новой номенклатуре, согласно которой в долине Кубани выделяется девять верхнеплейстоценовых террас (см. табл. 1). Особенно хорошо они выражены выше зоны Скалистого хребта (рис. 2). Высоты их над урезом Кубани

Таблица 1

Высоты низких террас рек Кубани и Теберды (выше г. Черкесска), м

Терраса Кубани и ее уровень		г. Черкесск	Станица Усть-Джегутинская	Скалистый хребет	Станица Красногорская	с. Сары-Тюз	пос. Орджоникидзевский	с. Коста Хетагурово	г. Карачаевск	с. Нижняя Теберда (Сенты)	с. Верхняя Теберда	Курорт «Теберда»	Села Учкулан и Картджюрт
в общей системе террас	среди верхнеплейстоценовых террас												
I	I	2,5—3,0	2,0—3,0	3,5	1,5—2,0	1,5; 3,0—3,5	3,0—3,5	2,0—3,0	1,5—2,0 3,5	4,5	5,0	4,5—5,0 6,0	3,0—5,0
II	II	5,0—7,0	8,0	9,0	4,5—6,0	7,5	5,0—7,0	7,0	5,0; 5,8; 7,0	6,0; 7,5; 9,0	8,0	8,0; 9,0—10,0	7,0
III	III	10,0—12,0	13,0	13,0; 14,0	10,0; 12,0 12,5; 13,0 14,0; 16,0	13,0 15,0 16,0	9,0 14,0 16,0	9,0 12,0 15,0	8,0 10,0—11,0			12,0—12,5 14,5	12,0—14,0 15,0—16,0
IV (уровни IV_1, IV_2, IV_3, IV_4 и IV_5)	IV	16,0	17,0	16,5 18,0 19,5 21,0	18,0	18,0	18,0	18,0	16,0	15,0	16,0	17,0 18,0	18,0
	V	—	18,5	22; 22,5	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	—	24,0	20,0—22,0	25,0
	VI	20,0	20,0	24,0	23,0—24,0	22,0	23,0	23,0	—	27,0	34,0	35,0	40,0
	VII	22,0	—	28,0	26,0	26,0	—	—	—	—	38,0	55,0—60,0	70,0
	VIII	24,0	24,0	—	28,0	28,0	—	—	29,0	—	45,0	70,0	120,0
V	IX	28,0	30,0	36,0	32,0	—	—	—	—	—	—	120 (перекрыта мореной)	180,0

следующие: первой террасы — 3—4 *м;* второй — 5—7; третьей — 9—10 и 14—16 *м*; четвертой — 18; пятой — 20; шестой — 22; седьмой — 24; восьмой — 28 *м*. Колебания высот первой, и второй террас вызваны местными причинами, но по крайней мере два уровня третьей террасы прослеживаются в долине на большие расстояния. Еще отчетливее прослеживаются четвертая, пятая, шестая, седьмая, восьмая террасы — уровни четвертой террасы Черкесского пересечения. Они повсеместно разделены уступами высотой от 2 до 5 *м*. Самая высокая в ряду верхнеплейстоценовых террас пятая надпойменная терраса выше Скалистого хребта надолго исчезает из долины, так как она уничтожена при образовании террас более низких.

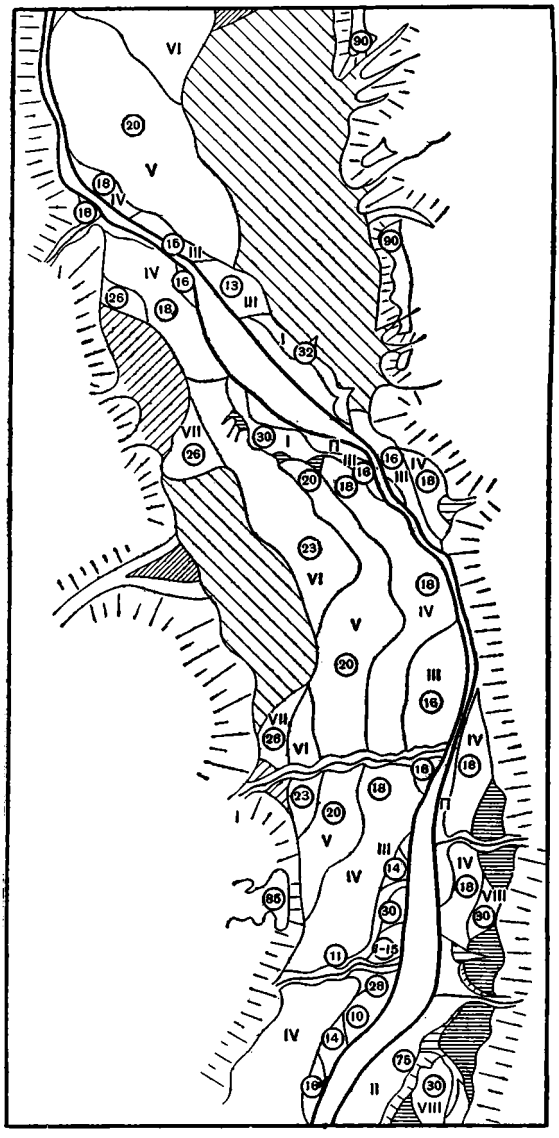


Рис. 2. Схема расположения террас р. Кубани выше Скалистого хребта

Условные обозначения — см. рис. 3

Обращает на себя внимание то, что в этом районе насчитывается значительно меньше террас, чем в зоне Скалистого и Мелового хребтов. Они разделены четко выраженными уступами и занимают большие пространства. Это не отдельные сегменты древней поймы, как думают некоторые исследователи, и даже не следы смещения всей зоны фуркации реки, а самые настоящие террасы. На разновозрастность перечисленных террасовых уровней на участке станица Усть-Джегутинская — г. Карачаевск указывает характер их сочленения с конусами выноса боковых долин. На четвертую и пятую террасы высотой 18 и 20 *м* ложатся обширные, но плоские конусы выноса, подрезанные третьей террасой (см. рис. 2); четвертая и пятая террасы в свою очередь подрезают более древние, лежащие на шестой террасе пролювиальные шлейфы, мощность которых значительно больше, чем у молодых генераций. Имеются пролювиальные конусы, покрывающие седьмую и восьмую террасы. Мощность пролювия в разрезах древних конусов оказывается наибольшей.

Разница в количестве террас на разных участках долины может быть объяснена различным их происхождением. Террасы района сел Сары-Тюз

г. Кумыш для отрезка кубанской долины станица Усть-Джегутинская — г. Карачаевск являются сквозными, а добавочные террасовые уровни в зоне хребтов — локальными, возникшими при взаимодействии тектонического поднятия структур с процессами формирования аллювия. Большинство из 17 террасовых уровней, наблюдаемых в зоне хребтов, вверх и вниз по долине не прослеживается.

Дробление сквозных террас на уровни зафиксировано не только в зоне хребтов, но и в ряде других мест (станица Красногорская, с. Новый Карачай, г. Карачаевск). Например, в районе г. Карачаевска закартированы террасы высотой 2; 4,7; 7,2; 8; 10; 11; 12; 16; 20 *м*. Терраса высотой 16 *м* представляет собой продолжение четвертой террасы. Уровни высотой 8, 10, 11 и 12 *м* составляют третью надпойменную террасу, более низкие — вторую и первую. Легко заметить, что дробятся преимущественно самые низкие террасы — первая, вторая и третья. Причины дробления этих террас на уровни становятся в какой-то степени ясными, если учесть, что в таких местах долину Кубани пересекают антиклинальные складки, разделенные синклиналями. Складки невелики, но прекрасно прослеживаются в осадочных и вулканогенных слоях лейаса — доггера. Углы наклона слоев в пределах этих структур достигают 12°.

Однако при ближайшем рассмотрении фактического материала можно заметить, что особенно интенсивное дробление террас на уровни наблюдается совсем не в осевых частях складок, а скорее на их крыльях, сразу ниже пересечения долиной оси складки. Для осевых частей складок оказывается характерным сужение речного русла, отсутствие поймы и первой, второй и третьей надпойменных террас. При этом максимальное сужение русла реки обычно приурочено не точно к оси складок, но к пластам плотных известняков или песчаников, пересекающих реку [1]. В пределах крыльев структур и в синклиналях аналогичные по плотности породы размываются и не препятствуют расширению долины.

Отсюда следует важный вывод о том, что сужения речного русла горных рек, протекающих в условиях сравнительно легко размываемых пород, фиксируют положение осевых частей антиклинальных складок.

Но для нас необходимо выяснить другое — почему ниже таких сужений наблюдается дробление наиболее низких террас на уровни?

Очевидно, подобные сужения сильно влияют на гидродинамический режим речного потока, создавая явления местного подпора.

В лежащем выше расширении долины колебания расходов воды слабо влияли на изменение уровня аккумуляции наносов, так как подпор их сглаживал. Ниже места сужения базис эрозии потока резко понижается и всякое крупное изменение режима потока, расходов воды и наносов, приводило к появлению нового уровня террасы.

Таким образом, растущие тектонические структуры являются косвенной причиной появления большого количества террасовых уровней в долинах рек. Прямое отражение движения структур — сужение речного русла. В зоне Скалистого и Мелового хребтов подобные теснины, по-видимому, отмечают наиболее интенсивно поднимающиеся участки (пос. Мостострой I, с. Кубина).

В отличие от уровней первой, второй и третьей надпойменных террас более высокие террасы этого отрезка кубанской долины проходят сквозь зоны поднятий широкими полосами. На пересечении долины с тектоническими структурами они лишь несколько уже, чем в Хумаринской синклинали. Однако в местах наибольшего тектонического напряжения и в их

[1] Иногда такими плотными, трудно размываемыми породами являются порфириты пластовых интрузий среди песчаников плинсбахского яруса нижней юры.

пределах появляются невысокие уступы — отдельные сегменты террас в качестве террасовых уровней.

Отсутствие значительных сужений кубанской долины во время формирования этих террас можно объяснить активностью боковой эрозии реки, интенсивностью и относительной равномерностью режима речного стока во время формирования каждой из них. Отдельные сегменты возникали на одном и том же уровне, и лишь в зонах растущих структур небольшие изменения режима реки фиксировались появлением дополнительных, обычно невысоких уступов среди ровной поверхности древней поймы.

Таким образом, наличие тектонических структур в пределах долины помогает в какой-то степени восстановить гидродинамический режим реки во время формирования различных террас.

Обильное поступление воды в долину во время накопления аллювия четвертой — восьмой террас объясняется таянием льда сокращавшихся ледников в бассейнах Теберды и верхней Кубани. Возникновение каждой из террас фиксировало серьезные изменения в интенсивности таяния льдов.

Формирование третьей надпойменной террасы происходило при меньших расходах воды, испытывавших гораздо более резкие и значительные колебания. Еще в большей степени это относится к формированию второй и первой террас и современной поймы. Недаром пойма Кубани и Теберды изобилует многочисленными уровнями — сегментами.

Различие в режиме реки во время образования разных террас подтверждается различием в строении аллювия, их слагающего. Особенно велика мощность аллювия восьмой надпойменной террасы. Причем резко увеличивается она сразу выше зоны Скалистого хребта. В разрезе у станицы Красногорской мощность валунно-галечной толщи превышает 12 *м*.

Характерно, что, выйдя из зоны хребтов, не испытывая больше тектонического воздействия, противостоящего боковой эрозии, река во время накопления аллювия восьмой террасы образовала обширную равнину, где дробилась на множество рукавов. В каналах удалось наблюдать интересную картину сегментного строения главной черкесской террасы. Откосы каналов, направленных вкрест ее простирания, в одних местах сложены исключительно галечником, в других — только суглинками. Оказалось, что канал пересекает целый ряд прирусловых валов и русловых ложбин, заполненных суглинками.

Следует обратить внимание на незначительные размеры сегментов и полное отсутствие какого-либо отражения их в рельефе террасы — суглинки нивелируют неровности поймы, созданные расположением прирусловых валов. Эти сегменты не следствие смещения всей зоны фуркации речного потока, а следствие его дробления на рукава.

Воды речных разливов, постоянно возобновлявшиеся в течение всего летнего сезона, значительно поднимали уровень аккумуляции выше Скалистого хребта, но по равнине у. г. Черкесска распространялись гораздо менее мощным слоем. В результате мощность аллювия резко сократилась.

Совсем по-другому выглядит аллювий седьмой террасы. В громадном большинстве случаев мощность его не превышает 2—3 *м*. Состав аллювия — хорошо окатанная галька и мелкие валуны.

Шестая терраса снова имеет сравнительно большую мощность аллювия. У пос. Важного сразу выше теснины Скалистого хребта описан крупный галечник с редкими валунами, сменяющийся вверх более мелким с обильным песчаным заполнителем. Видимая мощность аллювия в обнажении 12,5 *м*. У с. Новый Карачай мощность аллювия того же террасового уровня 14,0 *м*.

Пятая и четвертая террасы снова отличаются аллювием малой мощности — не более 2,5 *м*. Такая мощность наблюдается у г. Черкесска, у станицы Усть-Джегутинской, в зоне хребтов и везде вплоть до Карачаевска. Везде террасы имеют высокий цоколь, возвышающийся над руслом Кубани.

Мощность аллювия различных уровней третьей террасы, в большинстве случаев, также не превышает 2—3 *м*; аллювий исключительно галечный. Аналогично сложены первая и вторая террасы, и только в строении поймы перед теснины Скалистого хребта наблюдается значительное участие песчаного материала.

Последовательная характеристика мощностей и строения аллювия создает впечатление, что маломощные аллювиальные толщи чередуются с толщами значительной мощности. И это действительно так.

В то же время важно подчеркнуть, что данная характеристика верна только для периферийных частей террас. Вблизи современного русла стройность картины нередко нарушается. Даже для наиболее маломощного аллювия седьмой террасы наблюдается местное понижение цоколя над урезом реки и увеличение мощности аллювия до 10—12 *м* (район с. Новый Карачай). У пос. Орджоникидзевского резко, до 8 *м*, увеличивается мощность аллювия четвертой террасы. В разрезе третьей террасы сразу ниже устья р. Теберды наблюдается толща аллювия мощностью 11 *м*, но тут же рядом мощность ее уменьшается до 2—4 *м*.

Все эти данные говорят о том, что современное русло рассекает какую-то ложбину, выполненную в разных частях разновозрастными аллювиальными галечниками. Мощность аллювия в русле Кубани неизвестна, но можно предположить, что в местах пересечения с указанной ложбиной она значительна. Ниже зоны хребтов это переуглубление уходит в сторону от современного русла Кубани. В станице Усть-Джегутинской цоколь шестой надпойменной террасы сложен оползшими блоками мергелей верхнего мела. Оползание происходило к руслу, располагавшемуся на территории станицы и значительно ниже современной поверхности террасы. Переуглубление прослеживается и ниже по долине. Так, при бурении в г. Черкесске выявлена глубокая ложбина, расположенная вдали от современной Кубани и углубленная гораздо ниже ее уреза. Она выполнена галечными отложениями мощностью не менее 20—25 *м*. Заложение переуглубленной долины, естественно, не моложе, а древнее времени формирования восьмой надпойменной террасы или самого высокого уровня четвертой террасы черкесского пересечения.

Представляется вероятным, что в зоне Мелового и Скалистого хребтов и выше их в начале формирования каждой из террас русло Кубани наследовало направление древней ложбины, река перемывала древний аллювий до глубины, зависевшей от положения местных и общего базисов эрозии, а затем выполняла галечно-валунным материалом образовавшееся эрозионное понижение. Вследствие увеличения расходов воды боковая эрозия, на какой-то стадии этого процесса, начинала расширять долину. Ширина каждой из террас характеризует интенсивность боковой эрозии во время ее формирования и отсюда условия питания реки в то время, когда в долине поддерживались значительные расходы воды.

Наиболее широка восьмая надпойменная терраса, седьмая не уступает ей по размерам, ширина шестой резко сокращена, то же можно сказать и о более низких террасах. Но вверх по долине и эти террасы все более и более расширяются — здесь на выходе из ущелья Волчьих ворот (Передовой хребет) и аналогичного ущелья у с. Ахалшени на Кубани эрозионная работа речных потоков этого времени была значительной.

Общий вывод из всего сказанного заключается в том, что перечисленные террасы формировались при расходах воды и обломочного материала

в р. Кубани настолько различных, что связывать изменения этих величин можно лишь с различными стадиями сокращения ледникового покрова в бассейне этой реки. Следовательно, все эти террасы имеют стратиграфическое значение, помогают реконструировать историю долины в верхнем плейстоцене и могут рассматриваться как самостоятельные террасы.

Вывод этот, естественно, не может считаться окончательным, если мы не рассмотрим строение аллювия этих террас в верхних частях долин и соотношение их с ледниковыми отложениями.

Соответствующие наблюдения сделаны нами в долинах рек Теберды и верхней Кубани. Надо сказать, что террасы р. Кубани и устьевой части р. Теберды отделены от террас верховий этих рек рядом ущелий, в которых наблюдаются лишь обрывки наиболее низких надпойменных террас. Поэтому непосредственное прослеживание террас невозможно. Для восстановления истории развития долины в целом есть единственный путь — сопоставления, основанные на комплексе признаков.

В долине р. Теберды, в пределах трога, сформированного главным в верхнем плейстоцене Тебердинским ледником, террасы снова широко распространены. Трог оканчивается несколько выше устья р. Амгат. В этом районе стратиграфия четвертичных отложений долины Теберды изучена наиболее полно. Г. К. Тушинский (1949) насчитывает здесь четыре надпойменные террасы. Четвертая терраса высотой 50 *м*, по его мнению, сложена мощной мореной. Высота третьей всего 12 *м*, она смыкается с моренными отложениями у оз. Кара-Кель. Вторая терраса возвышается на 5 *м*, а первая — на 1—1,5 *м* над урезом реки. Терраса высотой 5 *м* примыкает к Гоначхирскому конечно-моренному валу близ слияния рек Гоначхира и Аманауза (истоки Теберды), а 1,5-метровая — к моренам Домбайской поляны.

При ближайшем рассмотрении геоморфология района оказалась более сложной, сложнее выглядит и проблема примыкания террас к моренам. Выяснилось, что здесь не менее 11 террасовых уровней (рис. 3), возвышающихся над поймой. Высоты их распределяются следующим образом: 1,5—2,0 *м*; 3,5—4,0 *м*; 4,5—5,0 *м*; 8,0—10,0 *м*; 12,0—12,5 *м*; 14,0—14,5 *м*; 17,5—18,0 *м*; 20,0—22,0 *м*; 30,0—35,0 *м*; 45,0—50 *м*; 70,0 *м*.

Указанные уровни можно по признаку близости высот разбить на ряд групп. Уровни с высотами до 4,0 *м* над руслом реки настолько близки по своему облику к современной пойме, что вряд ли целесообразно выделять их самостоятельно. Уровни высотой 5—7 *м* представляют собой первую надпойменную террасу, уровни 8—10 *м* — вторую, 12—14,5 *м* — третью. Все они сложены мелким галечным материалом с прослоями песка и обильным песчано-гравийным заполнителем.

Изменение высот более высоких надпойменных террас долины Теберды зависит от понижения их поверхностей вниз по долине и от углубления в том же направлении современного русла реки. Уровней эти террасы не образуют и по занимаемой площади в большинстве случаев не сравнимы с более низкими. Легко заметить, что эти террасы Теберды последовательно сопоставляются с аналогичными террасами долины Кубани (см. рис. 2, 3

Рис. 3. Схема расположения морен и террас в троговой части долины р. Теберды

П — пойма. Надпойменные террасы: *I* — голоцен; *II—VIII* — верхний плейстоцен; I_1, I_2, I_3 — уровни *I* террасы в верховьях Теберды; II_1, II_2, II_3 — уровни *II* террасы в верховьях Теберды. *1* — озерные террасы; конусы выноса: *2* — первой генерации; *3* — флювиогляциальные, *4*— второй генерации; *5* — третьей генерации, *6* — четвертой генерации, *7* — пятой генерации, *8*— осыпные шлейфы; морены: *9* — аманаузского комплекса, *10* — каракельского комплекса, *11*—джемагатского комплекса, *12* — наиболее древние береговые морены; *13* — склоны пологие; *14*— склоны крутые; *15* — отдельные валуны. Цифры в кружках на рисунке — относительные высоты террас

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

и табл. 1). Подобному сопоставлению не противоречат и продольные профили террас (рис. 4), не вызывает оно возражений и при восстановлении истории развития указанных долин.

Но прежде чем переходить к разбору этой проблемы, необходимо рассмотреть строение четвертичных отложений в долинах Теберды и верхней Кубани. Приходится начинать с того, что нигде в районе курорта «Теберда» не обнаружена терраса высотой 12 *м*, примыкающая к каракельской морене, как это описал Г. К. Тушинский (1949). Терраса такой высоты, действительно, есть в долине, но она, да и более высокая (17—18 *м*) не примыкают к каракельской морене, но прорезают ее. В карьере у моста через р. Теберду, на территории курорта, можно наблюдать отчетливое прислонение террасы высотой 18 *м* к каракельской морене и подморенной толще.

Для характеристики каракельской морены и подморенной толщи ниже приведены два ее разреза — у оз. Кара-Кель и у моста через р. Теберду (на территории курорта «Теберда»).

В первом случае над урезом реки видны тонкопесчаные осадки мощностью около 6,0 *м*, имеющие горизонтальную слоистость. Слоистость подчеркнута присутствием среди песков пяти иловатых прослоев, мощностью от 3 до 8 *см*. В основании тонкопесчаного слоя залегает хорошо окатанный и отсортированный галечник, состоящий из гальки средней величины (видимая мощность 2 *м*). Верхняя часть песков также богата галечным и гравийным материалом (прослои, линзы). В береговом обнажении видно, как вниз по течению реки мелкозернистые пески все более и более обогащаются галечником. Они как бы замещаются им, по крайней мере, на большую часть своей мощности. На эти отложения налегают коричневобурые суглинки, включающие неокатанные обломки самой различной величины из гранита и других пород. Это — каракельская морена, которая ассимилировала верхнюю часть подморенной толщи.

Г. К. Тушинский (1949) указывает, что среди песков, залегающих под каракельской мореной в линзах торфяников, найдена пыльца бука, дуба, липы и болотного вереска (Mirica galli). На этом основании он считает указанные отложения межледниковыми. Изучению спорово-пыльцевых спектров иловатых песков, залегающих под каракельской мореной, посвящена капитальная работа И. И. Тумаджанова и П. А. Мчедлишвили (1948). Результаты анализов интерпретированы И. И. Тумаджановым. Они привели его к следующим выводам: «... пыльцевая диаграмма каракельского разреза очень приближает общий ход движений лесной растительности долины р. Теберды к аналогичным изменениям в Западной Европе, где в межледниковьях происходило очень быстрое вторжение широколиственной растительности» (Тумаджанов и Мчедлишвили, 1948, стр. 264—265).

Во втором случае в карьере у моста разрез выглядит следующим образом.

		Мощность, *м*
alQ_3^2	1. В основании залегает грубопесчаный слой, с большим количеством гравийных прослоек. Много гальки. Гравий и галька плохо окатаны	1,5
	2. Прослой валунника. Большинство валунов окатано, но некоторые угловаты. Размер до 0,5—0,7 *м*	1,2
	3. Гравийно-галечная горизонтально-слоистая масса, подобная таковой в слое 1, и в ней — слой неокатанных валунов местных пород.	
	4. Выше следует песок, тонкозернистый, с двумя прослоями илистого песка, подобными таким же прослоям в толще песков под каракельской мореной. Весь слой в целом очень напоминает указанную толщу по облику	1,5
glQ_3^2	5. Песчано-гравийная масса с включениями гальки. Галька и гравий не окатаны. В составе гальки преобладают неместные метаморфические и изверженные породы	3,0
	6. Прослой тонкозернистых, слабоилистых песков	0,2

	Мощность, *м*
7. Грубый песок и неокатанный гравий, насыщенный окатанными и неокатанными крупными валунами изверженных и метаморфических пород	2,0
8. На слой 7 по неровной границе налегает песчаная толща светло-бурого цвета; песок грубый, с прослоями очень тонкого и однородного песка. В то же время в песок включены в изобилии очень крупные совершенно неокатанные валуны	1,5

В этом обнажении следует особенно подчеркнуть слоистость материала в нижних трех слоях, что говорит о переотложении каких-то моренных толщ. В верхней части слоя 4, который так напоминает подморенную толщу близ оз. Кара-Кель, спорово-пыльцевой анализ (Тумаджанов и Мчедлишвили, 1948) обнаружил много пыльцы ели, сосны, пихты наряду с меньшими количествами ольхи, граба, дуба. Выше тонкопесчаная толща срезана мореной (слои 5—8).

Данные по геоморфологии этого района, сравнение разрезов и некоторое сходство состава пыльцы позволяют считать, что пески и гравийно-галечно-валунные слоистые отложения, описанные в карьере, замещают тонкопесчаную толщу, наблюдаемую под каракельской мореной у оз. Кара-Кель. В целом подморенная песчано-галечно-валунная толща, несмотря на то, что она содержит пыльцу теплолюбивых растений, производит впечатление флювиогляциальной. Большая ее мощность, обилие грубовалунного материала наряду с песчаным указывают, что она формировалась в связи с таянием крупного ледника. Вторая и третья террасы, формировавшиеся в позднеледниковое время, сложены чисто галечным, хорошо окатанным и отсортированным аллювием, который по своему строению резко отличается от подморенной толщи. Это заключение не противоречит, по нашему мнению, существованию на территории курорта «Теберда» во время формирования указанной толщи растительности современного типа. При быстром потеплении климата, которое, по-видимому, и вызвало энергичное таяние льда, елово-пихтовые, а за ними и буковые леса в условиях горного оледенения могли непосредственно обрамлять тающие льды. Однако в таком случае подморенная каракельская толща не может, вопреки мнению Г. К. Тушинского (1949), считаться межледниковой.

Морена, налегающая на описанные флювиогляциальные, точнее ледниково-аллювиальные отложения, в рельефе образует ряд холмов высотой до 10—15 *м*, образующих три гряды, ориентированные поперек долины. Однако считать их разновозрастными образованиями не следует. Передовые, очень небольшие холмы и гряды налегают на лежащую ниже толщу, которая почти не деформирована. Ледник спокойно наступал, а затем отступил с занятых ранее позиций. И только в районе моста наблюдаются западины в рельефе морены и деформации подстилающих отложений — следствие ледниковой эрозии и давления льда. Морена близ оз. Кара-Кель является в какой-то степени мореной напора.

В западинах в процессе таяния ледника образовывались приледниковые озера. Близ моста в выемках под фундамент здания описаны очень тонкие пылеватые серые пески, имеющие горизонтальную и слабонаклонную слоистость. Это илы, но в них кое-где включены валунчики небольшого размера. Толща однообразна по составу, прислонена, точнее налегает на каракельскую морену, видимая мощность ее около 10 *м*. Был произведен спорово-пыльцевой анализ илов. В верхней части их (2,2 *м*) пыльца отсутствует, на глубине 2,7—3,0 *м* от бровки обнажения появляется небольшое количество пыльцы Artemisia и Chenopodiaceae. Нижняя часть озерных отложений вложена в подморенную толщу.

Подморенная толща в просветах между передовыми моренными грядами и ниже их по долине слагает пятую надпойменную террасу Теберды,

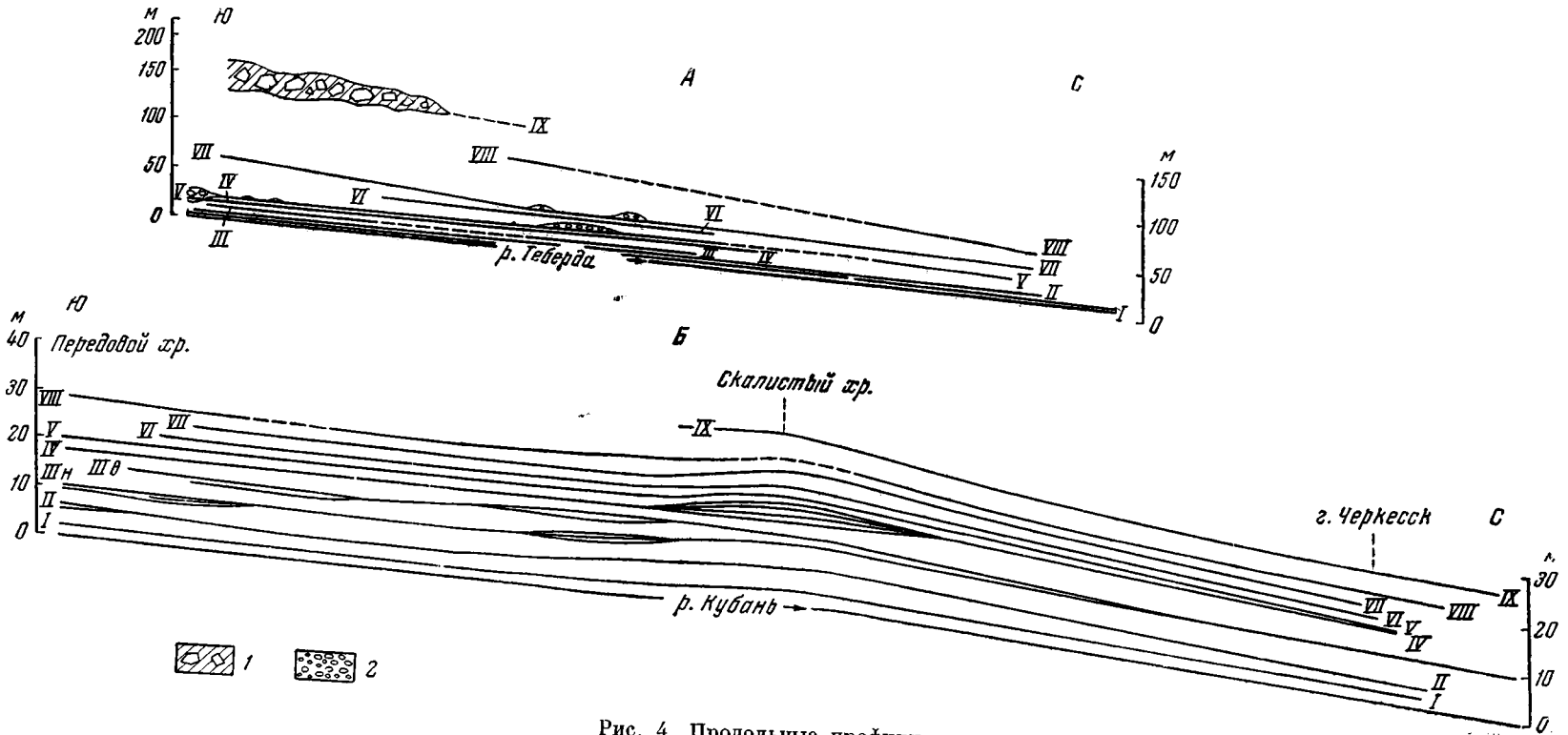


Рис. 4. Продольные профили террас

А — долины Теберды; *Б* — долины р. Кубани: *1* — морены боковые, *2* — морены конечные; *I—IX* — террасы

протягивающуюся к устьям рек Джемагат и Муху. Здесь она смыкается с огромными флювиогляциальными конусами выноса. Флювиогляциальные отложения представлены крупным однородным, хорошо окатанным и промытым валунником до 20 *м* мощностью, который, как это видно в разрезе, своей верхней частью налегает на валунно-галечные отложения пятой террасы р. Теберды, насыщенные мелкогравийным материалом. Контакт отложений, слагающих эту террасу, и флювиогляциального валунника отмечен прослоями иловатых песков.

Аналогичный конус флювиогляциальных отложений вступает в пределы тебердинского трога из долины р. Муху. В районе курорта «Теберда» пятая терраса распространяется на всю ширину долины, но ниже, в частности на территории с. Верхняя Теберда, она закартирована в виде разрозненных и сравнительно небольших участков.

Более древние террасы прослеживаются в долине Теберды гораздо лучше, и выделение их не вызывает никаких возражений. Шестая надпойменная терраса ранее никем не была отмечена.

Она отчетливо прислоняется к террасе более высокой, а от пятой отделена 15-метровым уступом. Сложена она окатанным галечно-валунным материалом. Вниз по долине все террасы, особенно высокие, быстро понижаются над урезом реки. В связи с этим разница в высотах между шестой террасой и более высокой 60-метровой уменьшается до 5 *м*, но прислонение остается отчетливым. Особенно важно то обстоятельство, что шестая терраса прислонена к Джемагатским конечноморенным грядам. Валуны, вымытые из морены, разбросаны по поверхности террасы и в то же время расположены среди галечного и мелковалунного материала, ее слагающего.

Следующая по высоте (55—60 *м*) терраса р. Теберды (седьмая по счету) особенно интересна в стратиграфическом отношении. А. Л. Рейнгард (1932, 1936), Г. Ф. Мирчинк (1928), а за ними и Г. К. Тушинский (1949) считают ее боковой мореной Тебердинского ледника, того, который создал троговую форму долины. Г. Ф. Мирчинк (1928) писал, что до границы распространения стадиальных морен в районе устья р. Джемагат — это обычная флювиогляциальная терраса, но выше она сложена мореной. Предполагалось, что речные отложения смыкаются с моренными. Изучение нами некоторых разрезов у северной окраины курорта «Теберда» показало, что терраса и здесь сложена речными отложениями. В карьере для добычи галечника, в уступе 60-метровой террасы обнажены среднезернистые серые пески, хорошо промытые с интенсивно косой слоистостью. Пески залегают среди хорошо окатанного галечно-валунного материала и имеют видимую мощность 1,5—2 *м*. Галечник исключительно богат песчаным материалом. В то же время в откосах террасы во многих местах проступают крупные плохо окатанные глыбы местных и неместных пород. Обилие их в некоторых местах и позволяло различным исследователям считать толщу моренной. Однако в обнажении, расположенном прямо против устья р. Джемагат, удалось наблюдать отчетливое налегание моренных отложений на отложения, слагающие террасу (рис. 5).

Морена состоит из белесой гравийной массы, включающей крупные окатанные и неокатанные валуны гранитов и кристаллических сланцев. Граница с лежащими ниже отложениями сравнительно ровная, но резкая. Материал, слагающий террасы, исключительно валунный, но отличается хорошей окатанностью; неокатанные глыбы редки.

Преобладание хорошо окатанного валунно-галечного материала и наличие косослоистых хорошо отмытых и отсортированных песков в составе указанной толщи, как нам кажется, являются достаточными аргументами для того, чтобы речное ее происхождение считалось доказанным. Крупноглыбовый плохо окатанный материал, по-видимому, поступил в речные

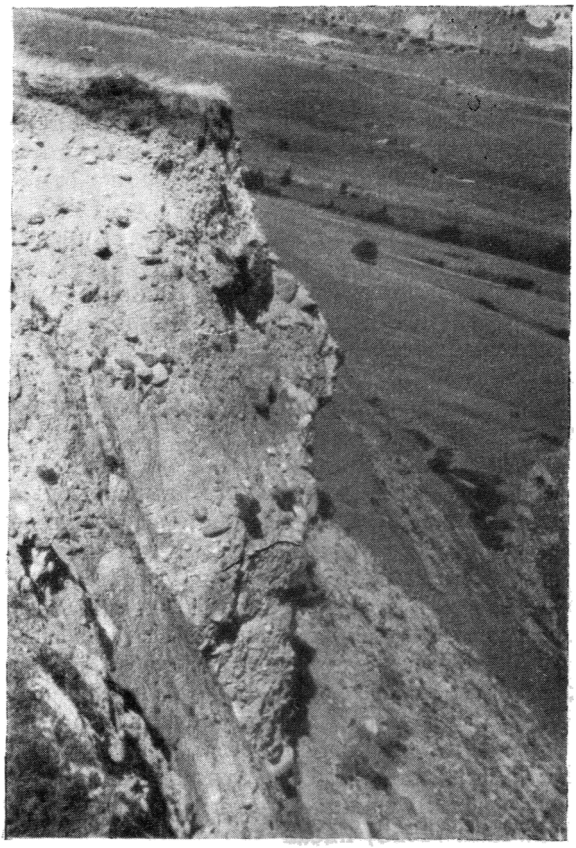


Рис. 5. Налегание конечных морен Джемагатского комплекса на флювиогляциальную толщу VII надпойменной террасы р. Теберды

осадки либо непосредственно от края ледника с талыми водами, либо, что вероятнее, в результате размыва более древних морен. Сравнение отложений, слагающих 60-метровую террасу у курорта «Теберда» и у с. Верхняя Теберда, показывает, что они одни от других ничем существенно не отличаются. У с. Верхняя Теберда в устье р. Гидам обнажается та же толща хорошо окатанного галечно-валунного материала. Здесь речное происхождение толщи у большинства исследователей (Мирчинк, 1928; Тушинский, 1949) сомнения не вызывало.

Таким образом, моренные холмы близ устья р. Джемагат располагаются на террасе. Высота их над поверхностью террасы 10—12 *м*. Они образуют две гряды, которые пересекают долину. Кроме этих гряд у тылового шва шестой надпойменной террасы, по обоим берегам Теберды наблюдаются холмы боковой морены. Они связывают конечноморенные гряды джемагатского моренного комплекса между собой. Передовая гряда гораздо выше внутренней, но обе они сформированы в процессе таяния льда, не испытывавшего крупных подвижек,— поверхность террасы в процессе движения ледника почти не изменена. Мощность льда, по-видимому, была невелика.

Следует подчеркнуть, что джемагатские конечноморенные валы гораздо древнее каракельских. Время формирования тех и других разделено временем накопления отложений, слагающих пятую и шестую надпойменные террасы. Г. Ф. Мирчинк (1928) считал джемагатские и каракельские морены моренами разных стадий одного и того же главного максимального ледника, последовательно отступавшего по долине р. Теберды. Г. К. Тушинский (1949) учитывает значительную разницу в возрасте морен. Джемагатские морены он считает следами наиболее древнего верхнеплейстоценового ледника. Но он не отделяет, конечно, моренные холмы от подстилающей их галечно-валунной толщи речного происхождения мощностью не менее 50 *м*. После того как было доказано речное происхождение указанной толщи и налегание на нее джемагатских морен, сама величина последних свидетельствует против того, что они сформированы наиболее крупным ледником, двигавшимся когда-либо по долине.

И действительно, указанные морены лежат гипсометрически ниже еще одной галечной толщи, к которой прислоняется седьмая надпойменная терраса. Она обнажена в устьевой части р. Гидам, в откосах профиля шос-

сейной дороги. Видимая ее мощность в этом месте около 8 *м*. Это галечник с мелкими валунами и небольшим количеством гравийного заполнителя. Над галечником обнажены суглинки, переполненные мелкими и крупными обломками местного материала, слагающего огромный пролювиальный конус гидамской долины.

Описанную толщу можно рассматривать как остаток более высокой надпойменной террасы, восьмой по счету. К отложениям этого возраста относятся, по-видимому, россыпи окатанной гальки и валунов на склоне трога сразу выше устья р. Гималдык. Окатанный материал в данном случае залегает на высоте 70 *м* над руслом р. Теберды.

Моренные отложения, оставленные максимальным оледенением, естественно, должны быть древнее отложений, слагающих восьмую надпойменную террасу. Такие морены удалось обнаружить в нижней части долины р. Муху и по правому склону тебердинского трога выше устья р. Джематат.

По р. Муху распространена крупновалунная моренная толща. Валуны достигают громадных размеров — до 7—8 *м* по длинной стороне. Ни один из описанных выше моренных валов не содержит валунов такого размера. В состав валунов входят различные граниты и метаморфические сланцы. Мощность крупновалунной толщи (по измерениям, сделанным сквозь задернованный склон) не менее 30 *м*. Это мощная береговая морена крупного ледника. Сохранилась она на сравнительно большой площади. Моренные отложения на правом склоне Тебердинского трога обнаружены на аналогичных высотах.

В левом склоне долины р. Муху, где моренная толща обнажена лучше всего, можно проследить, как вниз она довольно резко замещается песчано-гравийной толщей, насыщенной мелкогалечным материалом. Гравий, крупный и мелкий, совершенно не окатан, но галька, как правило, окатана прекрасно. Поскольку такой характер толща имеет до высоты не менее 50 *м* над уровнем р. Муху, то вряд ли следует связывать ее с лежащей выше мореной. Это мощная толща отложений р. Теберды более древняя, чем морена. Она, так же как и остальные аналогичные толщи долины, прислонена к склону Тебердинского трога и моложе эпохи формирования последнего. Морены главного максимального ледника на склонах трога, по-видимому, не сохранились.

Можно предположить, что ледник, отложивший наиболее мощную из сохранившихся морен долины р. Теберды, заполнял большую часть трога и достигал, по крайней мере, района с. Верхняя Теберда.

Важно отметить, что налегание моренных толщ на разновозрастные валунно-галечные отложения р. Теберды, а не примыкание их друг к другу, как думали Г. Ф. Мирчинк и Г. К. Тушинский, указывает на неоднократно перемежавшиеся крупные наступания и отступания ледников в пределах трога. Отступание главного в верхнем плейстоцене ледника не было последовательным.

Не менее интересно рассмотреть генетическую сущность отложений, слагающих террасы р. Теберды. При описании района курорта «Теберда» они умышленно не были охарактеризованы в генетическом отношении. Дело в том, что обычным аллювием горного типа в долине являются галечники, слагающие только самые низкие террасы — первую, вторую и третью, а также пойму. Более высокие террасы формировались в связи с поступлением обломочного материала со стороны таявших льдов. По общепринятому мнению, установившемуся после работ А. Л. Рейнгарда, такие террасы называются флювиогляциальными.

Однако такой подход к определению генетического типа слагающих эти террасы отложений представляется слишком упрощенным. Ледниковое

питание, по-видимому, происходило при формировании любой из террас большинства рек Кавказа. Дело не в том, каков источник питания реки. Дело в количестве воды и обломочного материала, которые поступают в долину. Если режим стока рек близок к современному, то формируется аллювий межледникового типа, несмотря на существование ледников в горах. В это время река переотлагает материал, расширяет и углубляет свою долину — идут нормальные процессы накопления аллювия. При усилении ледникового питания река начинает энергично расширять долину и одновременно накапливать аллювий значительной мощности, но происходит это лишь до тех пор, пока количество воды и обломочного материала в реке находится в определенном, оптимальном для хода этого процесса соотношении, зависящем, кроме того, еще и от уклона русла. Как только количество переносимого обломочного материала превысит норму — боковая эрозия реки ослабевает и постепенно начинают доминировать процессы аккумуляции и переотложения. Осадки, накапливающиеся в связи с таянием льдов при подобном режиме реки, уже следует называть флювиогляциальными.

Как можно видеть, они не отличаются резко от аллювия формирующегося в условиях активного ледникового питания рек и могут замещаться аллювием по простиранию вниз по течению реки. По мере отложения переносимого материала режим реки может меняться, и река, даже в условиях ледникового питания, но в значительном удалении от ледника, может формировать аллювий обычного межледникового типа. Иными словами, в истоках рек, отлагающих в среднем течении аллювий межледникового типа, могут накапливаться мощные флювиогляциальные толщи.

Поскольку для процесса формирования флювиогляциальных толщ характерна преимущественная аккумуляция, их отличительным признаком должна являться значительная мощность. В районе курорта «Теберда» этому условию отвечают отложения, слагающие седьмую и восьмую террасы, а также наиболее древняя подморенная толща в низовьях р. Мухус. Важно подчеркнуть, что поверхность седьмой террасы вверх по долине быстро повышается, что указывает на былую близость края таявших льдов и зоны, где прежде всего сгружался обломочный материал.

Значительные мощности имеют галечно-валунные толщи и в долине верхней Кубани. Здесь, так же как и в долине Теберды выделяется не менее девяти надпойменных террас. Поскольку террасы аккумулятивны, их высоты (см. табл. 1) определяют и мощность соответствующих толщ. Наиболее важным для понимания истории развития долины является строение ее участка между устьем р. Уллу-Хурзук и с. Карт-Джюрт [2]. В этом районе у с. Учкулан при слиянии Кубани и Учкулана можно видеть пять низких надпойменных террас. На самую высокую из них налегают холмы конечных морен, которые по положению их в долине следует сопоставлять с каракельскими моренами района курорта «Теберда». Ясных обнажений, доказывающих факт налегания морен на аллювий в долине Кубани, нет, но о нем можно говорить, поскольку пятая терраса как бы обтекает все изгибы главного моренного вала и продолжается на некоторое расстояние позади вала — к устью р. Уллу-Хурзук.

Аналогом шестой террасы р. Теберды, по-видимому, является терраса, на которой стоит с. Карт-Джюрт. Высота ее примерно та же (см. табл. 1). Здесь она сохранилась даже лучше, чем в районе курорта. Наоборот, наиболее крупная для долины Теберды седьмая надпойменная терраса на Кубани почти полностью уничтожена. Остатки валунных отложений этой

[2] Строение четвертичных отложений и геоморфология всего бассейна верхней Кубани в последнее время (1959 г.) детально изучены В. И. Фоминым.

возраста можно наблюдать на левом склоне трога против с. Карт-Джюрт (высота 70—75 *м* над дном долины) и на мысу между р. Кубанью и р. Уллу-Хурзук под толщей целого ряда береговых морен одного из кубанских ледников, соответствовавшего, по-видимому, джемагатскому леднику в долине Теберды. Береговые морены этого ледника прослеживаются над комплексом учкуланских морен по направлению к с. Учкулан.

Отложения, по возрасту соответствующие седьмой террасе и подстилающие береговые морены близ устья р. Усть-Хурзук, по своей мощности и общему облику являются флювиогляциальными. Седьмая терраса прослеживается по долине р. Уллу-Хурзук. Здесь она сложена разнородными в генетическом отношении горизонтами. Горизонты окатанного валунника, имеющего грубую горизонтальную слоистость, переслаиваются с несортированными валунными пачками, в которых немало крупных неокатанных или оглаженных глыб. Это, по-видимому, остатки донной морены крупных ледников. В данном случае моренные и флювиогляциальные толщи переслаиваются, отложения льда смыкаются с отложениями водных потоков, «примыкают» одни к другим именно так, как представляли себе это явление А. Л. Рейнгард (1926) и Г. Ф. Мирчинк (1928).

Аналогично построена в долине р. Уллу-Хурзук и более высокая восьмая надпойменная терраса. В районе с. Карт-Джюрт на Кубани она сложена мощными окатанными валунниками, высота ее около 120 *м*.

Поверхность девятой террасы в долине верхней Кубани, так же как и на Теберде, не сохранилась, но валунные флювиогляциальные отложения наблюдаются на склонах трога до высоты 180 *м* над рекой. Береговая морена, подобная мощной береговой морене Тебердинского трога близ устья р. Муху, в долине верхней Кубани неизвестна. Она, по-видимому, так же как и верхняя часть девятой надпойменной террасы, уничтожена последующей эрозией.

В целом можно утверждать, что строение четвертичных отложений в долинах верхней Кубани и Теберды имеет много сходных черт. Это позволяет говорить и о сходстве истории их развития в верхнем плейстоцене. Бросается в глаза лишь одна характерная для долины Кубани черта. Флювиогляциальные толщи здесь гораздо бо́льшей мощности и прослеживаются почти до замыкания троговой части долины, а низкие террасы широко распространены. Объясняется это тем, что массивы высокогорных хребтов, несших основную массу льдов, в бассейне Кубани располагаются гораздо севернее, чем в бассейне Теберды, в непосредственной близости от рассматриваемого района. Однако трог главного в верхнем плейстоцене ледника по Кубани оканчивается примерно на тех же абсолютных высотах, что и в долине р. Теберды.

Основные этапы истории развития долин Теберды и Кубани в верхнем плейстоцене приведены в табл. 2.

Отступание наиболее крупных ледников, сформировавших троговые формы долин, сопровождалось накоплением мощных толщ флювиогляциальных и аллювиальных отложений. Ниже Карачаевска в процессе таяния льдов, постепенно расширяясь, заполнялась аллювием переуглубленная межледниковая долина, а затем, когда боковая эрозия достигла максимальной интенсивности, была сформирована девятая надпойменная терраса, наиболее высокая в ряду верхнеплейстоценовых (пятая в районе Черкесского пересечения — см. рис. 1, табл. 1). Энергичный размыв коренных пород в это время привел к тому, что в аллювии этой террасы в значительном количестве присутствуют суглинки и супеси. В долине Теберды по возрасту ей отвечает наиболее древняя подморенная флювиогляциальная толща, а на верхней Кубани флювиогляциальные отложения мощностью до 180 *м* (см. табл. 2).

Таблица 2

Схема развития оледенения долин рек Теберды и Кубани в верхнем плейстоцене

Составил А. В. Кожевников, 1959 г.

Оледенение и интергляциал	Стадия и интерстадиал	Теберда		Кубань			По Рейнгарду (1926, 1932)	По Мирчинку (1928)	По Тушинскому (1949)
		Формы рельефа, морены, флювиогляциальные и аллювиальные толщи (по данным А. В. Кожевникова)	Положение конечной морены Абс. выс., *м*	Формы рельефа, морены, флювиогляциальные и аллювиальные толщи (по данным А. В. Кожевникова и В. И. Фомина)		Положение конечной морены. Абс. выс., *м*			
		выше Передового хребта		ниже Передового хребта	выше Передового хребта				
Первое (тебердинское, вюрм I)	I	Трог до устья р. Амгат	1100	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения IX террасы (VI в районе г. Черкесска)	Трог до свинцово-цинкового рудника	1170	Последнее оледенение (вюрм; трог до устья р. Амгат)	Последнее оледенение (вюрм; ледник оканчивался у с. Верхняя Теберда)	Тебердинское оледенение
	II	Флювиогляциальные отложения под береговой мореной близ устья р. Муху	1300—1400		Флювиогляциальные отложения мощностью до 180 *м* у с. Карт-Джюрт.	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—
	III	Береговые морены на высоте около 120 *м* над руслом Теберды	1200		?	?	—	—	—
Интергляциал		Углубленная форма долины, аллювий пойменного типа	?	Переуглубленная долина	Углубленная форма долины аллювий пойменного типа	?	—	—	—
Второе (вюрм II, бюль)	I	Флювиогляциальные отложения VIII террасы	1300—1350	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения VIII террасы (верхний уровень IV террасы у г. Черкесска)	Флювиогляциальные отложения VIII террасы	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—
	Интерстадиал	Углубленная форма долины, аллювий пойменного типа		Долина слабопереуглубленная	Углубленная форма долины, аллювий пойменного типа	?	—	—	—

II	Флювиогляциальные отложения VII террасы	1350	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения VII террасы (уровень IV террасы у г. Черкесска)	Флювиогляциальные отложения VII террасы	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—
III (джемагатская)	Конечные (две гряды) и боковые морены на поверхности VII террасы близ устья р. Джемагат	1280	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения на первых стациях формирования VI террасы	Береговые морены при устье р. Уллу-Хурзук, прослеживающиеся по направлению к с. Учкулан	1300	Джемагатская стадия отступания (аммерзее)	—	—
Интерстадиал	Долина, сходная с современной	?	Долина, сходная с современной	Долина, сходная с современной	?	—	—	—
IV	Ледниково-аллювиальные отложения VI террасы	Выше курорта «Теберда»	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения VI террасы (уровень IV, четвертой террасы у г. Черкесска)	Ледниково-аллювиальные отложения VI террасы	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—
Интерстадиал	Долина, сходная с современной	?	Долина, сходная с современной	Долина, сходная с современной	?	—	—	—
V	Ледниково-аллювиальные отложения V террасы с пыльцой бука и граба	Выше курорта «Теберда»	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения V террасы (у г. Черкесска отсутствует)	Ледниково-аллювиальные отложения V террасы	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—
VI (каракельская)	Конечные морены у оз. Кара-Кель	1290	Ледниково-аллювиальные и аллювиальные отложения IV террасы (нижний уровень IV террасы близ г. Черкесска)	Конечные морены в районе с. Учкулан	1350	Тебердинская стадия отступания (бюль), морены у оз. Кара-Кель	Стадия отступания	Каракельское оледенение
VII	Ледниково-аллювиальные отложения IV террасы	Выше курорта «Теберда»		Ледниково-аллювиальные отложения IV террасы	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—

Второе (вюрм II, бюль)

Таблица 2 (окончание)

Оледенение и интергляциал	Стадия и интерстадиал	Теберда		Кубань			По Рейнгарду (1926, 1932)	По Мирчинку (1928)	По Тушинскому (1949)
		Форма рельефа, морены, флювиогляциальные и аллювиальные толщи (по данным А. В. Кожевникова)	Положение конечной морены. Абс. выс., м	Формы рельефа, морены, флювиогляциальные и аллювиальные толщи (по данным А. В. Кожевникова и В. И. Фомина)		Положение конечной морены. Абс. выс., м			
		выше Передового хребта		ниже Передового хребта	выше Передового хребта				
Позднеледниковое время	VIII	Аллювиальные отложения III террасы	Выше курорта «Теберда»	Аллювиальные отложения III террасы	Аллювиальные отложения III террасы	Выше слияния Учкулана и Уллу-кама	—	—	—
	IX Гоначхирская	Конечная морена ниже устья р. Гоначхир	1390	?	Конечная (?) морена близ устья р. Узункол	1542	Гоначхирская стадия отступания (гшниц)	Стадия отступания	Гоначхирская стадия
	X	Аллювиальные отложения II террасы	Выше Домбайской поляны	Аллювиальные отложения II надпойменной террасы		?	—	—	
Послеледниковое время	Послеледниковые стадии	Конечные морены аманаузская, алибекская, птышская и чотчинская, аллювий I террасы, поймы, а также 5, 7, 10, 20 30 и 40-метровых террас Домбайской поляны	1700, 1800, 1930, 1980	Аллювиальные отложения I террасы и поймы	Конечные морены в устье р. Ак-тюбе и Битюк-тюбе в верховьях р. Уллукам, а также в 2 км от устья р. Нахары по рекам Гондарай и Индрикой. Аллювий I террасы и поймы	2116, 2250 и т. д.	Аманаузская и более поздние стадии отступания	Стадии отступания	Аманаузская, алибекская, птышская и чотчинская стадии отступания

Наличие мощной морены, залегающей на отложениях, сформированных в процессе отступания льдов главного в верхнем плейстоцене оледенения, говорит о новом продвижении ледника, возможно, почти до прежнего положения. Характерно, что ледниковая эрозия не уничтожила полностью более древнюю флювиогляциальную толщу. Это говорит о меньшей мощности льда, чем в предшествующую эпоху.

Наиболее древняя из сохранившихся в трогах верхнеплейстоценовых террас — восьмая надпойменная, формировалась в связи с таянием ледника, далеко не достигшего прежних максимальных размеров. Наличие этой террасы в долине р. Уллу-Хурзук показывает, что отступание льдов в процессе ее формирования было значительным. Поскольку терраса формировалась потоками, отлагавшими преимущественно обломочный материал (потоками с ослабленной эрозионной способностью), следует предположить, что долина к этому времени была в основном уже выработана. Другими словами формированию восьмой террасы в долинах Теберды и Кубани предшествовала крупная эпоха эрозионного развития долины. Об этом говорит и разница высот залегания кровли наиболее древней флювиогляциальной толщи (район Карт-Джюрта) и поверхности восьмой террасы, достигающая 60 *м*. В долине Теберды эта эпоха отделяет время существования мощных ледников, занимавших всю или почти всю площадь трога, от времени, когда ледники, несмотря на сложную картину движений их края, никогда не достигали таких крупных размеров. Она представляется достаточно длительной и является, по-видимому, интергляциальной. Каракельский интергляциал, выделенный Г. К. Тушинским (1949), по размаху эрозионной деятельности не идет ни в какое сравнение с этой эпохой. Каракельская фаза — интерстадиал, причем один из небольших и самых последних в истории последней ледниковой эпохи Кавказа. В процессе отступания ледника, сформировавшего мощную береговую морену близ устья р. Муху, стадии наступания и интерстадиалы, подобные каракельским, могли быть неоднократно, но следы их существования уничтожены эрозионной деятельностью р. Теберды в течение последовавшей за ними межледниковой эпохи.

Возникновение новых крупных ледниковых покровов в горах в начале следующей ледниковой эпохи было затруднено. Пределы распространения льдов во время формирования восьмой надпойменной террасы неизвестны. Морены зафиксированы лишь в долине р. Уллу-Хурзук. Ледники длительное время поставляли массу воды и обломочного материала в долины, что не способствовало их активному продвижению. Но это указывает на большую мощность льдов и постоянное возобновление их запасов.

Следующая седьмая надпойменная терраса, особенно хорошо представленная в долине р. Теберды, гораздо ниже восьмой (см. табл. 1).

Ее формированию предшествовала длительная, по-видимому, интерстадиальная эпоха преобладания донной эрозии в долине, в течение которой была перемыта и вынесена масса обломочного материала, слагавшего восьмую надпойменную террасу.

Накопление флювиогляциальных отложений седьмой надпойменной террасы (50—55 *м* в районе курорта «Теберда») было связано с новым нарастанием мощности ледниковых покровов в горах, с таянием какого-то значительного ледника. Быстрое повышение поверхности террасы, а следовательно, и размеров флювиогляциальной толщи, ее слагающей, снизу вверх по долине к району курорта «Теберда», указывает на то, что окончание ледника находилось в непосредственной близости от этого района.

На Кубани о пределах распространения льдов в это время говорить трудно. Мощность соответствующих флювиогляциальных толщ указывает на то, что ледник был крупным и существовал длительное время. Пересла-

ивание моренных горизонтов с флювиогляциальными отложениями в долине р. Уллу-Хурзук свидетельствует о том, что здесь происходили осцилляции края ледника, возможно достаточно крупные, сравнимые с теми продвижениями льдов в пределах трогов, которые оставили известные нам конечные морены.

Подобная подвижка льдов оставила на эродированной поверхности седьмой террасы боковые морены у с. Хурзук и конечные в долине Теберды близ устья р. Джемагат.

Зона активной ледниковой эрозии в это время не распространялась ниже районов курорта «Теберда» и с. Учкулан на Кубани. Но уже на территории курорта можно наблюдать боковые морены джемататского комплекса, врезанные в поверхность седьмой террасы. Ледник, оставивший джемагатские морены выше курорта, был вложен во флювиогляциальную толщу седьмой террасы. По-видимому, наступанию джемагатских льдов предшествовал эрозионный перерыв в развитии долины. Льды продвигались по уже выработанному для них ложу.

Отступание джемагатских льдов вначале, по-видимому, было медленным. Ледники таяли, но количество воды, поступавшей в долины, было невелико. Реки постепенно углубляли свои долины, размывая толщу седьмой террасы и покрывающие ее моренные отложения джемагатского комплекса.

Впоследствии, когда таяние льдов усилилось, размыв стал более интенсивным, но одновременно начала формироваться более низкая шестая надпойменная терраса. Главная фаза формирования шестой надпойменной террасы наступила позже и была связана со стабилизацией положения края тающего ледника, с длительным стоянием ледника, когда количество льда постоянно возобновлялось, а в результате его таяния в долины поступало большое количество талых вод и обломочного материала. Таким образом, ледниковый аллювий, слагающий шестую надпойменную террасу, не примыкает к моренам джемагатской стадии, а прорезает их. Прислонение аллювия, формирующегося в процессе таяния отступающего ледника, к моренам последнего для горных ледников, по-видимому, следует считать правилом. Примыкания флювиогляциальных толщ к моренным отложениям, которые так часто наблюдаются на периферии современных языков льда, обычно размыты.

Пятая надпойменная терраса рек Теберды и Кубани отделена от шестой значительным перепадом высот. Вместе с четвертой террасой и ее уровнями она составляет новый комплекс террас, менее крупных, чем все более древние. Особенно отчетливо это видно в долине Кубани (район сел Учкулан и Карт-Джюрт). Пятая терраса р. Теберды формировалась в связи с таянием льдов располагавшихся гораздо выше района курорта «Теберда», где в это время произрастали смешанные леса. Аналогичные климатические условия, по-видимому, были и в долине Кубани. Однако ледники, вследствие таяния которых формировалась пятая терраса, были достаточно мощными. Поверхность пятой террасы медленно понижается вниз по долинам, видимая мощность ее аллювия везде одинакова. С ним смыкаются крупные конусы выноса рек Джемагат и Муху.

Каракельская стадия оледенения, сменившая эпоху формирования пятой террасы, ознаменовалась проникновением льдов вплоть до территории курорта «Теберда». Мощность ледника не была значительной. В процессе его медленного таяния в условиях достаточно сурового климата среди конечноморенных гряд и позади них образовались озера, по берегам которых произрастали различные полыни и лебедовые.

На какой-то стадии отступания каракельских льдов во время их наиболее длительного стояния, когда энергичное таяние льда компенсировалось

его поступанием, была сформирована четвертая терраса р. Теберды. Она сложена обычным аллювием, сходным с аллювием всех более низких террас Теберды и проходит сквозь каракельские конечноморенные гряды. Ее можно наблюдать значительно выше курорта «Теберда» в виде небольших площадок, прислоненных к древним пролювиальным шлейфам. Малая мощность аллювия четвертой террасы указывает на малую мощность льда тавшего ледникового языка и медленное его отступание. Сопоставление этой террасы с какой-либо из молодых морен в долинах Теберды и Кубани представляется делом затруднительным, так же как и сопоставление третьей, второй и первой террас с Гоначхирской мореной и моренами Домбайской Поляны.

Дело в том, что примыкание первой и второй террас к указанным моренам, о котором пишет Г. К. Тушинский (1949), наблюдать не удалось — к моренам в обоих случаях прислонены различные уровни поймы. Особенно ясно можно наблюдать это явление в районе устья р. Гоначхир. К моренам Домбайской Поляны (аманаузская стадия) пойма прислонена с северной, внешней стороны, а с юга — надпойменные террасы высотой 5—5,5; 7—8, 10—11, 19—20, 25—30 и 40 *м* (рис. 6). Высота поймы, очень часто сменяющейся валунными отмелями, здесь равна 1,5—2 *м*. Все террасы имеют очень небольшой покров аллювия, а наиболее высокая является чисто эрозионной. Наиболее мощный галечно-валунный аллювий характерен для террасы высотой 25—30 *м*. Его мощность 0,5—0,8 *м*.

Все эти террасы моложе гоначхирской морены. Если с гоначхирской мореной сопоставить даже наиболее высокий уровень (10 *м*) второй террасы у курорта «Теберда», то с домбайскими моренами сопоставляются террасы, высота которых над урезом реки не превышает 10,0 *м*. Именно с ними должны быть сопоставлены террасы Домбайской Поляны. Это говорит о значительной амплитуде тектонического поднятия Главного хребта в позднеледниковое время, достигающей 25—30 *м*. Если считать (по аналогии с Русской равниной), что позднеледниковое время и голоцен занимают 10—12 тыс. последних лет, то скорость поднятия Главного хребта в это время определяется цифрой 0,25—0,30 *м* в 100 лет, или 3 *мм* в год.

При рассмотрении истории развития оледенения долин Теберды и верхней Кубани (см. табл. 2) особенно важно обособить мощные флювиогляциальные толщи как свидетели самостоятельных крупных и длительных стадий стояния ледников. Стадии оледенений, выделенные на основании наличия в долинах конечных морен, в связи с отсутствием так называемых примыканий не могут быть прямо сопоставлены с соответствующими террасами, как это делали А. Л. Рейнгард (1926, 1932) и Г. Ф. Мирчинк (1928).

Близко к подобному решению вопроса в последнее время подошла Е. М. Щербакова (1958). Она пишет, что каждой стадии оледенения должна была соответствовать стадия усиленной деятельности потоков, «возможно несколько сдвинутая во времени». Е. М. Щербакова по-прежнему сопоставляет стадии оледенения долины Кубани с речными террасами. Но, как можно было видеть, отмеченное Е. М. Щербаковой несоответствие времени формирования конечных морен и террас может быть весьма велико — вплоть до эпох типа интерстадиальных. Постепенное и последовательное таяние ледников, даже таких крупных, как например, ледник, оставивший боковую морену близ устья р. Муху, не могло сформировать мощные флювиогляциальные толщи. Для накопления валунно-галечных толщ восьмой — седьмой надпойменных террас было необходимо длительное существование крупных ледников, находящихся в состоянии подвижного равновесия, когда таяние компенсируется поступлением льда. На то, что

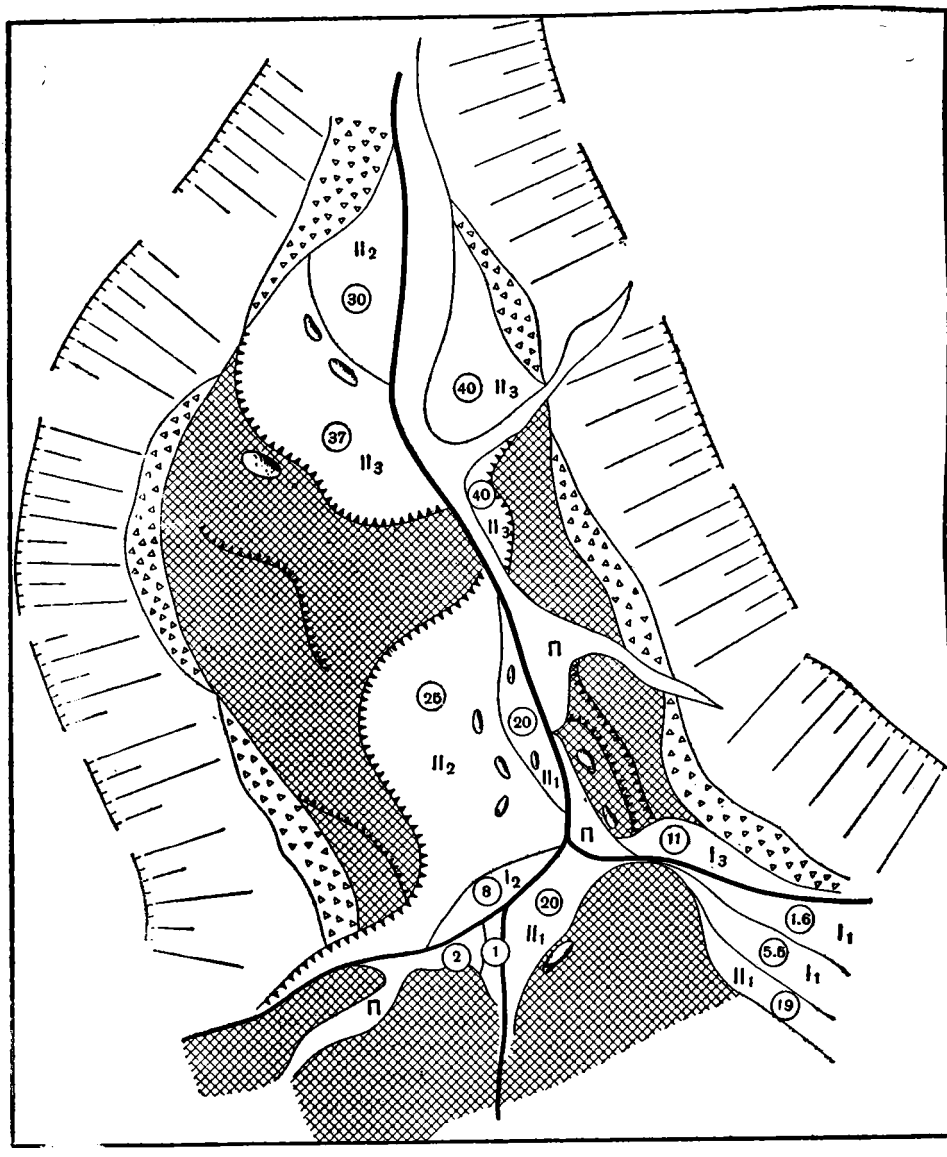


Рис. 6. Схема расположения морен и террас в верховьях р. Теберды

Условные обозначения—см. рис. 3

ледники подобного типа, тесно связанные, «смыкающиеся» с соответствующими флювиогляциальными толщами, действительно существовали, указывает переслаивание морен и окатанного валунника в разрезах седьмой и восьмой надпойменных террас по р. Уллу-Хурзук.

Таким образом, история формирования долин Теберды и Кубани в верхнем плейстоцене и голоцене показывает, что накопление аллювия различных террасовых уровней, зафиксированных в районе г. Черкесска, происходило в достаточно различных палеогеографических условиях и связа-

с разными и достаточно крупными передвижениями края тебердинских и верхнекубанских ледников. Все это подтверждает необходимость выделения этих уровней в качестве самостоятельных террас.

Несмотря на то что сквозные террасы описанного типа отражают значительные по времени этапы развития долин, вне зоны влияния оледенения они не могут сильно разниться по высоте, так как в большинстве случаев отражают этапы одной и той же ледниковой эпохи. Поэтому выраженность их в рельефе и высота уступов между ними в огромной степени зависят от интенсивности и характера тектонических движений на том или ином отрезке долины. Разница в высоте между самой низкой и самой высокой из террас времени последнего оледенения в районе Черкесска достигает 10 *м*, по-видимому, только благодаря общему сводовому поднятию этого участка Северного склона Кавказа. Наличие перегиба продольного профиля террас Кубани в районе Невинномысской антиклинали (местный базис эрозии) привело к тому, что террасы, относимые к верхнему плейстоцену между Черкесском и Невинномысском оказались очень близкими по высоте и с трудом выделяются. Ниже района Невинномысска во время формирования четвертой террасы прогрессирующее понижение уровня Азово-Черноморского бассейна достигло такой величины, что долина начала углубляться вопреки влиянию местных базисов эрозии (Убеженская антиклиналь) и это привело к обособлению низких террас.

Несмотря на сближенность поверхностей перечисленных террас на значительном участке, долина Кубани благодаря тому, что она находится в области равномерного тектонического поднятия северной моноклинали Кавказа, включая и предгорья, является наиболее благоприятной для расшифровки геологической истории верхнего плейстоцена. В других долинах бассейна Кубани многие террасы этого комплекса не сохранились. Еще хуже сохранились они в долинах тех горных рек, которые имеют крутые уклоны продольного профиля. В качестве примера можно привести долины Ардона и Терека. В горной их части не встретишь более двух-трех прислоненных одна к другой надпойменных террас и чаще это самые низкие — первая и вторая. Гораздо больше низких террас там, где эти долины выходят на предгорную равнину.

Однако погружение происходит настолько быстро, что ясной дифференциации на террасовые уровни, соответствующие различным фазам таяния верхнеплейстоценового оледенения, здесь не происходит. Вместо девяти террасовых уровней, выделяющихся на Кубани, здесь можно уловить только шесть-семь. Остальные либо погребены, либо размыты.

Однако даже наличие семи низких надпойменных террас в долинах многих рек Северного Кавказа позволяет говорить о региональном общекавказском проявлении тех этапов развития оледенения в бассейне Кубани, которые были выделены (см. табл. 2). Изучение низких террас в долинах рек Кавказа — путь к расшифровке истории верхнеплейстоценового оледенения.

Низкие террасы, поскольку время их формирования сравнительно невелико и сами они подчас отвечают лишь небольшим стадиям оледенений, при сравнении с террасами более древними и, как правило, более крупными следует объединять в комплексы. В таком случае для Кубани в районе Черкесска может быть выделено лишь пять надпойменных террас (см. табл. 1). Но это совсем не исключает необходимости их тщательного исследования и расчленения в тех случаях, когда приходится заниматься специальным изучением верхнего плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской Равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. НИИ физ.-мат. наук при I МГУ, М., 1928, т. 2, вып. III—IV.

Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Труды Геол. ком., т. XIV. СПб., 1896.

Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейне Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. Изв. Русск. географ. об-ва, 1926, т. IV, вып. 1.

Рейнгард А. Л. Четвертично-геологическая экскурсия от Ростова-на-Дону до Теберды. Путеводитель экскурсии II четверт.-геол. конф. Ассоц. по изуч. четверт. периода. М.— Л., 1932.

Сафронов И. Н. К вопросу о возрасте террас Кубани. Материалы по изуч. Ставропольского края, вып. 7, 1955.

Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области Северо-Западного Кавказа. «Сов. геология», сб. 54, 1956.

Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа. Труды Сев.-Кав. ассоц. научно-исслед. ин-тов, вып. 65, Ростов, 1930.

Тумаджанов И. И., Мчедлишвили П. А. Послеледниковые движения межледниковой растительности в долине Теберды по данным пыльцевых анализов. Труды Тбилисск. бот. ин-та, т. 12, 1948.

Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. В кн.: «Побежденные вершины». М., 1949.

Щербакова Е. М. Следы последнего оледенения в Приэльбрусье. Инф. сб. по МГГ, № 2, М., 1958.

Шульц С. С. К вопросу о генезисе и морфологии речных террас. Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. 3, вып. 2. М.— Л., 1934.

А. Л. ЧЕПАЛЫГА

О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕРРАСАХ ДОЛИНЫ НИЖНЕГО ДНЕСТРА

В долине нижнего течения Днестра наблюдается ряд прекрасно выраженных террас. Исследования днестровских террас начались в 60-х годах XIX в., когда была обнаружена фауна пресноводных моллюсков в так называемом тираспольском гравии, близ г. Тирасполя (Колкотова балка). Кратко остановимся на истории исследования террас Нижнего Днестра.

Н. И. Барбот-де-Марни (1869) впервые обнаружил пресноводные отложения Цуклейской (или Колкотовой) балки с Paludina achatina и обломками Unio.

И. Ф. Синцов (1882) дал более подробный список и определил из тираспольского гравия остатки Elephas trogontherii Pohlig. Он считал, что эти отложения формировались на рубеже плиоцена и постплиоцена.

М. В. Павлова (1906, 1925) привела описание разреза «тираспольского гравия» и список фауны млекопитающих, в числе которых выделены Elephas Wüsti Pavl., Alces latifrons L. и др.

И. П. Хоменко (1908) сообщил о находке Unio cf. nicolaianus Brus. в тираспольском гравии и относил эти слои к рубежу плиоцена и постплиоцена, склоняясь к мысли о разновозрастности этих отложений.

А. К. Алексеев, Б. Н. Крокос и Е. А. Гашонов (1914) обнаружили у с. Глинного обнажение террасового аллювия с Corbicula fluminalis Müll. и Paludina diluviana Kunth. древнечетвертичного (доледникового) возраста.

А. П. Павлов (1925) дал подробный список фауны пресноводных моллюсков (43 вида из Колкотовой балки) и синхронизировал отложения «тираспольского гравия» с песками Мосбаха и Мауэра и миндель-рисским межледниковьем.

Р. Р. Выржиковский (1929) дал первую схему террас для среднего и отчасти нижнего Приднестровья. Он выделил шесть террас: четыре четвертичные и две плиоценовые.

Л. Ф. Лунгерсгаузен (1938) на основании изучения фауны пресноводных моллюсков лёссов и геоморфологии предложил следующую схему террас Днестра.

I терраса	Парканская, 7—8 *м*, безлёссовая, вюрм II	
II »	Слободзейская, 15—20 *м*, однолёссовая, вюрм I — рисс II	
III »	Григориопольская, 30 *м*, двулёссовая, рисс I	
IV »	Тираспольская, 90 *м*, 3—4-лёссовая, миндель	
V »	Колкотовская, 110—130 *м*, 5—6-лёссовая, гюнц.	

Кроме того, Л. Ф. Лунгерсгаузен выделил два более высоких покровных моллюсков-лёссов и геоморфологии предложил следующую схему тер-

С. Брэтеску (1941), используя данные геоморфологии, литологии и археологии, выделил в долине Днестра пять террас:

Сорокская, 5—9 *м*, однолёссовая, вюрм II
Бендерская, 18—22 *м*, двулёссовая, вюрм I
Малаештская, 38—44 *м*, трехлёссовая, рисс.
Тогатин II, 50—60 *м*, четырехлёссовая, миндель.
Тогатин I, 75 *м*, пятилёссовая, гюнц.

Л. Г. Каманин и А. Г. Эберзин (1952) обнаружили в террасе у с. Великая Косница вместе с Viviparus tiraspolitanus Pavl. и Corbicula fluminalis Müll. верхнеплиоценовую форму Unio sturi Hörn. и определили возраст 90-метровой террасы не моложе древнеэвксинского и не древнее верхнеплиоценового.

И. Я. Яцко (1954, 1959) описал из Колкотовой балки унионид левантинского типа: Unio bogatschevi Gr.— Ber., U. sandbergeri Neum., Limnocapha tiraspolitana Jatz.— и отнес эти отложения к поратским.

А. Г. Эберзин (1956) обнаружил в отложениях V террасы у с. Бошерница и в с. Войнич фауну с Unio sturi Hörn. и отнес эти отложения к самым верхам плиоцена.

В. И. Радзиевский (1957) обнаружил севернее г. Сороки в аллювии V террасы остатки раковин Unio sturi (?).

И. К. Иванова (1959, 1961) нашла ряд новых местонахождений фауны пресноводных моллюсков [1] в Среднем Приднестровье (у сел Шутновцы, Гавриловцы, Великая Мукша и др.) и в результате многолетних исследований, связанных с изучением геологии палеолитических стоянок выделила здесь семь надпойменых террас (не считая высокой поймы):

I	терраса,	12—15 *м*, Q_3
II	»	25—35 *м*, Q_2 — Q_3
III	»	45—50 *м*, Q_2
IV	»	70—80 *м*, Q_1 — Q_2
V	»	110—120 *м*, Q_1
VI	»	150—160 *м*, N_2
VII	»	180—200 *м*, N_2

Автор (1960, 1961, 1962), изучая моллюски террас Днестра, отметил смену теплолюбивой фауны в нижнем горизонте аллювия более холодолюбивой фауной в верхних горизонтах аллювия четвертичных террас нижнего Днестра. Всего им выделяется девять надпойменных антропогеновых террас и один плиоценовый уровень.

Наблюдения над террасами долины нижнего течения Днестра проводились автором в 1958—1961 гг. Террасы изучались геоморфологическим, палеонтологическим и литологическим методами. Собранный материал позволяет несколько уточнить и дополнить имеющиеся данные о стратиграфии днестровских террас.

Строение отдельных надпойменных террас Днестра в основном сходно и отвечает обычной схеме расположения аллювия. В нижних горизонтах преобладают галечники русловой фации, выше идут пески береговой фации, и, наконец, самые верхи аллювия представлены пойменными суглинками. Строение лёссовой толщи также однообразно: наблюдается чередование горизонтов лёссов и ископаемых почв. Отдельные террасы отличаются только количеством лёссовых горизонтов.

Распределение фауны моллюсков в каждой террасе также происходит в определенной последовательности. Наблюдается смена теплолюбивой фауны в нижних горизонтах аллювия эвритермной и холоднолюбивой фауной в верхних. Так, в нижних горизонтах аллювия ряда террас имеются теплолюбивые моллюски (представители родов Corbicula, Limnoscapha, теплолюбивых Unio), обитающие сейчас в условиях более теплого субтропического и тропического климата. В более высоких горизонтах аллювия теплолюбивые моллюски вымирают, остаются только эвритермные моллюски и появляются холоднолюбивые моллюски, характерные для более северных районов. Наиболее высокие горизонты террасового аллювия совсем лишены фауны моллюсков, иногда здесь встречаются остатки холоднолюбивых млекопитающих (мамонт и др.) Эти изменения фауны свидетель-

[1] Изучение этих сборов производилось Г. И. Поповым.

ствуют об ухудшении климатических условий, о крупных похолоданиях, вызванных влиянием оледенений. Литологические данные также свидетельствуют о похолоданиях. Так, в верхних горизонтах аллювия наблюдаются солифлюкционные смятия, клинья и трещины, заполненные лежащей выше породой. А. И. Москвитин в ряде пунктов установил мерзлотно-криотурбационное происхождение этих явлений. Кроме того, в верхних горизонтах аллювия попадаются крупные глыбы подольских пород, принесенных, вероятно, речным льдом в условиях более сурового климата.

Такое строение террасового аллювия позволяет предположить, что нижний его горизонт с теплолюбивыми моллюсками отлагался в условиях теплого межледникового климата, а верхний горизонт, с холодолюбивой фауной, криотурбациями и валунами, можно сопоставить с началом оледенения. Во второй половине оледенения при снижении базиса эрозии происходило опускание Днестра до более низкого террасового уровня.

Таковы общие черты строения террас Днестра. Отличительными для каждой террасы являются следующие признаки.

1. Морфология — высота поверхности и цоколя террасы над уровнем Днестра. Во избежание ошибок за счет неотектоники террасовые уровни сначала выделены на одном поперечнике (в районе Тирасполь — Бендеры), а затем с ними были сопоставлены обнажения террас в других местах.

2. Фауна моллюсков и млекопитающих — для каждой террасы характерен своеобразный комплекс фауны.

3. Количество лёссовых горизонтов, залегающих на поверхности террас.

В нижнем Приднестровье наблюдается девять четвертичных террас (4 из них эоплейстоценовые) и один плиоценовый аккумулятивный уровень.

Первая надпойменная терраса (Парканская по Л. Ф. Лунгерсгаузену, Сорокская по С. Брэтеску). Относительная высота 8—12 *м*. Лёссовый покров на ней отсутствует и только у подножия высоких коренных склонов на аллювии залегают делювиально-пролювиальные суглинки, отделенные от аллювиальных песков маломощной ископаемой почвой.

Фауна моллюсков современного типа сосредоточена в нижнем горизонте аллювия. В верхнем горизонте, где попадаются большие валуны, есть остатки холодолюбивых млекопитающих: мамонта, шерстистого носорога, северного оленя (Brětesku, 1941). Эта фауна встречается главным образом в самых верхних горизонтах аллювия, представленных песками. Одно из типичных обнажений первой террасы можно наблюдать у с. Делакэу (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Почва современная	0,3
2. Суглинок светло-желтый, делювиальный	0,5
3. Ископаемая почва	0,4
4. Песок белый, слоистый	2,7
5. Гравий косослоистый, с валунами	1,8
6. Гравий слоистый, с Viviparus fasciatus Müll., Neritina fluviatilis L., Lithoglyphus naticoides Fèr	1,5
7. Песок тонкозернистый, белый, без фауны	1,0

Здесь нижний горизонт аллювия (слой 6) с фауной моллюсков можно синхронизировать с молого-шекснинским межледниковьем. Верхний горизонт аллювия с валунами (слои 4 и 5) формировался в начале осташковского оледенения.

Вторая терраса (Слободзейская по Л. Ф. Лунгерсгаузену, Бендерская по С. Брэтеску) поднимается на 18—20 *м* над уровнем Днестра

(высота цоколя 6—7 *м*). Она покрыта одним ярусом лёсса, который отделен от террасового аллювия ископаемой почвой. Обнажения второй террасы наблюдаются в с. Слободзея, с. Суклея, г. Тирасполь, г. Бендеры. Строение аллювиальной толщи хорошо обнажается также у с. Караташ (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Песок белый, слоистый, разнозернистый, с Mammontheus primigenius Blumb.	2,7
2. Гравий слоистый, с песком и редкой фауной Viviparus sp., Lithoglyphus sp., Cyclas rivicola Leach	1,8
3. Гравий косослоистый, с валунами и фауной Viviparus sp. Cyclas rivicola Leach., Lithoglyphus naticoides Fèr., Bythinia sp., Valvata piscinalis Müll.	
На границе слоев 3 и 4 видны хорошо выраженные криотурбации, обнаруженные А. И. Москвитиным	2,4
4. Гравий с песком, слоистый, с фауной Corbicula fluminalis Müll., Corbicula sp., Unio batavus Nilss., U. ancey Bourg., Viviparus zickendrathi Pavl., Dreissensia polymorpha Pallas, Melanopsis esperi Fér., Neritina danubialis C. Pf., Pisidium sp. и др.	1,7
5. Пески тонкозернистые, белые, слоистые	1,1

В этом обнажении под базальными песками залегает нижний горизонт аллювия с теплолюбивой фауной Corbicula fluminalis Müll. (сейчас обитает в Закавказье, Средней Азии, странах Ближнего Востока), Corbicula sp., Unio ancey Bourg.[2] (сейчас обитает в р. Иордан). В верхнем горизонте аллювия, где имеются крупные валуны и проявления криотурбаций, теплолюбивая фауна отсутствует, здесь встречаются только эвритермные моллюски, а выше — зубы Mammontheus primigenius Blumb. (ранний тип). Нижний горизонт аллювия с теплолюбивой фауной можно сопоставить с предпоследним (микулинским) межледниковьем, тем более, что в микулинских отложениях второй террасы Волги А. И. Москвитин (1960) обнаружил Corbicula fluminalis Müll. Верхние горизонты аллювия второй террасы отложились в начале предпоследнего (калининского) оледенения.

Третья терраса, тираспольская, по высоте мало отличается от второй террасы — ее цоколь всего на 5—6 *м* выше цоколя второй террасы; высота поверхности равна 28—30 *м*. Однако третья терраса резко отличается от второй по составу фауны и строению лёссовой толщи. Она покрыта двумя ярусами лёсса с двумя ископаемыми почвами. Строение лёссовой толщи можно наблюдать в карьере Тираспольского кирпичного завода:

1. Современная почва.
2. Лёсс светло-желтый, столбчатый, гумуса 0,35%.
3. Ископаемая почва, темно-серая; гумуса до 0,87%.
4. Лёсс светло-желтый; гумуса 0,38%.
5. Ископаемая почва, темно-серая, с клиньями длиной до 1,5 *м* и шириной до 20 *см*, заполненными лёссом; гумуса 0,69%.
6. Суглинок аллювиальный, светло-зеленый; гумуса 0,33%.

Количество гумуса в ископаемых почвах увеличивается в 2—3 раза по сравнению с лёссовыми горизонтами. Характер распределения гумуса по профилю верхней ископаемой почвы типичен для чернозема. Нижняя ископаемая почва представляет собой, вероятно, засоленную почву пойменного типа.

Аллювиальная толща третьей террасы имеет сложное строение, что видно из обнажения в устье Комаровой балки:

[2] Униониды определены проф. И. Я. Яцко, за что автор выражает ему глубокую признательность.

	Мощность, *м*
1. Суглинок, светло-зеленый, слоистый	2,0
2. Песок белый, слоистый, с прослоями суглинков	1,2
3. Гравий слоистый, с валунами; в нижней части наблюдаются ярко выраженные криотурбации; с фауной: Unio kungurensis Rossm., U. pseudolittoralis Clessin, U. batavus Nilss., Viviparus fasciatus Müll., Lithoglyphus naticoides Fèr., Bythinia sp., Anodonta complanata L., Anodonta anatina Lindh.	2,0
4. Гравий с песком, с фауной Unio gregorii Cobelt., U. batavus Nilss., Corbicula sp., Cyclas rivicola Leach., Melanopsis esperi Fér., Lithoglyphus naticoides Fér., Neritina fluviatilis L., N. danubialis C. Pf., Limnaea ovata Drap.	1,6
5. Пески белы, слоистые	0,8
6. Известняк среднесарматский.	

В этом обнажении нижний горизонт аллювия (слой 4) содержит фауну теплолюбивых моллюсков. Unio gregorii Cobelt (сейчас обитает в р. Рион и реках Армении), Corbicula sp. (non fluminalis Müll.). Верхний горизонт аллювия с валунами и проявлениями криотурбаций содержит фауну эвритермных и холоднолюбивых моллюсков Unio kungurensis Rossm. (обитает в северной Белоруссии и Литве), Unio pseudolittoralis Clessin (обитает в р. Ирень на Урале). В верхних горизонтах аллювия фауна моллюсков беднеет и, наконец, исчезает совсем.

В свете приведенных литологических и фаунистических данных нижний горизонт аллювия соответствует одинцовскому межледниковью, а верхний горизонт аллювия — началу московского оледенения.

Четвертая терраса, григориопольская, высотой 40—45 *м*. (цоколь 25 *м*) отличается от других террас строением. Еще Л. Ф. Лунгерсгаузен (1938) отмечал неполноту террасовой толщи. Действительно, мощность аллювия небольшая и представлен он главным образом песками и супесями. Типичное обнажение наблюдается в г. Григориополь:

	Мощность, *м*
1. Суглинки делювиальные	5,0
2. Ископаемая почва	1,2
3. Пески тонкослоистые, с прослоями суглинков	5 0
4. Гравий с Viviparus sp.	0,1
5. Известняк среднесарматский.	

Здесь, как и в других обнажениях четвертой террасы (Комарова балка, Суклея), нижний горизонт аллювия с фауной моллюсков, почти полностью размыт, от него остался небольшой прослой гравия мощностью до 20 *см* с пресноводными моллюсками (Viviparus sp.). Основная толща аллювия представлена песками и суглинками совершенно без фауны. Отсутствие фауны в террасовом аллювии не типично для нижнего Днестра. Однако необходимо учесть, что в верхнем течении Днестра на уровне четвертой террасы наблюдаются флювиоглядиальные пески и обломки северных гранитов (Гофштейн, 1960), свидетельствующие о проникновении льдов максимального оледенения в долину Днестра. Вероятно, при таянии льдов максимального оледенения большие массы воды размыли нижний горизонт аллювия с фауной моллюсков. Там, где IV терраса заходит в устья притоков Днестра, нижний горизонт уцелел от размыва. Так, в устье р. Реут в отложениях IV террасы в большом количестве встречена фауна моллюсков Viviparus cf. fasciatus Müll., Neritina danubialis C. Pfeif., Lithoglyphus naticoides Fèr., Planorbis spirorbis L., Corbicula sp. Этот факт подтверждает предположение о размыве нижней толщи IV террасы водами максимального (днепровского) оледенения. Возраст нижнего горизонта аллювия IV террасы, вероятно, лихвинский.

Пятая терраса (Колкотовская, по Л. Ф. Лунгерстаузену). Высота ее 50—60 *м* (цоколь 35 *м*). Классическое обнажение этой террасы опи-

сано в Колкотовой балке, близ г. Тирасполя. Здесь в гравийных карьерах можно выделить следующие слои (списки фауны сокращены):

	Мощность, м
1. Лёсс желтый	0,8
2. Ископаемая почва, палевая	0,8
3. Лёсс светло-желтый, столбчатый	1,6
4. Ископаемая почва, красно-бурая с клиньями, заполненными лёссом	1,2
5. Суглинок светло-зеленый, слоистый (пойменный аллювий)	2,7
6. Песок белый, слоистый с редкими Viviparus sp., Cyclas rivicola Leach., Planorbis planorbis L., Unio pictorum L., U. kungurensis Ros., U. crassus Retz., Viviparus tiraspolitanus Pavl., V. zickendrathi Pav. V. aethiops Parr.	
7. Гравий с песком и фауной Unio batavus Nils, Viviparus tiraspolitanus Pavl., V. aethiops Parr., V. romaloi Cob., Corbicula sp. Cyclas rivicola Leach.	
8. Гравий косослоистый с фауной Unio litoralis Lam., Viviparus tiraspolitanus Pavl	2,5
9. Конгломерат с редкой фауной Tiraspoliconcha tiraspolitana Jatz[3]., Viviparus sp., Cyclas sp.	2,0
10. Гравий с прослоями песка и с фауной Tiraspoliconcha tiraspolitana Jatz., T. sp., Melanopsis sp., Viviparus sp., Unio axiacus Let., U. dignatus Lea	1,8
11. Песок белый, тонкозернистый	1,2
12 Глина зеленая, мэотическая.	

Здесь в аллювиальной толще можно выделить два основных горизонта и один переходный (рис. 1).

Нижний горизонт (слои 9, 10) содержит теплолюбивые моллюски: Tiraspoliconcha tiraspolitana Jatz., T. sp., Unio hispalensis, U. axiacus Let., V. dignatus Lea. Аналогичная фауна живет сейчас на Ближнем Востоке и Испании.

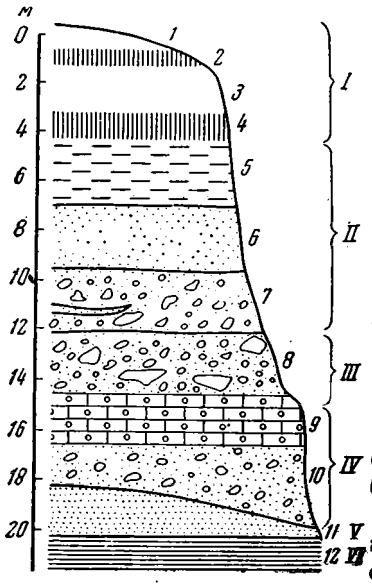


Рис. 1. Схема строения V террасы Днестра в обнажениях Колкотовой балки близ г. Тирасполя

I — «лёссовая» толща, *II* — верхний горизонт с фауной эвритермных и холодолюбивых животных; *III* — переходный горизонт с реликтами поратских моллюсков; *IV* — нижний горизонт с теплолюбивыми моллюсками; *V* — базальные пески; *VI* — меотические глины. Арабские цифры соответствуют цифрам в описании разреза в тексте.

Переходный горизонт (слой 8) содержит уже фауну моллюсков европейского типа (Unio batavus Nils., U. crassus Retz., Viviparus tiraspolitanus Pavl. и др.), но здесь встречаются теплолюбивые моллюски Unio litoralis Lam. (сейчас обитает в Испании). Теплолюбивые моллюски здесь отсутствуют. В переходном горизонте видны проявления мерзлотно-криотурбационных процессов в виде клиньев и трещин, заполненных лежащей выше породой. В большом количестве здесь встречаются валуны подольских пород.

Верхний горизонт аллювия (слои 6, 7, 8) содержит фауну эвритермных и холодолюбивых унионид (например, Unio kungurensis Rossm., U. crassus Retz., U. batavus Nils.), а также фауну палюдин бабельского типа с Viviparus aethiops Parr. В верхнем горизонте наблюдаются криотурбации в виде смятий и складок в песках, а также огромные валуны принесенных пород. Наиболее высокие горизонты аллювия V террасы (слой 5) лишены фауны моллюсков, содержат пыльцу сосны и ели.

Другие обнажения V террасы (у с. Беляевка, в Просяной балке) имеют в общем аналогичное строение.

[3] Прежнее наименование — Limnoscapha tiraspolitana Jatz.

Приведенные данные позволяют предполагать, что нижний горизонт аллювия V террасы отложился при теплом межледниковом климате. Верхняя толща формировалась в условиях более сурового климата возможно в начале оледенения.

Выше V террасы залегают более древние террасы, содержащие верхнеплиоценовую фауну. Эти террасы (VI, VII, VIII и IX) относятся нами к эоплейстоцену.

Высота шестой террасы, Михайловской, около 80 *м* (высота цоколя 50—60 *м*). До настоящего времени синхронизировалась с колкотовской террасой, так как содержит общие с ней виды млекопитающих. Однако VI терраса на 20—25 *м* выше колкотовской и содержит совершенно иную фауну моллюсков. Одно из обнажений описано у с. Михайловка:

	Мощность, *м*
1. Суглинки и супеси серо-зеленые слоистые	1,5
2. Пески косослоистые с фауной Viviparus tiraspolitanus Pavl., Lithoglyphus naticoides Fèr., Unio sp.	2,0
3. Гравий с прослоями песка с фауной Unio scutum Bog., U. chosaricus Bog., Viviparus tiraspolitanus Pavl., Theodoxus danubialis Fér., Melanopsis acicularis Fér., Lithoglyphus naticoides Fèr. и др. Здесь встречена фауна унионид, характерная для верхнеплиоценовых отложений р. Сал (Богачев, 1924); Unio scutum Bog., U. chosaricus Bog. U. sturi var pseudosturi Bog. Эту фауну можно считать руководящей для VI террасы, так как она не встречается в более молодых террасах.	
4. Известняк среднесарматский.	

Обнажения VI террасы с характерной фауной моллюсков имеются и выше по течению Днестра. Так, в обнажении у с. Великая Косница, описанном еще Р. Р. Выржиковским (1929), нами собрана многочисленная фауна моллюсков.

В нижнем горизонте аллювия встречены Unio scutum Bog., U. sp., U. sturi var pseudosturi Bog., Viviparus tiraspolitanus Pavl., Fagotia esperi Fèr.

В верхнем горизонте аллювия встречена другая фауна: Viviparus tiraspolitanus Pavl., Theodoxus danubialis C. Pf., Fagotia esperi Fèr. Cyclas rivicola Leach., Lithoglyphus naticoides Fér.

В окрестностях Великой Косницы у сел Кременчук и Енодень в аллювии VI террасы нами обнаружены зубы Elephas wüsti M. Pavl. Возможно, что находки Elephas wüsti M. Pavl. в районе с. Кудринцы и Rhinoceros etruscus Falc. в карьере у с. Шутновцы (Лейбман, 1960 а и б), в среднем Приднестровье также связаны с аллювием VI террасы, так как высоты расположения аллювия у с. Шутновцы и у с. Великая Косница (VI терраса) близки, а фауна моллюсков содержит общие формы.

Необходимо отметить, что в отложениях VI террасы наблюдаются не только смена фауны моллюсков, но и явления криотурбаций, а также наличие валунов. Все это свидетельствует об изменении климатических условий, а возможно и об оледенении в период отложения верхнего горизонта аллювия VI террасы.

Высота кицканской (VII) террасы в окрестностях г. Тирасполя 100 *м* (высота цоколя 70 *м*). Обнажения этой террасы имеются в ряде мест: г. Кицканы, с. Роги, с. Калиновка, т. Каменка и др. Аллювий ее представлен песками, гравием, суглинками и обычно перекрывается красно-бурой ископаемой почвой. А. И. Москвитин отмечает в верхней части аллювия VII террасы у с. Каменка широкое развитие криотурбаций. Лёссовая толща разделена ископаемыми почвами на несколько горизонтов.

Ископаемые остатки встречаются довольно часто. Среди млекопитающих можно отметить Archidiscodon meridionalis Nesti, Cervus elaphus L., Equus sp. и др. Моллюски встречаются гораздо чаще: Unio sturi Horn. var.

Таблица 1

Стратиграфическая схема террас долины нижнего Днестра

Период (система)	Эпоха (отдел)	Оледенение и межледниковье по А. И. Москвитину (сопоставления автора)	Терраса*	Аллювиальный горизонт	Фаунистический комплекс по В. И. Громову
ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ (АНТРОПОГЕНОВЫЙ)	Неоплейстоцен	Осташковское оледенение	I Парканская 8—12 *м*	Врезание	Верхнепалеолитический
				Верхний горизонт аллювия с Mammontheus primigenius Bl.	
		Мологошекснинское межледниковье		Нижний горизонт аллювия с Viviparus fasciatus Mül., Neritina fluviatilis L., Lithoglyphus naticoides Fèr.	
		Калининское оледенение	II Слободзейская 20 (7) *м*	Врезание	
				Верхний горизонт с Mammontheus primigenius Bl. (ранний тип)	
		Микулинское межледниковье		Нижние галечники с Corbicula fluminalis Mül., Unio ancey Bourg., U. batavus Nil., Dreissensia polymorpha Pal.	
	Мезоплейстоцен	Московское оледенение	III Тираспольская 30 (12) *м*	Врезание	
				Верхний горизонт с Unio kungurensis Ros., U. pseudolittoralis Cles., Anodonta complanata L.	
		Одинцовское межледниковье		Нижний горизонт аллювия с Unio gregorii Gobelt., U. batavus Nil., Corbicula sp. Neritina danubialis C. Pf.	
		Днепровское оледенение	IV Григориопольская 45 (22) *м*	Врезание	Хазарский
				Основная толща аллювиальных песков и суглинков	
		Лихвинское межледниковье		Нижний горизонт аллювия с Viviparus fasciatus Mül., Neritina danubialis C. Pf., Lithoglyphus naticoides Fèr.	

Четвертичный (антропогеновый)	Эоплейстоцен	Березинское оледенение	V Колкотовская 60 (35) *м*	Врезание	Тираспольский
				Верхний горизонт с Viviparus tiraspolitanus Pavl., V. aethiops Par., U. concentaneus Ziegl.	
		Борисовское межледниковье		Нижний горизонт с Tiraspoliconcha tiraspolitana Jatz.,** T. sp., Melanopsis sp., Viviparus sp., Unio litoralis Lam., U. hispalensis Lea, U. rasus Lea, Elephas vüsti Pavl.	
		Окское оледенение	VI Михайловская 80 (50) *м*	Врезание	
				Верхний горизонт с Viviparus tiraspolitanus Pavl., Corbicula sp., Lithoglyphus sp., Melanopsis esperi Fer.	
				Нижний горизонт с Elephas Wüsti Pavl., Unio sturi var. pseudosturi Bog., U. sturi var. scutum Bog., U. chosaricus Bog.	
			VII Кицканская 100 (70) *м*	Слои с Archidiscodon meridionalis Nesti, Unio sturi var. caudata Bog., U. chosaricus Bog., Viviparus achatinoides Desh., Theodoxus punctato-lineatus Sinz.	Таманский
			VIII Хаджимусская 125 (90) *м*	Слои с. Archidiscodon meridionalis Nesti, Unio sturi Hörn., U. sturi var. rodzjankoi Bog., Margaritana sp.	
			IX Фэрладанская 145 (110) *м*	Слои с Mastodon borsoni Hays., Archidiscodon meridionalis Nesti, Viviparus sp., Valvata sp.	Руссильонский
Неогеновый	Плиоцен		X Кучурганская 170 (140) *м*	Кучурганский гравий с Mastodon borsoni Hays. Hipparion sp., Unio flabellatiformis Mikh.	

* Цифры показывают высоту поверхности террас, в скобках — высота цоколя.
** Ранее называлась Limnoscapha tiraspolitana Jatz. — унио из группы U. sinuatus Lam.

caudata Bog., U. ex gr. sturi Horn., U. chosaricus Bog., V. achatinoides Desh., Theodoxus punctato — lineata Sinz., Corbicula sp. Возраст террасы эоплейстоценовый. Отложения террасы сопоставляются с таманскими слоями (Малый Кут).

Высота хаджимусской (VIII) террасы в окрестностях т. Тирасполя 125 м (высота цоколя 90 *м*) и обнажается у с. Хаджимус и с. Бошерница. Аллювий ее представлен гравием, песками, суглинками и перекрыт красно-бурыми глинами. Выше залегает лёссовая толща, которая содержит несколько горизонтов ископаемых почв. В некоторых обнажениях имеются солифлюкционные смятия песков. В аллювии встречены остатки Archidiscodon meridionalis Nesti, Cervus sp., а также моллюски: Unio sturi Horn., U. sturi var. rodzjanko Bog., Margaritana sp. и др. Возраст террасы эоплейстоценовый. Возможными аналогами отложений этой террасы являются таманские и верхнепоратские слои.

Фэрладанская (IX) терраса в районе г. Тирасполя поднимается на 140—145 *м* над Днестром (высота цоколя 110—115 *м*). Аллювиальные отложения отличаются мелкими размерами гравия и почти полным отсутствием подольских пород — преобладает галька карпатского происхождения. В аллювиальной толще имеются слои со следами солифлюкционных смятий. Ископаемые остатки в IX террасе довольно редки: Archidiscodon planifrons Falc. Mastodon borsoni, Cervus sp., а также моллюски: Viviparus sp., Valvata sp., Melanopsis sp. Возраст IX террасы — эоплейстоцен. Аналоги — верхний порат, хапровские слои.

Самая древняя в нижнем течении Днестра X кучурганская терраса. Ее высота на поперечнике т. Тирасполя достигает 160—170 *м* (высота цоколя 130—140 *м*). Фауна млекопитающих: Mastodon borsoni, Dolicopithecus, Cervus. Моллюски: Unio flabellatiformis Gr.-Ber., Limnoscapha sp., Unio haueri. Возраст террасы плиоценовый. Аналоги — исвантинские отложения (нижнепоратские слои). Пески и гравий кучурганской террасы представляют собой самый высокий аккумулятивный уровень нижнего Днестра, и отнесение этих отложений к террасовым потребует еще дополнительных исследований.

Стратиграфическое соотношение террас Днестра представлено на табл. 1.

ЛИТЕРАТУРА

Барбот-де-Марни Н. И. Геологический очерк Херсонской губернии. СПб., 1869.

Богачев В. В. Пресноводная фауна Евразии. Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 135, 1924.

Выржиковский Р. Р. Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья. Вісн. Укр. район., геол. розв. упр. вип. 14, 1929.

Гофштейн И. Д. Про поверхні вирівнювання Передкарпаття в межах басейну Дністра. Докл. АН УРСР, 1960, № 12.

Каманин Л. Г. и Эберзин А. Г. К вопросу о возрасте террас Днестра. Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 51, 1952.

Алексеев А. К., Гапонов Е. А. и Крокос В. И. Предварительный отчет о гидрогеологических исследованиях в Тираспольском уезде. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XVIII, вып. 6—7, 1914.

Иванова И. К. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок Среднего Приднестровья. Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. XV 1959.

Иванова И. К. и Попов Г. И. Новые данные о возрасте высоких днестровских террас в связи с находками фауны моллюсков. Докл. АН СССР, 1961, т. 136 № 6.

Лунгерсгаузен Л. Ф. Террасы Днестра. Докл. АН СССР, 1938, т. 19, № 4

Лейбман К. И. Новые находки Elephas на территории Подолии. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 24, 1960а.

Лейбман К. И. Находка остатков Rhinoceros etruscus Falc. в аллювиальных отложениях р. Днестра близ г. Каменец-Подольского. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 25, 1960б.

Москвитин А. И. О третьей надпойменной террасе среднего течения р. Волги. Изв. Высшей школы (геология и разведка), 1960, № 7.

Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Мемуары геол. отд. О-ва любит. естеств. антропологии и этнографии, вып. 5 1925.

Павлова М. В. Ископаемые млекопитающие тираспольского гравия. Мемуары геол. отд. Об-ва люб. естеств., антропологии и этнографии, вып. 3, 1925.

Радзіевський В. І. Нова знахідка древньочетвертинних молюсків на середньому Дністрі. Допов. АН УРСР, 1957, № 6.

Синцов И. Ф. Геологическое исследование Бессарабии и прилегающей к ней части Херсонской губернии, 1882.

Хоменко И. И. К вопросу о возрасте песчано-галечных отложений окрестностей г. Тирасполя. Зап. Новоросс. об-ва естествоиспыт., т. XXXII, 1908.

Чепалыга А. Л. Новые данные о террасах Днестра в окрестностях г. Тирасполя. Уч. зап. Тирасп. пед. ин-та, вып. VI. Кишинев, 1960.

Эберзин А. Г. О слоях с Unio sturi Horn., и его значении для стратиграфии плиоцена Украины и Молдавии. Докл. АН СССР, 1956, т. 108, № 4.

Яцко И. Я. О некоторых представителях семейства Unionidae из неогена юга УССР. Сб. геол.-геогр. фак-та Одесск. ун-та, т. 2, 1954.

Яцко И. Я. Континентальные фации в верхнем неогене юго-запада УССР и их униониды. Одесса, 1959.

Brătescu C. Contribuţiunii la cunoaşterea văii Nistrului. Bul. Soc. regale Rom. de Geographie. Bucureşti, 1941.

Pavlova M. Etudes sur l'histoire paleontologique des ongules IX. Selenodonts post-tertiares de la Russie. Зап. Академии наук., VIII серия, т. XX, № 1, 1906.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

1962 № 27

Е. В. ДЕВЯТКИН

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ

Горный Алтай — один из первых районов Сибири, о новейшей тектонике которого, придавая ей определенное значение в создании современного рельефа Алтайских гор, уже более 50 лет в той или иной форме высказываются исследователи, занимающиеся четвертичной геологией. Это можно объяснить только тем, что по своему геолого-геоморфологическому строению, особенностям кайнозойских отложений Алтай является классическим объектом изучения новейших движений, этапов их проявления, влияния на стратиграфию и условия накопления молодых осадков.

Одним из первых исследователей, указавшим на молодые движения на Горном Алтае, был В. А. Обручев (1915). Он уделял особое внимание главным образом дизъюнктивным дислокациям, приведшим к созданию современного горного рельефа. В то время из-за слабой геологической изученности не представлялось возможным точно определить время проявления этих дислокаций. В. А. Обручев относил эти движения к концу палеозоя или мезозою. Им, однако, не исключался и более молодой возраст движений — в послеюрское время и в верхне- или послетретичное время.

И. Г. Гранэ (1915), основываясь на изучении геоморфологии территории Алтая, определял основное время поднятия Алтая как начало нижнечетвертичного времени. Он указывал также, что поднятие гор возобновлялось, по-видимому, временами в течение четвертичного периода.

В. П. Нехорошев в своих многочисленных работах по геологии Горного Алтая отводил особую роль новейшим тектоническим движениям. Им выделяется несколько самостоятельных фаз четвертичных движений, указывается на соотношение древних и молодых тектонических структур, подчеркивается новый, субширотный план кайнозойских дислокаций. Вопросы новейшей тектоники Горного Алтая рассматриваются в работах В. А. Кузнецова (1948, 1954), А. С. Мухина (Мухин и Кузнецов, 1939), Б. Ф. Сперанского (1937), А. И. Москвитина (1946), Е. Н. Щукиной (1956, 1960). Л. Н. Ивановского (1956), Л. А. Рагозина (1942, 1958), В. Е. Попова (1956), Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец (1957, 1958), Н. А. Ефимцева (1958), Ю. П. Селиверстова (1960) и др.

Новый фактический материал, собранный геологами Всесоюзного аэрогеологического треста (в работах которого в 1954—1959 гг. принимал участие автор), местных экспедиций и экспедиций АН СССР, позволяет полнее осветить менее разработанные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая. Это, по нашему мнению, вопросы унаследованности, этапности проявления новейших тектонических движений и созданные ими морфоструктуры.

На Юго-Восточном Алтае орографически выделяются системы горных хребтов и расположенных между ними межгорных котловин. Хребты образуют систему дуг, как бы расходящихся из одного пучка. На востоке эти

дуги сближены, имеют субширотное простирание; на западе расходятся, изменяя простирание на северо-западное. Северные дуги хребтов более резко изменяют свое простирание на северо-западное, что четко видно в системе хребтов Цаган-Шибету-Шапшал. Более полого изгибаются в плане дуги из хребтов Чихачева — Чулышманского, а также Курайского — Айгулакского — Кызыларта — Сумультинского. Более южные хребты лишь несколько меняют свое простирание, протягиваясь главным образом в субширотном направлении. Это отчетливо видно в хребтах — Северо-Чуйском, Сайлюгеме — Южно-Чуйском — Катунском, а также в хребте Южный Алтай.

Между хребтами расположены межгорные котловины, протягивающиеся цепями в соответствии с простиранием основных дуг. Самая северная цепь котловин начинается в Монголии и занимает Урюкнурскую котловину — тектоническое понижение рельефа между хребтом Цаган-Шибету и массивом Мунгун-Хайрхан — Джулукульскую котловину — тектоническую впадину между Шапшалом и Чулышманским плоскогорьем,— Сайгонышскую котловину. Вторая цепь котловин на востоке не выражена, на северо-западе в нее, видимо, входит котловина Телецкого озера. Третью, наиболее крупную цепь котловин образует Чуйская, Курайская, Сарулукольская и примыкающая к ней Улаганская) котловины — узкие впадины в верховьях р. Кадрина. Менее четко выражены цепи котловин на юге. Здесь им соответствуют, видимо, тектонические понижения между Южно-Чуйским хребтом и плато Укок — Самахинская котловина. Самая южная цепь котловин широтно прослеживается вдоль подножия хребта Южный Алтай. Это Бертекская котловина, которая переходит затем в систему котловин, расположенных вдоль долин рек Бухтармы и Нарына.

Такое расположение дуг хребтов и цепей котловин обусловлено геологическим строением территории. Тектоническая основа Юго-Восточного Алтая представляет собой систему структур, которые простираются в северо-западном направлении в северной половине территории и субширотно — в южной.

Орография территории в общем отражает (наследует) палеозойский структурный план, особенно четко на севере, и лишь частично на юге.

Основные древние тектонические структуры разных этапов заложения, сопрягаясь, ограничиваются одна от другой зонами крупных региональных разломов, часть которых является глубинными. Выделяются несколько зон крупных тектонических нарушений: Шапшальская, проходящая вдоль южного подножия Шапшала, Чулышманская, следующая вдоль долины р. Чулышмана; Курайская, ограничивающая с юга Курайский хребет, и далее вдоль подножия Айгулакского хребта, протягивающаяся на север; Южно-Чуйская, проходящая между Южно-Чуйским хребтом и плато Укок, и Южно-Алтайская, ограничивающая с севера хребет Южный Алтай.

Эти крупные линии тектонических нарушений, ограничивая разные структурно-тектонические зоны на протяжении всей длительной геологической истории являлись наиболее мобильными участками земной коры. Особенно велико их значение было, видимо, в период завершения геосинклинального режима и в начале эпиконтинентального развития территории. Вдоль зон этих разломов в верхнем палеозое и мезозое формируются узкие вытянутые прогибы типа грабенов, выполненных конгломератами, грубыми полимиктовыми песчаниками и аргиллитами. Четко видны эти структуры в Шапшальской и Курайской зонах разломов.

Вдоль Шапшальской зоны грабены, выполненные средне- верхнекарбоновыми и юрскими отложениями, прослеживаются с перерывами от верховьев р. Каргы на северо-восток вдоль подножия Шапшальского хребта

и переходят в Сайгонышскую котловину. Они были детально закартированы геологами Всесоюзного аэрогеологического треста А. А. Вишневским, Т. С. Гостевой, В. И. Колесниковым.

В Курайской зоне встречены только средне- и верхнекаменноугольные отложения. Они также выполняют узкие грабены, протягивающиеся вдоль подножия Курайского и Айгулакского хребтов, на север в долину р. Пыжи. Эти отложения встречены на левобережье р. Карагай, по р. Бугузун, по южному подножию Курайского хребта в Курайской котловине, а также вдоль подножия Айгулакского хребта (район оз. Чейбек-куль).

В более южных зонах разломов ни верхнепалеозойских, ни мезозойских отложений нет. Закономерно, видимо, омоложение выполняющих грабены толщ по направлению к северо-восточным зонам разломов. Это может указывать на некоторые определенные различия в длительности существования этих структур.

Определенно выраженная тенденция к образованию прогибов вдоль крупных зон тектонических разломов, проявляющаяся четко в верхнем палеозое и мезозое, особенно ясно выступает и в кайнозойское время. Заложение орографически выраженных котловин было, таким образом, предопределено еще в позднепалеозойский и мезозойский этапы развития территории. Это иллюстрируется схемой, на которой показано соотношение зон тектонических нарушений, грабенов верхнего палеозоя и мезозоя, площадей развития третичных и четвертичных отложений (рис. 1). Явная приуроченность котловин и выполняющих их кайнозойских отложений к структурам верхнепалеозойского и мезозойского этапов говорит об унаследованности кайнозойских тектонических структур. Причем, при сопоставлении масштабов развития третичных и четвертичных отложений в этих котловинах ясно видно, что с третичного времени намечается тенденция дальнейшего относительного прогибания котловин. Таким образом и джулукульско-сайгонышская и чуйско-курайская цепи котловин имеют явные черты как плановой унаследованности, так и унаследованности характера движения. В течение кайнозоя при относительном прогибании в них шло накопление мощных толщ континентальных осадков разного генезиса. Их мощности приблизительно оцениваются для Чуйской — в 750—1000 *м*, Курайской — 250—300 *м*, Джулукульской — 200—250 *м*.

У более южных цепей котловин наиболее ярко проявляется субширотный тектонический план. Это, как совершенно правильно отмечал В. П. Нехорошев, широтное направление разломов резко несогласно с наиболее характерным для палеозойских структур северо-западным направлением. Уже у Чуйско-Курайской цепи котловин чувствуется широтный план дислокаций. Происходит как бы наложение нового кайнозойского субширотного плана на северо-западное направление структур верхнепалеозойского этапа. Это видно в Курайской котловине, где направление нарушений разных планов не совпадает. Здесь древняя ветвь разломов отходит на северо-запад вдоль Айгулакского хребта; по ней же прослеживаются верхнепалеозойские грабены. Кайнозойская же ветвь нарушений проходит субширотно, вдоль подножия Северо-Чуйских белков, создавая резкий 150-метровый тектонический уступ в рельефе и постепенно затухая на запад. Вдоль подножия этого уступа протягивается Ештыкольское понижение, занятое ледниковыми отложениями. Оно является тектоническим и орографическим продолжением Курайской котловины.

На востоке, где верхнепалеозойский и кайнозойский структурные планы совпадают, зоны были, видимо, наиболее мобильными. Поэтому вдоль северного подножия Курайского хребта в Курайской и особенно в Чуйской котловинах резко усиливается дифференциация движений на сопряжени

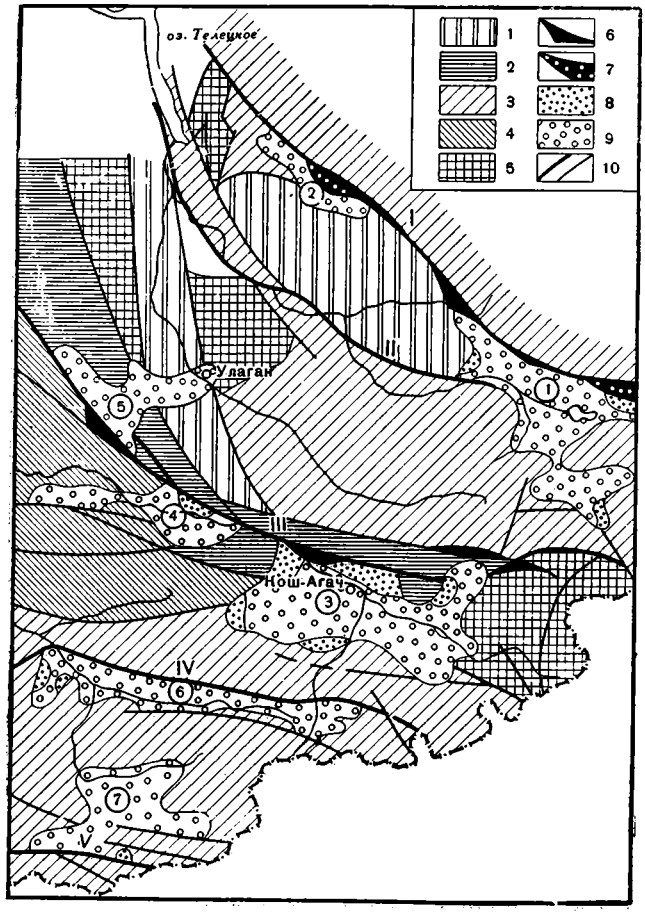


Рис. 1. Схема тектонического положения кайнозойских впадин Юго-Восточного Алтая

1 — выступы докембрийского основания; *2* — складчато-глыбовая зона салаирского возраста; *3* — складчатая зона каледонского возраста; *4* — складчатая зона позднекаледонского возраста; *5* — наложенные варисские прогибы; *6* — грабены, выполненные верхнепалеозойскими (карбоновыми) отложениями; *7* — грабены, выполненные мезозойскими (юрскими) отложениями; *8* — кайнозойские впадины, выполненные третичными отложениями; *9* — кайнозойские впадины, выполненные четвертичными отложениями (цифры на рис. в кружках):

1 — Джулукульская; *2* — Сайгонышская; *3* — Чуйская; *4* — Курайская; *5* — Улаганская-Сарулукольская; *6* — Самахинская-Джасатерское понижение; *7* — Бертекская

10 — зоны тектонических нарушений: региональные (*I*— Шапшальская; *II* — Чулышманская. *III* — Курайская, *IV* — Чуйская, *V* — Южно-Алтайская) и местные (тонкая линия)

участках котловин и хребтов, увеличиваются относительные амплитуды прогибания и поднятия, возрастают мощности кайнозойских отложений, резко меняются их фации.

Южнее господствует широтный структурный план, не совпадающий с палеозойским.

Однако вдоль разломов этого направления также формируются котловины, в которых накапливались кайнозойские отложения. Джасатерская тектоническая ложбина, углубляясь к западу, сопрягается с Самахинской котловиной, в которой имеются третичные осадки. Вдоль широтной южноалтайской зоны разломов также протягиваются котловины, занятые кайнозойскими отложениями. Третичные отложения отмечаются в них на западе

в Нарынской, Чингистайской котловинах, а также в районе горы Табын-Богдо-Ула (Нехорошев, 1927).

Этапы проявления новейших тектонических движений можно установить на основании изучения стратиграфии кайнозойских отложений и геоморфологии территории. В этом отношении наиболее интересны Чуйская, Курайская и Джулукульская котловины, содержащие наиболее полные разрезы кайнозоя и в настоящее время лучше, чем другие, изученные. Данные об этих районах можно рассматривать как опорные, а выводы распространять на всю территорию Юго-Восточного Алтая.

Представляется возможным выделить три крупных этапа проявления новейших тектонических движений: 1) верхний палеоген — миоцен-плиоцен; 2) эоплейстоцен (верхний плиоцен — нижний плейстоцен); 3) средний плейстоцен — голоцен. Каждый из этих этапов характеризуется определенным типом и интенсивностью новейших движений, специфичными формами их проявления и характерными морфоструктурами.

ПЕРВЫЙ ЭТАП (ВЕРХНИЙ ПАЛЕОГЕН — МИОЦЕН — ПЛИОЦЕН)

После завершения палеозойской складчатости территория Юго-Восточного Алтая испытала длительный период денудации. В то время Алтай, как и все горы Южной Сибири, был, по-видимому, приподнят над равнинной территорией юга Западной Сибири. Обломочный материал от разрушаемых складчатых сооружений выносился в предгорья и отлагался там. На это указывает минералого-петрографический состав мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности, изученный Т. И. Гуровой (1959). На протяжении этого времени территория Горного Алтая, видимо, неоднократно испытывала тектонические движения. Однако отсутствие геологических данных не позволяет восстановить тип этих движений. Можно лишь предположить их общий восходящий характер.

Первые достаточно достоверные тектонические движения фиксируются в конце палеогена. В это время по мобильным зонам сопряжения древних структур (как и в верхнем палеозое и мезозое) начинают формироваться сначала мелкие, затем все углубляющиеся впадины. Ограниченные с одной стороны зонами разломов, они имеют обычно асимметричное строение. Наиболее прогнуты котловины вдоль зон разломов и более мелкие у противоположных бортов.

С начала прогибания в Чуйской, Курайской, Джулукульской котловинах, а также, вероятно, и в ряде других, стали накапливаться (главным образом, за счет перемыва коры выветривания) делювиально-пролювиальные отложения карачумской свиты. Щебнисто-глинистые пестроцветные породы этой толщи залегают на достаточно расчлененном эрозионном рельефе палеозойского основания. Амплитуды расчленения этого рельефа на западе Чуйской котловины, в бассейнах рек Чаган-Узун и Кызылчин, достигают нескольких десятков метров.

Это указывает на достаточно активные тектонические движения, происходившие до начала отложений пород верхнего палеогена (Сперанский. 1937; Лунгерсгаузен, Раковец, 1958).

Дальнейшее прогибание котловин постепенно захватывало все бо́льшие и бо́льшие площади прилегающих территорий. Более древние третичные отложения (карачумская, кош-агачская свиты) встречаются в центральных частях котловин, более молодые (туерыкская свита) широко распространены и по периферии. На продолжающееся прогибание котловин указывает также смена характера осадков — от пролювиально-делювиальных фаций к озерно-речным и озерным. Максимум прогибания падает, вероятно на миоцен — нижний плиоцен, когда происходило отложение мергелей т

глин туерыкской свиты. Причем, исходя из мощностей осадков, можно предположить, что глубина прогибания в Чуйской и Курайской котловинах достигала не менее 450—700 *м*. Однако, судя по весьма мелкообломочному, преимущественно песчано-глинистому материалу осадков, окружающие котловину горы не отличались, видимо, резким расчленением рельефа; их водоразделы имели скорее пологие формы.

Растительность на территории Юго-Восточного Алтая была представлена в это время хвойно-широколиственными лесами туртайского типа. Изучение спорово-пыльцевых спектров миоцен-плиоценовых озерных отложений Алтая и сравнение их со спектрами одновозрастных отложений юга Западной Сибири и Прииртышья показывает, что абсолютные высоты рельефа того времени были достаточными для выделения своеобразного горно-таежного высотного растительного пояса, резко отличного от прилегающих остепненных равнинных территорий (Дорофеев, 1957). Исходя из этого можно с достаточной уверенностью предполагать, что территория Юго-Восточного Алтая имела абсолютные высоты не менее 500—700 *м*.

В течение миоцена — плиоцена отмечается ряд фаз проявления новейших движений. Они находят свое отражение особенно в прибортовых частях котловин, где в разрезах отложений им иногда отвечают небольшие несогласия между отдельными пачками пород, прослои конгломератов и галечников. Существенного значения эти движения, видимо, не имели.

ВТОРОЙ ЭТАП (ЭОПЛЕЙСТОЦЕН)

К концу неогенового времени интенсивность тектонических движений заметно усиливается. Это находит свое отражение в погрублении материала, отлагаемого в межгорных котловинах. Песчано-галечные осадки кызылгирской свиты (низы эоплейстоцена) с резким угловым несогласием ложатся на размытую поверхность дислоцированных лежащих ниже третичных и палеозойских пород. Несогласие между отложениями туерыкской и кызылгирской свит отвечает основному тектоническому рубежу, границе между неогеном и четвертичным временем.

Тектонические движения эоплейстоценового этапа захватили всю территорию юга Сибири. В своей основе они представляли собой общее крупное сводовое поднятие, начавшееся еще раньше, медленное у периферии и более энергичное в центральных частях горного пояса. На фоне общего поднятия выделяются формы второго и более высших порядков. Они четко дифференцированы, отражают геологическое строение докайнозойского основания территории. В проявлении этих движений особенно четко чувствуется унаследованность от верхнепалеозойского и мезозойского тектонического этапа.

Вдоль крупных зон региональных разломов произошли наиболее энергичные движения. Они привели к формированию крутого, резко вздернутого, иногда ступенчатого тектонического борта Шапшальского хребта, который ограничивает с востока Джулукульскую и Сайгонышскую котловины. Вертикальные амплитуды смещения наиболее значительны в южной, субширотной части шапшальской зоны. В верховьях р. Карты они достигают 1000—1200 *м*, уменьшаясь к северо-западу в Сайгонышской котловине до 400—500 *м*.

Движения по чулышманской зоне разломов имели более сложный, дифференцированный характер, давший сочетание горстовых выступов и опущенных участков, вытянутых вдоль всей зоны. Подобные морфотектонические структуры отмечаются по обоим бортам р. Чулышмана (реки Каракем, Тайболку). К этому времени следует, видимо, отнести и создание

тектонической впадины Телецкого озера. Согласно последним работам, его происхождение связывается с опусканием узкого участка территории между двумя крупными разломами (Рагозин, 1958). Амплитуда этого опускания оценивается в 1000—1200 *м*.

Весьма напряженными и наиболее выразительными были движения вдоль Курайской зоны разломов, особенно в ее восточной субширотной части, на сопряжении Курайского хребта с Чуйской и Курайской котловинами. Амплитуда вертикальных смещений, установленная из анализа гипсометрического положения древнего выровненного рельефа на дне котловины и в осевых частях хребта, составляет 1800—2000 *м*. На востоке амплитуда смещений постепенно уменьшается и вдоль окраины котловины составляет всего 450—600 *м*. Строение курайской зоны достаточно сложно. Основной разлом проходит вдоль осевой части хребта и непосредственно в рельефе не выражен. Оперяющие его с юга нарушения дают наиболее крупные смещения, имеющие геоморфологическое выражение в виде нескольких денудационно-тектонических уступов, ограничивающих котловину от хребта. К северу (в хребте) поверхность древнего рельефа поднята на абс. высоту 2500—3000 *м*, к югу (в котловине) — резко опущена. По данным вертикального электрозондирования на расстоянии 2—2,5 *км* от хребта она быстро опускается. Мощность рыхлых отложений в наиболее прогнутой части котловины, совпадающей с долиной р. Чуи, составляет не менее 750—1000 *м*. Сопряжение хребта и котловины сопровождается нарушениями, выраженными в рельефе в виде серии денудационно-тектонических уступов. К северу от Красной Горки видны два четких уступа — поверхность водораздела хребта, лежащая на высоте 3000—3200 *м*, и уступ высотой 2500—2600 *м*.

В Курайской котловине к северо-востоку от пос. Курай склон хребта состоит из трех вытянутых вдоль него крупных уступов, поверхности которых располагаются на высотах 2000—2100, 2400—2500, 2800—3000 *м*. Эти уступы снижены на западе, к востоку же за долиной р. Казыл-Таш их высоты несколько возрастают.

Далее на запад к зоне курайского разлома приурочено глубоко врезанное ущелье р. Чибитки. Осевые части Курайского хребта здесь возвышаются над поверхностью Айгулакского хребта на 350—500 *м*, а ущелье врезано между ними на 1000—1200 *м*. К северо-западу курайский разлом разветвляется. Одна его ветвь проходит вдоль подножия Айгулакского хребта, создавая постепенно снижающийся денудационно-тектонический уступ высотой до 500—700 *м*. Другая ветвь уходит к северу в верховья р. Кадрина, где выражена в виде резко прямолинейных глубоких впадин группы озер Кок-Коль.

По южным зонам разломов во время эоплейстоценового неотектонического этапа также проходят интенсивные подвижки. Эти зоны получают дальнейшее орографическое выражение: первая — в виде тектонической депрессии, проходящей между Южно-Чуйским хребтом и плато Укок (долина р. Джасатер — Самахинская котловина); вторая — в виде широтного понижения, протягивающегося вдоль тектонического уступа хребта Южный Алтай и являющегося восточным окончанием системы бухтарминских впадин.

С движениями второго этапа связано накопление мощных пролювиально-аллювиальных толщ грубых конгломератов, распространенных вдоль подножия денудационно-тектонических уступов хребтов. Эти отложения представляют собой своеобразный «орогенический» комплекс осадков, фиксирующих основной этап проявления новейших тектонических движений. Ряд несогласий в толще осадков отвечает нескольким фазам проявления этих движений. Фациальные изменения отложений, увеличение

их грубости и мощности у подножий хребтов указывают на их значительные поднятия в это время.

Пролювиальные фации отложений образуют крупные конусы выноса и шлейфы подножий Шапшальского и Курайского хребтов. В Чуйской котловине их мощности достигают 250—300 *м*. По мере удаления от хребтов преобладают аллювиальные фации осадков, залегающих в эрозионных долинах рек Кубадру, Чаган-Узун, Кызылчин, Могун-Бурень. Центральные части крупных котловин заняты озерными осадками.

Подобное фациальное разнообразие эоплейстоценовых отложений показывает существенные различия тектонических и орографических условий их формирования и приуроченность определенных генетических типов к районам с разной направленностью и интенсивностью новейших движений. Так, пролювиальные фации формируются вдоль зон сопряжения молодых резко поднимающихся тектонических структур горных хребтов и относительно опущенных котловин. Особенно широко развиты эти фации в широтных участках зон котловин, где сопряжение разных неоструктур осложняется молодыми разрывными нарушениями. Аллювиальные фации формировались в более спокойной тектонической обстановке, вне зон сопряжения котловин и хребтов и приурочены к областям сравнительно стабильным.

Озерные фации тяготеют к относительно прогибающимся котловинам.

Общий восходящий характер движений эоплейстоценового этапа был весьма дифференцированным для разных районов. Для северной части территории унаследованность более древних тектонических структур выражается как в сохранении общего структурно-тектонического плана, так и в общей направленности движения крупных структур. Для южной части территории более характерен новый, собственно кайнозойский структурный план субширотного направления. Крупные орографические элементы — хребты и разделяющие их впадины — соответствуют основным кайнозойским структурам. Общее простирание неоструктур в северной половине территории меняется от северо-западного к широтному; на юге — субширотное.

Формы новейших дислокаций реконструируются на основании изучения положения остатков некогда единой поверхности древнего денудационно-эрозионного рельефа, уцелевшей от эрозионного расчленения и расположенной в настоящее время на разных высотах. Основной тип дислокаций был сводово-глыбовый, причем в разных условиях доминировали то те, то другие формы дислокаций. По зонам сопряжения положительных и отрицательных кайнозойских структур на первый план выступали разрывы, вертикальные перемещения, горстовые поднятия, опускания отдельных блоков. Такие движения и созданные ими формы характерны для южного склона Шапшальского и Курайского хребтов, северных и южных подножий Северо- и Южно-Чуйских хребтов, северного склона хребта Южный Алтай. Между этими активными наиболее мобильными зонами дислокации имели более спокойный, преимущественно сводовый характер поднятий, осложненных разрывами лишь в периферических частях (рис. 2).

Общая амплитуда поднятий кайнозойского времени (главным образом, видимо, эоплейстоценового этапа) составляет для территории Юго-Восточного Алтая 1000—3000 *м*. Приведем примеры относительных поднятий различных неоструктур.

В Джулукульской котловине поверхность древнего рельефа расположена на высотах около 2000 *м*, в то время как в Шапшальском хребте остатки этих поверхностей занимают водоразделы на высотах свыше 3000 *м*. Перемещение по шапшальскому разлому устанавливается в 1000—1500 *м*. Вертикальные перемещения вдоль южного склона Курайского хребта — 1800—2000 *м*. Близкие величины вертикальных перемещений устанавливаются и для южного склона Южно-Чуйского хребта и северного склона

хребта Южный Алтай. Разное гипсометрическое положение одновозрастных третичных отложений также дает наглядное представление о величине кайнозойских дислокаций. В западных частях Чуйской котловины, в районе устья р. Чаган-Узун, глины и мергели туерыкской свиты лежат на абсолютных высотах около 1850—1900 *м*. Севернее, у подножия Курайского

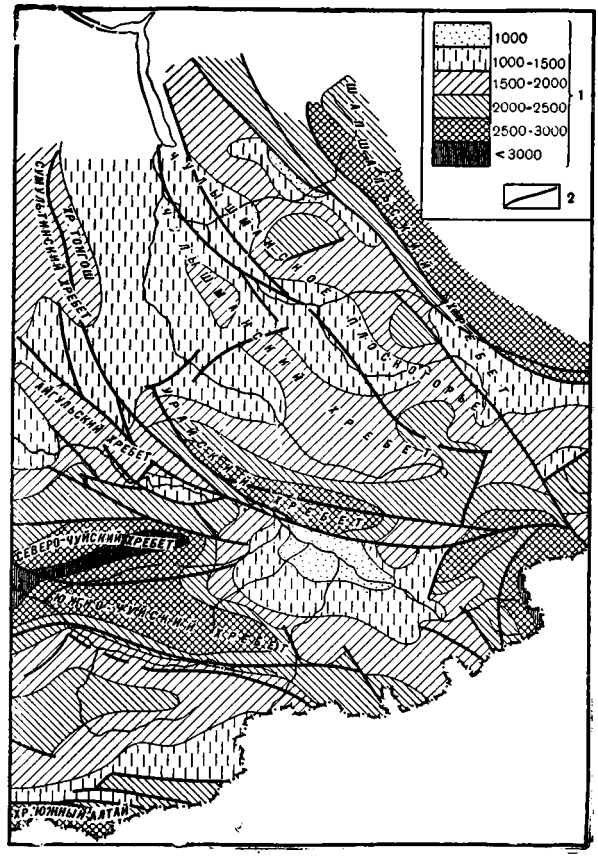


Рис. 2. Схема новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая

1 — амплитуды поднятий донеогеновой поверхности выравнивания в результате новейших тектонических движений неоген-четвертичного времени; *2* — основные тектонические нарушения, обновленные в результате новейших движений

хребта, в урочище Бекен и других местах они встречаются на высотах до 2400 *м*. По южной окраине котловины в верховьях р. Теустан они обнаружены на высоте 2800 *м*. Даже в западной, видимо, сравнительно стабильной части Куйской котловины движения с верхнеплиоценового времени — времени образования строматолитов кызылгирской свиты — достигают значительных величин. Строматолитовые колонии, возникшие по краям озера примерно на одном уровне, теперь находятся на разных высотах. Общая амплитуда дислокаций поверхностей строматолитовых известняков достигает почти 200 *м*. Во время неотектонического этапа, вызвавшего интенсивное эрозионное расчленение, создавались основные орографические черты территории, четко обособились котловины и окружающие их горные хребты. Видимо, уже в это время прекратилась и в дальнейшем не восстанавливалась связь Чуйской котловины с монтольскими впадинами.

ТРЕТИЙ ЭТАП (СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН — ГОЛОЦЕН)

Третий этап проявления новейших движений охватывает среднечетвертичное время — голоцен. Сложная орографическая обстановка, возникшая к началу этого этапа, обусловила большое многообразие типов начавшегося древнего оледенения. Горно-долинный тип оледенения был характерен для осевых частей наиболее высоких и расчлененных хребтов, совпадающих с областями максимальных поднятий (хребты Шапшальский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Чихачева, Курайский, Катунский, Южный Алтай). У подножия этих хребтов в областях, относительно стабильных, на поверхностях древнего рельефа развивались ледники подножий. В относительно опущенных котловинах ледниковой области (Джулукульской и Сайгонышской) существовали крупные ледоемы, а во внеледниковых котловинах (Чуйской, Курайской) — крупные ледниковые перигляциальные озера. Для всей северной части территории, сравнительно приподнятой, но менее расчлененной, характерен полупокровный тип оледенения. Таким образом, морфология древнего оледенения, контролируемая орографическими особенностями, в общих чертах отражает характер новейших движений и морфоструктуры территории.

По характеру движений третий этап был, по-видимому, слабее, чем предшествующий, но его проявления все же довольно значительны. Движения этого времени были локализованы главным образом по зонам сопряжения горных хребтов и впадин.

Вдоль Шапшальского хребта отмечается ряд новейших разрывных дислокаций, возникших после максимального оледенения. Особенно ярко они выражены в долине р. Сайгоныш на участке от горы Трехглавой до устья р. Онгураш. Здесь днище ледниковой ложбины с мореной максимального оледенения, вытянутой вдоль подножия хребта, «разорвано» продольным взбросом, проходящим по долине. Правая, прилегающая к хребту часть днища долины поднята над левой на относительную высоту 100—150 *м*. Весь поднятый склон тектонического уступа покрыт грубообломочными делювиальными осыпями с включениями отдельных крупных валунов ледникового происхождения. Делювиальные брекчии сцементированы карбонатным цементом; характер цементации — наличие карбонатных натеков и жил — указывает на его термальное происхождение. Отложения термальных источников карбонатного и железистого типов вдоль шапшальской зоны разломов отмечаются также по рекам Каргы, Боокшон, Кызыл-Кочко, Сокты-Озек. Подвижки недавнего времени фиксируются в чулышманской зоне разломов, во впадине Телецкого озера, где они вызвали обновление эрозионного расчленения склонов речных долин бассейна озера.

Новейшие четвертичные дислокации вдоль курайской зоны разломов описывались уже сравнительно давно (Мухин, 1939). Однако до настоящего времени открытие А. С. Мухиным надвига силурийских известняков на морену оспаривается некоторыми геологами (Москвитин, 1946). Новые фактические данные подтверждают достаточно активные движения в Курайском хребте, произошедшие после максимального оледенения. Особенно показательны в этом отношении материалы по Акташскому району. В структурно-тектоническом отношении последний представляет собой систему чешуйчатых надвигов, детально изученных В. Е. Кузнецовым, А. С. Мухиным и др. По данным П. М. Бондаренко и В. А. Бурлакина, скв. 328, пробуренная в 1959 г. в зоне «южного надвига», подтвердила наличие «подозрительного» (по А. И. Москвитину) надвига известняков на морену (рис. 3). После прохождения скважиной 130-метровой толщи «висячего» крыла надвига, представленной дроблеными известняками кембро-ордовика и порфиритами девона, были вскрыты суглинисто-гравийные

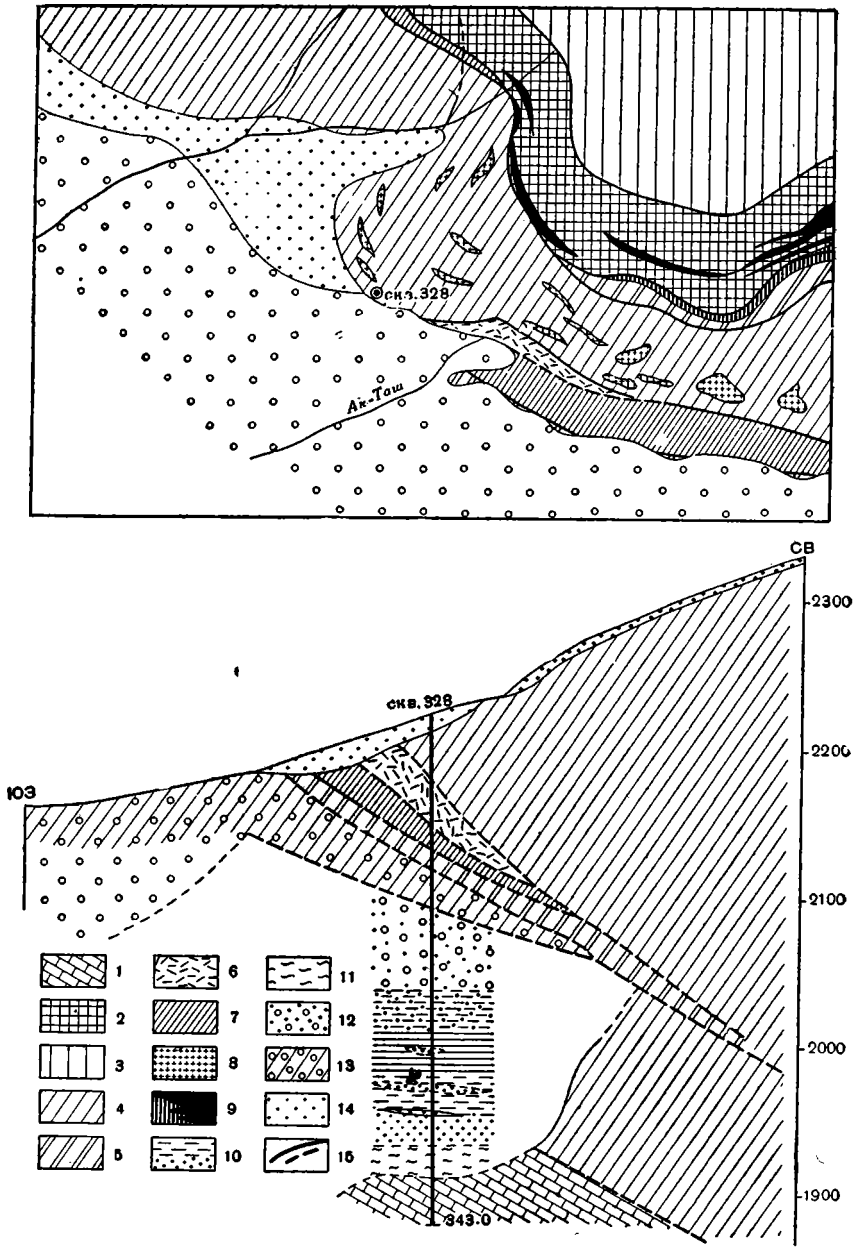


Рис. 3. Схема геологического строения района акташского надвига и разрез скв. 328 (составлена по материалам П. М. Бондаренко и В. П. Бурлакина, 1959);

1 — известняки и мраморы баратальской свиты (Sn br); *2*— известковистые песчаники и эффузивы нижней подсвиты каимской свиты (Cm_2km^a); *3* — известняки и метаморфические сланцы верхней подсвиты каимской свиты ($Cm_2km^б$); *4* — песчаники и сланцы нижней подсвиты курайской свиты ($Cm_3 — Q_1^a$); *5* — Аркозовые песчаники верхней подсвиты курайской свиты ($Cm_3 — Q_1^б$); *6* — порфириты и туфы (D_2); *7* — глинистые и углистые сланцы (C_{2-3}); *8* — граниты и гранодиориты ($\gamma — \delta D$); *9* — зоны серпентинизации и тела ультраосновных пород (ΣCm_2); *10* — глинистые озерные отложения с обугленной древесиной (N_{1-2}?); *11* — красно-бурые глины с выветрелой щебенкой подстилающих пород (кора выветривания Pg_2?); *12* — бурые ожелезненные галечники ($N_2 — Q_1$?); *13* — галечники с крупными валунами гранитов и метаморфических пород (gl Q_2?); *14* — щебнистые пески делювиального типа (dlQ_{3-4}); *15* — линии тектонических нарушений

отложения с крупными валунами гранитов и метаморфических сланцев. С глубины 245 *м* из забоя скважины были подняты обломки ствола обугленного дерева. Ниже вскрываются тонкие озерные голубовато-серые супесчано-глинистые отложения предположительно третичного возраста. На глубине 317 *м* скважина вновь вошла в сильно выветрелые коренные породы. К нарушениям, созданным после максимального оледенения, следует отнести также тектонические грабены озер Чейбек-Коль и Кок-коль, лежащие в северо-западной части курайской зоны разломов. Их резко выраженная тектоническая форма и соотношения с моренами максимального оледенения подтверждают образования подобных форм в весьма недавнее время.

Показательно в этом отношении известное обнажение кайнозойских отложений по р. Кубадру в Улаганской котловине. Еще ранее Е. Н. Щукина отмечала здесь наличие четко выраженного уступа, проходящего по левому борту долины, вдоль которого отложения ледникового комплекса катунского и майминского оледенений залегают на разных уровнях. Их разное положение Е. Н. Щукина объяснила эрозионным размывом, предшествовавшим накоплению майминских ледниковых отложений. По устному сообщению О. А. Раковец, ею совместно с Г. Ф. Лунгерсгаузеном в 1958 г. был установлен сброс в четвертичных отложениях, образующих этот уступ. При полевых исследованиях 1960 г. наличие этого нарушения было также подтверждено нами. Разлом проходит вдоль левого борта долины р. Кубадру, примерно параллельно ей. По северную сторону от него ниже моста, верхняя поверхность эоплейстоценовых бурых галечников залегает на высоте 60—70 *м* над руслом реки. На ней последовательно залегают: пачка грубового валунника (5—7 *м*), ленточные суглинки с конкрециями (3—5 *м*) и морена (8—10 *м*). У моста и выше по р. Кубадру до устья р. Сары-Ачек цоколь эоплейстоценовых отложений вскрывается в дорожных карьерах на высоте всего 5—8 *м* над руслом. На нем залегают те же пачки ледниковых отложений. Они прислоняются вместе с цоколем к вертикальному обрыву ранее описанного обнажения, образуя четко выраженный прямолинейный по форме уступ. Сходный комплекс пыльцы в характерных озерно-ледниковых глинах не оставляет сомнений в их одновозрастности. Геологические и геоморфологические соотношения, указанные выше, подтверждают наличие тектонического нарушения. Амплитуда последнего устанавливается по разности высот цоколя эоплейстоценовых отложений и составляет 50—55 *м*.

Нами получены новые данные по дислокациям древних озерных террас и береговых линий в Чуйской и Курайской котловинах. Амплитуда поднятий северных бортов котловин по сравнению с южными оценивается соответственно в 100 и 200 *м*. Подобные величины верхнечетвертичных перемещений на основании анализа деформаций речных террас были получены Л. Н. Ивановским (1956). Древне-озерные линии не только расположены на разной высоте, они имеют наклоны и изгибы. В Курайской котловине между реками Кызыл-Таш и Тытыгем они наклонены на запад до 3—4°. В Чуйской котловине дислокации озерных линий отмечаются в урочище Чаган-Бургазы и Уландрык. Вблизи устья р. Кызыл-Шина на одноименном отроге Курайского хребта дислоцированные озерные линии образуют пологую куполовидную антиклиналь с наклоном озерных линий на крыльях в 2—3° (устное сообщение И. И. Белостоцкого). В Джулукульской котловине вблизи оз. Ак-Куль отмечаются наклоны озерных террас до 2—3°.

В последние годы вышли из печати статьи Л. Н. Ивановского (1956), В. Е. Попова (1956), З. А. Титовой (1956), в которых анализируются продольные профили некоторых речных долин в Горном Алтае в целях изучения новейших движений. Авторами устанавливаются дислокации речных

террас Катуни, Чуи и Аргута при пересечении разных тектонических структур. Величина дислокаций в верхнечетвертичное время оценивается интервалом от десятков до 150—200 *м*. Определяется связь новейших поднятий с древними торстовыми структурами, а опусканий со впадинами.

Тектонические движения на территории Юго-Восточного Алтая продолжаются и в настоящее время. Об этом свидетельствует сейсмичность всей горной области. На сейсмической карте СССР территория Горного Алтая входит в область 6—8-балльных землетрясений. На сейсмической карте Монгольской Народной Республики, составленной В. П. Солоненко (1959), прилегающие части Монгольского Алтая характеризуются даже более высокой сейсмичностью — до 9—10 баллов. Основные эпицентры зарегистрированных землетрясений располагаются вдоль зон крупных разломов. Здесь фиксируются эпицентры землетрясений в 9—10 баллов и более. Геоморфологическими признаками недавних землетрясений являются крупные оползни и обвалы, широко развитые на склонах Курайского, Шапшальского, Южно-Чуйского и других хребтов, особенно в местах сопряжения их с котловинами.

Поставленные в настоящей работе вопросы об унаследованности и новом плане новейших движений, этапах и масштабах их проявления, о созданных этими движениями морфоструктурах являются наиболее важными для познания новейшей геологической истории как Юго-Восточного Алтая, так и горного пояса Южной Сибири в целом. Их решение, однако, не может считаться окончательным. Дальнейшие исследования несомненно внесут соответствующие добавления и коррективы в предложенную схему, рассматриваемую автором как попытку систематизации материалов по новейшим движениям на Юго-Восточном Алтае.

ЛИТЕРАТУРА

Гранэ И. Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае. Изв. Зап.-Сиб. отд. Русского геогр. об-ва, 1915, т. III, вып. 1—2.

Гурова Т. И. К вопросу о происхождении терригенного материала среднеюрских пород юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 3.

Девяткин Е. В. О третичных отложениях Джулукульской котловины (Восточный Алтай). Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6.

Дорофеев П. И. О находке третичной флоры на Алтае. Докл. АН СССР, 1951, т. 109, № 5.

Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.

Ивановский Л. Н. Продольное профилирование речных террас как метод морфо-тектонического анализа в Горном Алтае. Труды Томского гос. ун-та, т. 133, 1954.

Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Лунгерсгаузен Г. Ф. и Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной системы на Горном Алтае. Тезисы докл. Всес. междувед. совещ. по изуч. четверт. периода. Секция Вост. Сибири и Дальнего Востока. М., 1957.

Лунгерсгаузен Г. Ф. и Раковец О. А. Некоторые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Труды ВАГТ, вып. 4, 1958.

Москвитин А. И. Алтайские ледоемы (критический разбор взглядов на четвертичный возраст алтайских гор). Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.

Мухин А. С., Кузнецов В. А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае. Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., № 1, 1939.

Нехорошев В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая. Геол. вестник, т. I, № 1—3, 1926.

Нехорошев В. П. Проявление альпийских дислокаций на Алтае. Вестник Геолком., № 2, 1927.

Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая. Труды Всес. геол.-развед. объединения, вып. 177, 1932.

Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, Четвертичная геология и геоморфология. Нов. серия, вып. 2, 1959.
Обручев В. А. О тектонике Русского Алтая. Алтайские этюды. «Землеведение», кн. 3, 1915.
Попов В. Е. Схема соотношений речных террас и геологических структур долины Катуни между устьями рек Аккема и Чуи. Труды Томск. гос. ун-та, т. 133, 1956.
Рагозин Л. А. Террасы среднего течения реки Катуни. Труды Научн. конф. по изуч. и освоению произв. сил. Сибири, т. 3. Томск, 1942.
Рагозин Л. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. Вестник МГУ, № 3, 1958.
Селиверстов Ю. П. Основные этапы формирования рельефа Алтая. Материалы по геол. и полезн. ископаемым Алтая и Казахстана. Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 33, 1960.
Солоненко В. И. О сейсмическом районировании территории МНР. Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.
Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая. Вестник Зап.-Сиб. геол. треста, № 5, 1937.
Титова З. А. Новые данные по террасам центрального Алтая. Труды Томск. гос. ун-та, т. 133, 1956.
Шахов Ф. Н. Геологические исследования на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут. Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, № 5, 1933.
Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. Кора выветривания, вып. 2, 1956.
Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфии их на территории Алтая. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

В. Е. РЯСИНА

О ГЕНЕЗИСЕ И СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТОЛЩ СТЕПНОГО ПЛАТО ВЕРХНЕГО ПРИОБЬЯ

Настоящая работа основана на исследованиях автора в районе степного плато верхнего Приобья. Изучались естественные обнажения по левобережью р. Оби от с. Уч-Пристань до с. Володарского. Здесь, на меридиональном участке, долина имеет ярко выраженный асимметричный профиль: по правому берегу развита пойма с многочисленными протоками и комплекс террас, по левому — река подмывает высокий коренной берег, вскрывающий толщи степного плато. Степное плато прорезают древние долины, простирающиеся в юго-западном направлении. Долины расчленяют плато на ряд параллельно расположенных грив. По предложению И. Биля (1900) эти гривы получили названия от соседних долин, примыкающих к ним с юго-востока: Чарышская (между р. Чарышем и Порозихой), Порозихинская (между р. Порозихой и Алеем) и т. д. Абсолютные отметки степного плато колеблются от 200 до 240—250 *м*. Впервые отложения, слагающие плато, описал Г. И. Танфильев (1902). Он считал, что постплиоценовый лёссовый покров плато имеет водное происхождение. В работах последующих исследователей наиболее полное описание толщ степного плато мы находим у П. А. Православлева (1933). Он делит их на три свиты (сверху вниз): А — покровные лёссовидные суглинки субаэрального генезиса со следами погребенных почв; В — толща рыхлых песков с прослойками иловатой глины, болотно-речного происхождения; С — синевато-зеленовато-серые глины, приближающиеся к типу речных осадков. Все эти толщи П. А. Православлев связывает с двумя циклами оледенений — с вюрмом и риссом.

М. П. Нагорский (1941) на основе изучения минералогического состава также выделил три свиты, соответствующие в основном свитам П. А. Православлева. Верхняя, или «цирконовая», свита, по его мнению, относится к верхнему отделу межледниковой эпохи (Q^3_2) и имеет аллювиально-делювиальное происхождение. Средняя, или «титанитовая», свита имеет неоднородный состав, относится к нижнему отделу той же межледниковой эпохи и в основном аллювиального генезиса. Между нижней и средней свитой в северной части разреза вклинивается свита эоловых кварцевых песков, или турмалино-ставролитовая свита. Нижняя свита отличается низким содержанием циркона и титанита. Накопление ее связывается с максимальным оледенением Сибири. Под урезом воды на размытой поверхности третичных пород лежат пески «барнаульской» свиты нижнечетвертичного возраста.

Такое чисто минералогическое расчленение толщ плато, как показали наши исследования, не соответствуют действительности (Рясина, 1960).

А. И. Москвитин (1953, 1960) детализировал схему П. А. Православлева и попытался увязать ее с единой схемой деления четвертичного периода, разработанной для Европейской части СССР. Он выделяет пять наложенных одна на другую свит. Две нижние свиты погружены под урез р. Оби. Непосредственно над урезом воды вскрывается третья свита «ока-

менелых илов», соответствующая свите «С» П. А. Православлева. Нижняя часть свиты — пойменные, отчасти озерные осадки, верхняя — субаэральные, возможно эоловые, накопление которых проходило в резко континентальном климате. По времени образования А. И. Москвитин относит их к первому или второму оледенению древнего отдела плейстоцена. Лежащие выше суглинки с погребенными почвами выделены в свиту «В». Формирование их шло в межледниковых условиях и соответствует Лихвинскому веку. Толща «Б» представлена песками и супесями, накопление которых соответствовало оледенению; толща «А» — уплотненные лёссовидные суглинки, соответствующие микулинскому межледниковью. Е. Н. Щукина (1960) сопоставляет толщи степного плато с отложениями предгорий Алтая и гор. Е. Н. Щукина свиту «С» Православлева выделяет под именем озерно-аллювиальных уплотненных илов и сопоставляет их с соусканихинской межледниковой эпохой (Q_2^{1C}). Лежащие выше аллювиальные пески (свита «В» Москвитина) и эоловые (по Е. Н. Щукиной) бурые иловатые суглинки с гумусированными горизонтами (свита «Б» Москвитина) — с катунской ледниковой эпохой (Q_2^{1K}). Верхняя толща лессовидных суглинков, венчающих разрез плато (свита «А» Православлева) — с ненинским межстадиалом (Q_2^{1H}).

В. А. Мартынов (1957) относит к концу эоплейстоцена — началу плейстоцена (по схеме В. И. Громова, 1948) так называемую кочковскую свиту, представленную глинами озерно-болотного происхождения, которая сопоставляется им со свитой «С» П. А. Православлева, или «окаменелыми илами», по А. И. Москвитину. Лежащая выше краснодубровская свита (свита «В» П. А. Православлева), представленная лёссовыми и лёссовидными суглинками и супесями с горизонтами погребенных почв, формировалась во время максимального оледенения. Генезис толщи проблематичен, но несомненно субаэральный, преимущественно эоловый. Покровные отложения датируются как конец среднего — первая половина верхнего плейстоцена ($Q_2^4 — Q_3^2$).

По решению Междуведомственного совещания по стратиграфии Западно-Сибирской низменности, проведенного в Новосибирске в 1960 г., кочковская свита получила возрастной диапазон от верхнего плиоцена до нижнего яруса плейстоцена включительно. Барнаульские слои включены в состав кочковской свиты. В краснодубровской свите выделены пачки лёссовых суглинков, соответствующие ледниковым подгоризонтам, разделенные, по-видимому, межстадиальными погребенными почвами. Стратиграфический объем краснодубровской свиты соответствует почти всему среднему плейстоцену.

Как видно из этого краткого литературного обзора, возраст и генезис толщ степного плато Приобья разными авторами трактуется различно.

Нами детально изучены разрезы плато от с. Усть-Чарышская Пристань до с. Володарского и обнаружена фауна млекопитающих, позволяющая уточнить возраст свит. Детальное литологическое изучение разрезов плато позволило уточнить также некоторые вопросы стратиграфии и генезиса слагающей его толщи.

На изученном нами участке р. Обь не покидает подножия степного плато и энергично его подмывает. Плато обрывается крутыми, иногда почти отвесными обрывами и прорезано короткими глубокими оврагами. Высота обрывов колеблется от 50 до 100 *м*. Во всех разрезах плато отчетливо выделяется нижняя часть, представленная «сизыми» оглеенными песчано-глинистыми отложениями разного генезиса (рис. 1, свита *I*, пачки *а* и *б*) и верхняя, сложенная породами коричневато-бурых тонов (рис. 1, свита *I*, пачка *в* и свита *II*).

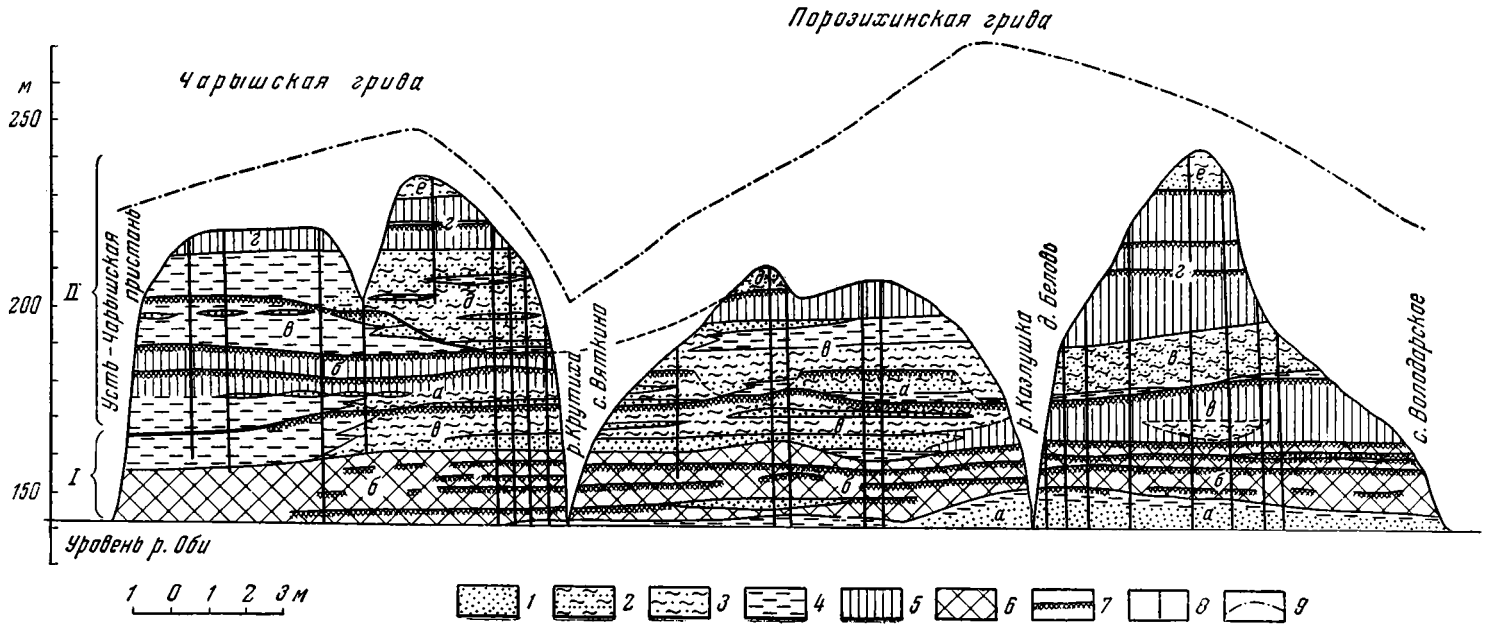


Рис. 1. Схема строения степного плато в пределах Чарышской и Порозихинской грив.

I — эоплейстоценовые отложения: *а* — аллювиальная пачка, *б* — субаэральные суглинки с горизонтами погребенных почв, *в* — аллювиальная пачка; *II* — плейстоценовые осадки: *а* —аллювиальная пачка, *б* — субаэральные суглинки, *в* — аллювиальная пачка, *г* — субаэральные суглинки с горизонтами погребенных почв, *д* — аллювиальная пачка, *е* — аллювиальная пачка.

1 — пески; *2* — пески с прослоями суглинков; *3* — тонкое переслаивание песков и суглинков, супесчано-суглинистые пачки; *4* — суглинки иловатые; *5* — суглинки субаэральные; *6* — оглеенные суглинки; *7* — почвенные горизонты; *8* — опорные разрезы; *9* — профиль поверхности водораздельного плато

Толща «сизых» суглинков вскрывается в основании степного плато. В этой толще отчетливо выделяются две пачки, имеющие существенно различный генезис (считая снизу вверх): типично аллювиальная (рис. 1, *I, а*) и субаэральных суглинков с погребенными почвенными горизонтами (рис. 1, *I, б*), генезис которых менее ясен.

Наиболее полный разрез нижней аллювиальной пачки (рис. 1, *I, а*) вскрыт ниже устья р. Казлушки. Здесь у меженного уровня р. Оби вскрыт русловой аллювий, представленный зеленовато-серыми разнозернистыми песками. Пески имеют диагональную или крупнолинзовидную косую слоистость (рис. 2). В нижней части разреза встречаются линзовидные прослои сизовато-серого суглинка с раковинами Pisidium. Пески эти то уходят под меженный уровень Оби, то поднимаются над ним (до 6 *м* у д. Белово).

На русловых песках лежит пойменный или старичный аллювий. Пойменный аллювий представлен фацией скрытослоистых суглинков с намечающимися погребенными почвенными горизонтами лугового типа (у д. Белово). Наиболее широко развит старичный аллювий, представленный иловатыми зеленовато-серыми суглинками, с линзами песка и обильными раковинами пресноводных гастропод. Судя по характеру этого древнего аллювия, можно прийти к выводу, что отложен он крупной равнинной рекой, на пойме которой в большом количестве образовались старицы. Некоторые из них сохраняли слабую связь с рекой, главным образом во время половодий, другие, возможно, превращались в совершенно изолированные озера, где шло накопление однородных тонких илов, обогащенных органическим веществом и изобилующими раковинами мелких моллюсков.

В 6 *км* ниже д. Вяткино и 1 *м* над меженным урезом р. Оби в старичных илах найдена фаланга лошади, принадлежащая (по определению Э. А. Вангенгейм) Equus ex gr. robustus Pomel. Ниже по реке у с. Волчарского на бечевнике найден обломок нижней челюсти, принадлежащей верблюду, сходному с Paracamelus alutensis. Еще ниже (под барнаульским санаторием) в илах найден обломок зуба Elephas sp., который близок к Archidiskodom meridionalis. По заключению В. И. Громова, вся эта фауна относится к комплексу более древнему, чем тираспольский.

Вторая из выделенных нами пачек (рис. 1, *I, б*) — субаэральные суглинки — как правило, отделена от описанной аллювиальной пачки погребенным почвенным горизонтом. Сильное оглеение и одинаковая степень уплотнения субаэральных и аллювиальных суглинков делает их, на первый взгляд, трудно отличимыми один от другого. Кровля суглинков поднимается на 21—23 *м* над меженным уровнем р. Оби. Наиболее полный разрез пачки субаэральных суглинков описан к югу от с. Вяткино, в устье врага, прорезающем толщу Приобского плато. Суглинки лежат здесь на старичном аллювии, поднимающемся на 0,5 *м* над меженным уровнем р. Оби. Субаэральная пачка состоит из тонкозернистых, пылеватых, очень сильно уплотненных лёссоподобных неслоистых монолитных суглинков и подчиненных им погребенных почв, образующих здесь 4 горизонта. Мощность пачки 20 *м*. Суглинки коричневато-палевого цвета с зеленоватым оттенком, что связано с оглеением. Встречаются мелкие пятна и извилистые ветвистые каналы (по корневым ходам), окрашенные в серые, зеленые и сине-зеленые тона. В нижней части каждого из горизонтов, отделенных один от другого погребенными почвами, близ границы с почвенным горизонтом суглинок становится все более оглеенным, зеленоватым и сизо-серым, с бобовинами, но остается таким же плотным и монолитным. Суглинки очень однородны по механическому составу, карбонатны, содержат мергелистые конкреции типа журавчиков и дутиков и известковистые корочки, распределенные линейно по горизонтали (возможно, по скрытой

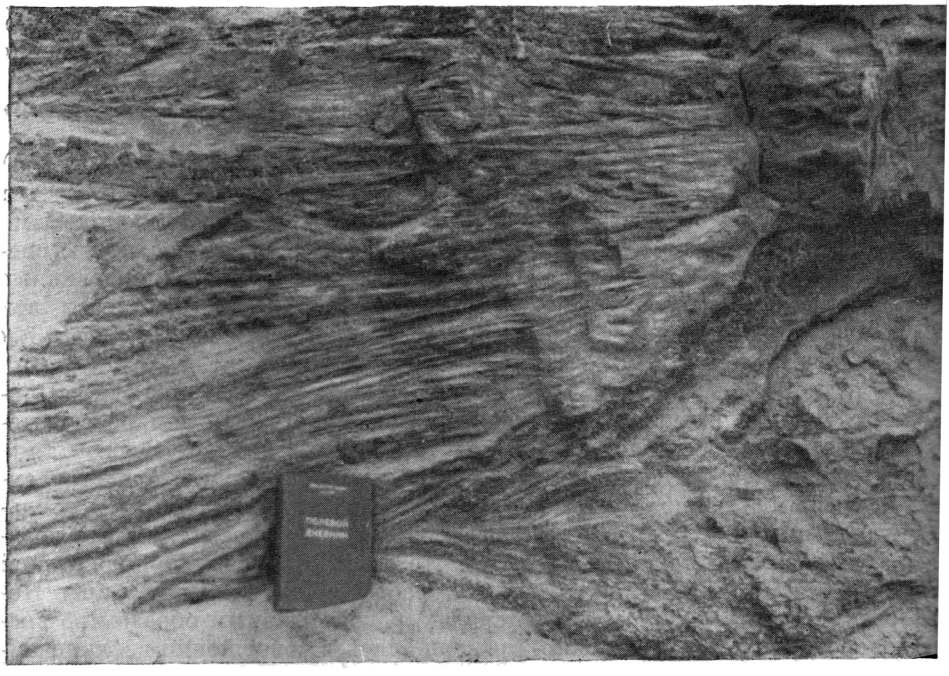


Рис. 2. Характер руслового аллювия пачки *I*, а (рис. 1). Ниже д. Белово

слоистости). В суглинках встречаются косточки грызунов и раковины н земных гастропод из родов Pupilla и Succinea.

Погребенные почвенные горизонты сохранились неодинаково хоро но все они очень однотипно построены, относятся явно к степному вер всего, черноземному типу. У большинства почв хорошо сохранился гуму вый горизонт, сложенный плотными сизыми суглинками. Во всех разре сохранился иллювиальный горизонт с потеками гумуса и пятнами кар натов, дутиками и белоглазкой. В низах почв много хорошо сохранивши сечений кротовин.

К югу от с. Вяткино в верхнем погребенном почвенном горизонте су аэральных суглинков найдены кости конечности Equus cf. mosbache Reich. (метатарс II, III, IV и тарсальная кость — определение Э. А. В тенгейм). Таким образом, толща «синих глин», вскрывающаяся в осно нии степного Приобского плато и описанная ранее как свита « (П. А. Православлев), «нижняя свита» (М. П. Нагорский) и «окамене илы» (А. И. Москвитин), сложена двумя пачками, как это было подмеч еще А. И. Москвитиным, имеющими существенно различный генезис: н няя — аллювиальный и верхняя — субаэральный.

Возраст этих двух пачек плато, по находкам в них Equus ex. gr. rob tus Pomel., Paracamelus cf. alutensis, Elephas sp., Equus cf. mosbache Reich, определяется как плиоцен — нижний плейстоцен, по ныне пр той четырехчленной шкале, или эоплейстоцен, по схеме В. И. Гро ва (1948).

На толщу «сизых» суглинков повсеместно ложится аллювиальная ка (см. рис. 1, *I, в*). Строение ее существенно отличается от нижней ал виальной пачки (*I, а*). Русловой аллювий представлен желто-серыми р нозернистыми глинистыми песками с прослойками более иловатого п (0,01—0,05 *м*) и оглеенного суглинка (0,01 *м* и менее). Для этой п

характерен перекрестно-волнистый и пологоволнистый типы слоистости. Песок ожелезнен, сцементирован карбонатами, отчего держит в обнажении отвесную стенку; мощность его 4,5 *м*. Выше располагается толща пойменного аллювия мощностью 7,7 *м*. Нижняя часть его (5,5 *м*) слагается коричневато-бурым суглинком с отдельными пятнами оглеения, с редкими линзовидными прослоями песка. Верхняя часть принадлежит почвенному горизонту степного черноземовидного типа, развитому на песчаном суглинке. Этот почвенный горизонт аналогичен описанным погребенным почвам свиты, но отличается от них значительно большей мощностью гумусового горизонта (1,5 *м*), что, видимо, связано с перемывом его в период образования. В других разрезах плато пойменная фация этой аллювиальной пачки изменяется по своему составу, что легко объясняется миграцией русла по дну долины. Описанная аллювиальная пачка, судя по характеру слоистости и преобладанию пойменного аллювия над русловым, отложена небольшой рекой, близкой по своему характеру к современным степным рекам (рис. 3).

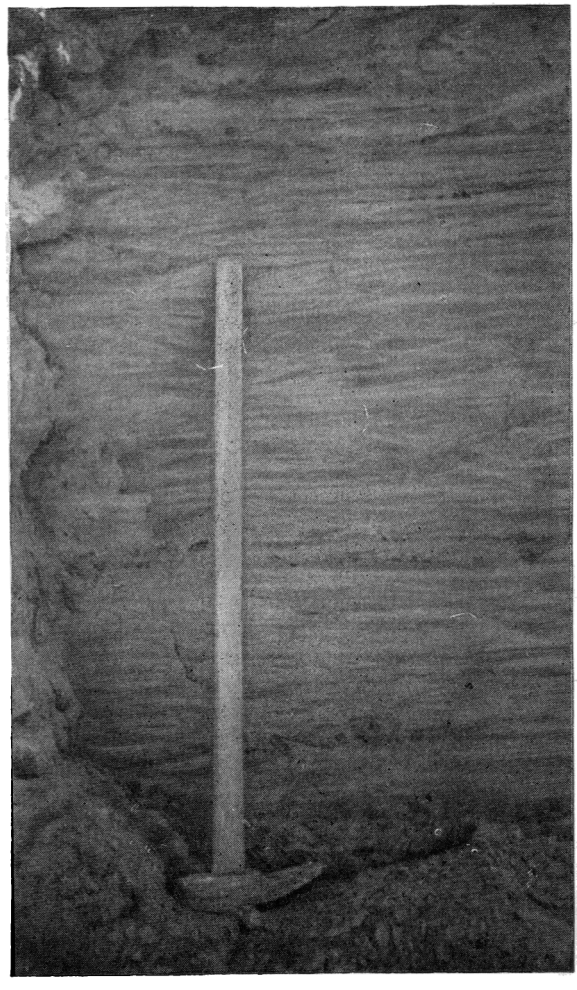


Рис. 3. Характер слоистости руслового аллювия р. Казлушки

Почвенный горизонт, венчающий эту пачку, прослеживается по всем изученным нами разрезам. Кровля его поднимается над меженным уровнем р. Оби на 30—40 *м*. Очевидно, он отмечает перерыв в осадконакоплении, имеющий региональное значение. Мощность его колеблется от 2,2 *м* (у с. Вяткино) до 0,8 *м* (у д. Белово). В гумусовом горизонте этой почвы, в обнажении выше с. Вяткино in situ найдены зуб слона и масса плохо сохранившихся костей, принадлежащих, по определению Э. А. Вангенгейм, Elephas wüsti, т. е. форме, характерной для низов плейстоцена по шкале 1932 г. или верхов эоплейстоцена, в понимании В. И. Громова. Аллювиальная пачка (см. рис. 1, *I*, *в*), внешне отличающаяся от лежащих ниже «сизых» суглинков, так называемой кочковской свиты относилась ранее (по схеме 1960 г.) к краснодубровской свите. Однако фактически она оказывается гораздо более тесно связанной именно с подстилающими слоями, что подтверждается и фаунистически. Поэтому нами она

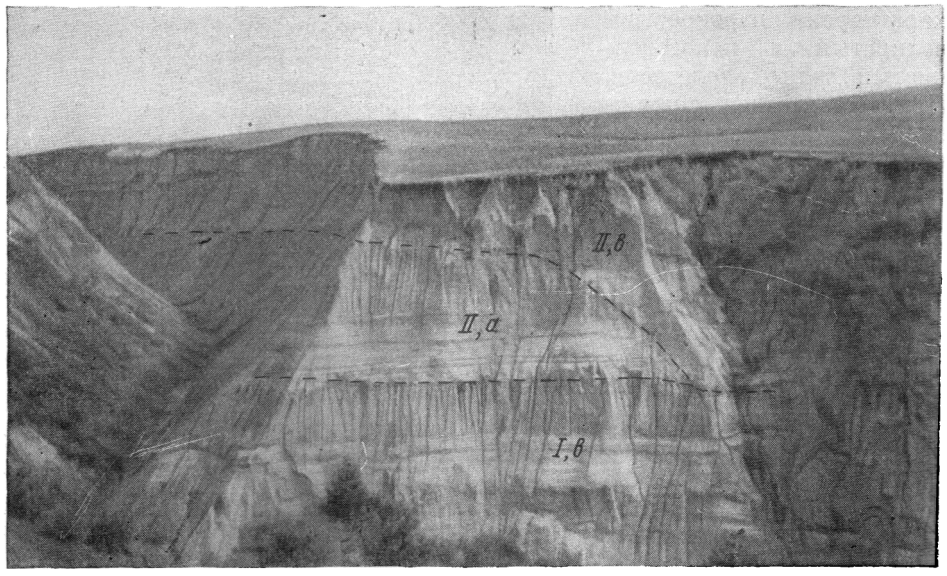


Рис. .4 Характер залегания аллювиальных пачек *II*а и *II*в выше д. Белово

включается вместе с «сизыми» суглинками в состав единой I эоплейстоценовой свиты. Граница между эоплейстоценом и нижним плейстоценом (по Громову) проводится нами по кровле венчающего пачку *I*, в (рис. 1) почвенного горизонта.

Вторую свиту начинает аллювиальная пачка *(II, а)*. В основании этой пачки, в 4,5 *км* выше д. Белово, геологом Алтайской гидропартии Г. Афанасьевым найден череп Bison priscus longicornis W. Grom. (определение Э. А. Вангенгейм). Эта аллювиальная пачка местами нацело размыта лежащей выше аллювиальной толщей. Она лучше сохранилась выше с. Вяткино, где имеет скорее озерно-аллювиальный облик. Пачка представлена мелкопесчаным пылеватым суглинком, неправильно-горизонтальнослоистым. Местами по слоистости наблюдаются тонкие линзочки алеврита. В большом количестве встречаются раковины пресноводных гастропод. Суглинок перекрыт мелкозернистым песком, имеющим тонкую волнисто-горизонтальную слоистость. Мощность всей этой пачки 7,5—8 *м*. Вниз по реке ближе к с. Вяткино суглинки замещаются разнозернистым линзовиднослоистым песком русловой фации. Местами в песках наблюдается диагональная слоистость. Пески содержат тонкие прослойки иловатого суглинка (мощность песка 0,6 *м*).

Описанные фации сменяются пойменным аллювием, носящим своеобразный характер. Пойменные фации представлены тонкопесчаным, пылеватым бурым суглинком, дающим в обнажении крупностолбчатые отдельности (мощность до 8 *м*). В основной массе суглинки не имеют видимой слоистости. Но, как правило, в нижних 0,5 *м* они содержат линзы и прослои песка, иногда переходят в тонкое чередование песка и суглинка. Венчается эта пачка обычно почвенным горизонтом степного черноземного типа (0,5—0,8 *м* мощностью). Часто гумусовый горизонт этих почв смыт и в погребенном состоянии сохраняется горизонт вмывания, сложенный карбонатными суглинками, имеющими мелкопризмовидную отдельность, с многочисленными дутиками, белесыми пятнами карбонатов, журавчиками, ходами землероев. Перекрыт почвенный горизонт коричневато-серым су-

линком, который вверх по разрезу постепенно переходит в бурый (см. рис. 1, *II, б*); мощность его 3,5—4 *м*.

На бурых суглинках развита погребенная почва (мощностью 1,5 *м*), аналогичная по характеру лежащей ниже, с хорошо дифференцированными почвенными горизонтами. Генезис этих суглинков проблематичен, но, бесспорно, субаэральный.

Ниже по реке от с. Вяткино до д. Белово эта аллювиальная пачка *II, а*) встречается в разрезах плато только местами. Порой она полностью размыта. Очень хорошо такой размыв наблюдался нами выше д. Белово (рис. 4). Здесь на почвенном горизонте, содержащем Elephas wüsti, лежит коричневато-серый суглинок старичной фации, в верхах которого найден Bison priscus longicornis. Суглинки перекрыты песчаной пачкой, состоящей из серого мелкозернистого песка, полимиктового состава. Песок хорошо окатан, содержит тонкие прослойки иловатого суглинка и более крупнозернистого песка. Переслаивание неправильно-горизонтальное. Мощность пачки 4 *м*. Вверх по разрезу заметно увеличивается роль суглинистого материала и постепенно пачка переходит в коричневато-бурые суглинки (1,5 *м*). Суглинки очень плотные, монолитные, без видимой слоистости, сохраняющие в обнажении отвесную стенку. По внешнему виду суглинки совершенно не отличаются от описанных бурых суглинков (рис. 1, *II, б*). Так же, как и там, их венчает почвенный горизонт степного типа. Генезис описанной пачки (*II, а*) бесспорно аллювиальный. Непосредственная связь бурых суглинков, венчающих аллювий пачки *II, а*, с этой алювиальной пачкой несомненна. Тот факт, что в большинстве разрезов в основании аллювиальной пачки лежат суглинки скорее озерного генезиса, а не пески русловой фации, что свойственно для нормального разреза аллювиальной пачки (Шанцер, 1951), объясняется, видимо, специфическими условиями времени формирования этого аллювия. Как уже говорилось, накопление толщ плато происходило при медленном погружении в условиях аллювиально-озерной равнины. На отдельных участках, свободных от водных потоков, формировался почвенный горизонт, при погружении района этот почвенный горизонт заливался водой и образовывались широкие неглубокие озера. В дальнейшем эти участки могли так и остаться обширными мелкими бессточными водоемами, где накапливался мелкий материал, часть же могла быть включена в сферу деятельности реки, и тогда суглинки надстраивались обычным аллювиальным разрезом, близким по своему характеру к современным степным рекам.

Следующая аллювиальная пачка (рис. 1, *II, в*) присутствует почти во всех разрезах плато. Иногда она ложится на почвенный горизонт, развитый на пойменных фациях лежащей ниже аллювиальной пачки (*II, а*), иногда, как уже отмечалось, она полностью срезает аллювиальную пачку *II, а*. Тогда постель аллювиальной пачки *II, в* лежит на почвенном горизонте, венчающем толщу *I, в*.

В верхнем конце Чарышской гривы пачка *II, в* представлена зеленовато-серыми и серыми оглеенными суглинками с редкими и тонкими прослоями ожелезненного мелкозернистого песка. На суглинках развит почвенный горизонт, видимо, степного типа. Общая мощность этой пачки 10—12 *м*. Вниз по Оби в разрезе этой пачки, в верхней ее части, появляется песок среднезернистый, волнисто-горизонтальнослоистый; по слоистости — тонкие прослойки иловатого суглинка (общая мощность 2 *м*). Ближе к с. Вяткино пачка *II, в* срезается лежащей выше аллювиальной пачкой *II д*. В разрезах Порозихинской гривы пачка *II, в* представлена более песчаными разностями. Там, где пачка *II, в* нацело срезает пачки *II, а*, в основании ее лежат серые и сизовато-серые горизонтальнослоистые суглинки, иногда с растительными остатками (до 2 *м* мощностью).

На этих, видимо старичных, суглинках лежит русловой аллювий, представленный среднезернистым песком, хорошо отмытым, с волнисто-горизонтальными прослойками иловатого коричневато-серого суглинка (толщиной 1 *см* и менее). В отдельных прослоях песка — отчетливая косая, местами диагональная слоистость. Мощность руслового аллювия 6—7 *м*. Перекрыт он сизовато-серым старичным суглинком с редкими прослойками песка и с растительными остатками. Суглинок ожелезнен, особенно сильное ожелезнение наблюдается по подошве песчанистых прослоек. Мощность этого суглинка 6 *м*. Поверх старичного суглинка снова появляется русловой песок, хорошо отмытый; слоистость его полого-волнистая: мощность *2 м*. Венчает эту толщу пойменный аллювий, представленный песчано-суглинистыми осадками, состоящими из неправильно-горизонтального переслаивания тонкого песка и иловатого суглинка; мощность их 6 *м*. Вверх по разрезу пойменный аллювий постепенно переходит в бурые суглинки, дающие в обнажении крупностолбчатые отдельности. Общая мощность этой аллювиальной пачки (*II, в*) от 12 *м* (Чарышская грива) до 15—23 *м* (Порозихинская грива).

Следующая аллювиальная пачка (*II, д*) очень похожа на лежащие ниже, но отличается от них значительно большей мощностью. Если лежащие ниже пачки достигают 10—23 *м*, мощность пачки *II*, д 30—45 *м*. Такое значительное увеличение мощности аллювия, при относительно сходном характере фаций связано, видимо, с более энергичным опусканием района. Начинают эту пачку серые оглеенные суглинки, горизонтальнослоистые, с линзовидными прослойками песка мощностью 2—3 *см*, реже 10—15 *см;* мощность их достигает 4 *м*. Наблюдается та же картина, что и в строении описанных пачек. Лежащий выше русловой аллювий представлен переслаиванием различных фаций. Наиболее полный разрез русловой фации этой аллювиальной пачки наблюдался нами в разрезах плато выше с. Вяткино. В основании лежит хорошо отмытый среднезернистый песок, залегающий крупными линзами. По слоистости иногда наблюдаются прослои серого суглинка мощностью от 1 до 10 *см*. Они указывают на сезонное заиление отдельных участков русла, которое можно и сейчас наблюдать на реках, прорезающих степное плато (р. Порозиха и др.). Описанная толща достигает 1—2 *м* мощности. Выше располагается толща мощностью 2,5 *м*, состоящая из переслаивания желто-серого песка и суглинка. В верхней части ее преобладают суглинки. Над ними опять лежит серый мелко- и среднезернистый песок, полимиктовый, крупнолинзовидный, диагональнослоистый. В песке встречаются тонкие линзочки и прослойки (1—2 *см* × 10—20 *см*) иловатого оглеенного суглинка. Книзу количество иловатых прослоев значительно увеличивается. Мощность толщи 3 *м*. Песок перекрыт коричневато-серым оглеенным суглинком (2,5 *м*). Суглинок с тонкими горизонтальными прослоями песка содержит раковины пресноводных гастропод. Вверх количество песчаных прослоек значительно увеличивается и суглинок постепенно сменяется толщей, состоящей из неправильно-горизонтального переслаивания мелкозернистого песка и серого иловатого суглинка.

Иногда встречаются линзы песка с диагональной слоистостью. Протяженность таких линз 20—30 *м* при мощности до 0,5 *м*. Общая мощность этой толщи 5 *м*. Вся описанная пачка (мощностью до 30 *м*) представлена русловым аллювием, отражающим в своем строении блуждание русла по дну долины.

На аллювиальных пачках (рис. 1, *II, в, д*) повсеместно ложатся бурые суглинки (*II, г*), пылеватые, карбонатные, с крупностолбчатой отдельностью, очень плотного сложения, без видимой слоистости, с одними или

двумя горизонтами погребенных почв. Почвы имеют одинаковое строение (относятся к степному черноземовидному типу). Имеющиеся данные не позволяют определить генезис этих суглинков более точно, чем субаэральный. По простиранию непосредственная связь этих суглинков с аллювиальными пачками не устанавливается с полной очевидностью.

Суглинки на наиболее высоких точках грив надстраиваются еще одной аллювиальной пачкой (*II, в*). Представлена она в разрезах лишь русловым аллювием, очень напоминающим по своему строению аллювий современных небольших рек, прорезающих толщи степного плато, типа рек Марушка и Казлушка. Русловой аллювий этой пачки состоит из тонкого волнисто-горизонтального переслаивания песка с более глинистыми разностями или с иловатым суглинком. Песчаные разности переходят в супесчаные, несущие прослойки тонкого песка и линзы пористого лёссовидного суглинка (до 0,5 *м* мощности). Судя по характеру этого руслового аллювия, накопление его шло в более мелких реках, чем лежащие ниже пачки и, возможно, в период затухания отрицательных движений.

Из всего изложенного можно сделать следующие выводы о стратиграфии и палеогеографии толщ степного плато. Нижняя свита (I), поднимающаяся на 30—40 *м* над меженным уровнем р. Оби, по находкам в ней фауны млекопитающих бесспорно относится к эоплейстоцену (по схеме В. И. Громова). Аллювиальная пачка *I, а,* охарактеризованная фауной млекопитающих таманского или, возможно, хапровского комплексов с Elephas sp., близким к Archidiskodon meridionalis, Equus ex. gr. robustus Kormel., Paracamelus cf. alutensis, относится к нижнему — среднему эоплейстоцену. Самые верхи толщи уплотненных оглеенных субаэральных суглинков (*I, б*) с Equus cf. mosbachensis Reich., и аллювиальная пачка (*I, в*), венчающаяся мощным почвенным горизонтом, в толще которого найден Elephas wüsti, относятся к верхнему эоплейстоцену.

Найденная фауна и характер отложений позволяют нарисовать следующую картину. Древняя эоплейстоценовая Пра-Обь унаследована от миоцена. Она имела характер, близкий к современному, т. е. была многоводной равнинной рекой с широкой долиной. Русло ее изобиловало песчаными островами и разбивалось на ряд проток.

К среднему — верхнему эоплейстоцену русло, видимо, отошло к востоку, и в долине накапливались однородные суглинки, на которых развивались почвенные горизонты степного черноземного типа (I, *б*). Иногда эти горизонты почв по разрезу замещаются илами с прослоями песков и с обилием пресноводных гастропод. Видимо, к концу верхнего эоплейстоцена основное русло Пра-Оби или совпадало с современным, или проходило восточнее, так как в разрезах плато до устья р. Алей его непосредственное влияние не сказывается. В осадках I свиты (рис. 1, *I*) нет следов перерывов и значительных перерывов. Вероятно, в это время господствовала низкая, местами заболоченная равнина с неглубоким стоянием грунтовых вод.

Накопление осадков II свиты (рис. 1, *II*) соответствует нижнему плейстоцену, по схеме В. И. Громова, или среднему плейстоцену, по схеме 1932 г. Более точно определить возрастные границы этой свиты по имеющимся данным нельзя. В основании свиты in situ найден череп Bison priscus longicornis. В лежащих выше пачках фауны млекопитающих не обнаружено. В основании же отложений III террасы, прислоненной к толще степного плато, у г. Новосибирска, найдены зубы Mammuthus primigenius раннего типа. Отсюда следует, что накопление осадков плато, скорее всего закончилось в конце первой — начале второй половины нижнего плейстоцена (по схеме В. И. Громова) или среднего плейстоцена (по схеме 1932 г.).

Во время аккумуляции II свиты погружение происходило, вероятно, более интенсивно, поэтому, несмотря на общий характер всех аллювиальных пачек, есть и отличия. В плейстоценовых пачках наиболее ярко проявляются черты, свойственные констративному аллювию (Ламакин, 1947, 1948, 1950). Мощность пойменных фаций значительно превышает мощность русловых, и весь аллювиальный цикл слагает более тонкий материал. Начинают эти аллювиальные пачки не пески русловой фации, а иловатые суглинки, скорее озерного генезиса. Все это, несомненно, говорит о том, что накопление этих пачек происходило в условиях медленного погружения. Но непосредственно в разрезах наблюдаются и размывы, достигающие амплитуды 10—15 *м*. Некоторые из них, судя по взаимоотношениям и чередованию пачек, могут достигать более 30 *м* (рис. *I, II, д*). Эти размывы говорят, видимо, не только о временном прекращении отрицательных движений или о понижении базиса эрозии, но, возможно, и о кратковременном, но весьма существенном подъеме.

Таким образом, строение толщ степного плато отражает ход тектонических процессов, господствовавших на этой территории в эоплейстоценовое и плейстоценовое время.

Субаэральные суглинки эоплейстоценового и плейстоценового возраста отличаются, видимо, условиями образования. Эоплейстоценовые суглинки сильно оглеены, почвенные горизонты в них чередуются через 4—9 *м*. Плейстоценовые же суглинки оглеены только по кровле почвенных горизонтов; вверх оглеение постепенно затухает. Оглеение их связано, вероятно, с грунтовыми водами, водоупорами для которых служили почвенные горизонты. Мощность зоны оглеения в них редко превышает 1,5—2 *м* при мощности суглинков между погребенными почвами от 10 до 20 *м*. Видимо, накопление эоплейстоценовых суглинков шло в условиях более пониженной местности и при достаточно высоком уровне грунтовых вод. Плейстоценовые же суглинки накапливались в условиях, когда происходили значительные размывы (до 30 *м* и более) и, следовательно, при существенно иных условиях дренажа.

Все вопросы, затронутые в настоящей статье, нельзя считать окончательно решенными. Эта работа только начинается, и для окончательных вполне обоснованных выводов требуется еще детальная обработка собранных материалов.

ЛИТЕРАТУРА

Биль И. Исследование водоносности Алейско-Кулундинской степи в 1897—1898 г. «Горный журнал», 1900, т. 3.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, № 17, 1948.

Ламакин В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений. Доклады АН СССР, 1947, т. 57, № 1.

Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений. «Землеведение», нов. серия, т. II, 1948.

Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. «Землеведение», нов. серия, т. III, 1950.

Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Труды Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири. М.— Л., 1957.

Москвитин А. И. О возможности применения единой стратиграфической шкалы к четвертичным отложениям Западной Сибири. Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, № 19, 1953.

Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 19[illegible]

Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений

Обь-Чумышской впадины. Материалы по геол. Зап. Сибири, № 13/55. Томск, 1941.

Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края. Труды Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, вып. 6. Томск, 1933.

Рясина В. Е. К вопросу о расчленении среднеплейстоценовых отложений Приобского плато на основании изучения тяжелых минералов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, 1960, т. 35 (4).

Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. Труды геол. части кабинета, вып. 5, 1902.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 135, геол. серия (№ 55), 1951.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

А. Г. ЧЕРНЯХОВСКИЙ

К ВОПРОСУ О РАСЧЛЕНЕНИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА КАРАТАУ

В области хребта Каратау плиоцен-четвертичные отложения были впервые описаны В. В. Галицким (1933, 1936, 1943, 1956). Он выделил среди них две свиты: свиту конгломератов и свиту палевых известняков. По мнению Галицкого, эти свиты одновозрастны и разделены лишь пространственно. Первая слагает предгорья, вторая распространена на выровненных водоразделах горной части хребта, т. е. они фациально замещают одна другую.

Изучая эти отложения на территории Каратау, Боролдайских гор и их предгорий, а также в горах Карагус, входящих уже в систему Таласского Алатау (рис. 1), нам удалось выяснить, что так называемые плиоцен-четвертичные отложения разделяются на три самостоятельные свиты, которые резко отличаются одна от другой литологически и занимают различное геоморфологическое положение. Периоды отложения их разделились тектоническими перерывами, что подтверждает их разновозрастность.

Свита палевых известняков В. В. Галицкого, названная нами кайнарбулакской, распространена в центральной части Большого Каратау, в горах Малого Каратау и Боролдай. Отложения ее не связаны с современной эрозионной сетью.

В центральной части Большого Каратау кайнарбулакская свита сохранилась отдельными пятнами на высоких водоразделах в незначительных депрессиях древнего рельефа или залегает в виде спроектированных глыб на столовых останцах палеозойской поверхности, абрадированной палеогеновым морем.

В северо-западном и юго-восточном Каратау отложения кайнарбулакской свиты размыты. В южной части Малого Каратау и в Боролдайских горах эта свита залегает на неровной поверхности палеозоя, здесь она сохранилась наиболее полно. В предгорьях Каратау она описана лишь в вершинах гряд на междуречье Бешарык — Акуюк в Яныкурганском районе.

В Большом Каратау кайнарбулакская свита представлена серыми или палевыми плотными или кавернозными известняками с плитчатой отдельностью. Местами видно, что они залегают среди белесых карбонатных суглинков с карбонатными журавчиками. Иногда журавчики целиком заполняют породу и суглинки переходят в породы типа «каменных лёссов». Изредка суглинки содержат прослои красно-бурого цвета. Мощность свиты от 0,5 — до 20 *м*.

В Яныкурганском районе кайнарбулакская свита представлена желтыми бурыми мергелистыми глинами с линзами мергелей и белых фарфоровидных известняков. Залегает она на различных горизонтах мела и палеогена и достигает мощности 15 *м*.

Наиболее полный разрез кайнарбулакской свиты можно наблюдать в Боролдайских горах. Представлена она здесь белыми карбонатными лёссовидными суглинками с мелкими карбонатными трубочками и журавчиками, белыми или серыми пористыми известняками и красно-бурыми или желтыми слабопесчаными карбонатными глинами. Прослои суглинков, глин и известняков выдержаны по простиранию и чередуются между собой. Мощность свиты достигает здесь 50 *м*.

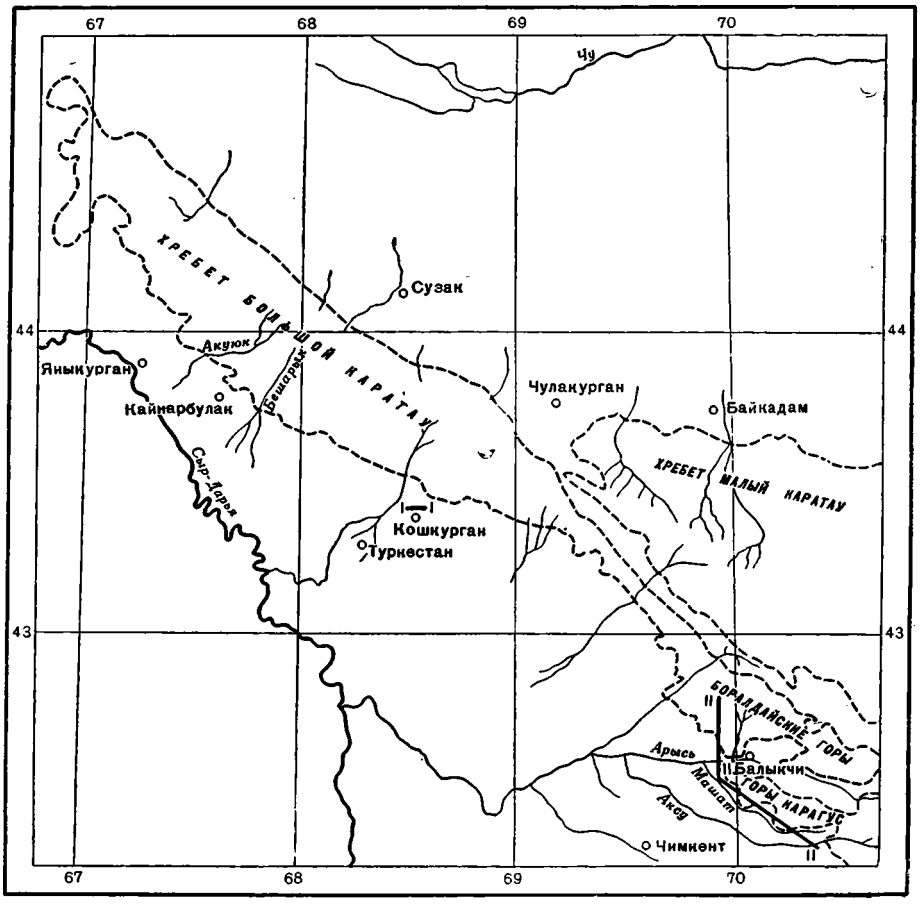


Рис. 1. Обзорная карта района (*I—I* и *II—II* — линии разрезов)

Как видно, облик кайнарбулакской свиты везде, где она описана, чрезвычайно сходен, сходны и условия ее залегания. Отложения ее в большинстве случаев залегают на повышенных водоразделах, расчлененных глубокими, часто каньонообразными ущельями, образовавшимися после ее отложения.

В районе хребта Каратау свита не содержит органических остатков. В предгорьях она залегает стратиграфически выше так называемой жузундукской свиты красноцветных отложений, возраст которой определяется В. Н. Разумовой как средний — верхний миоцен. По литологическому облику и по наличию красноцветных прослоев кайнарбулакская свита имеет некоторое сходство с жузундукской свитой. В то же время она содержит

прослои серых лёссовидных суглинков и известняков, что сближает ее с более молодыми отложениями плиоцен-четвертичного возраста. Стратиграфически выше указанной свиты залегает толща сохских конгломератов, отделенная от нее резким несогласием. Промежуток времени между отложениями этих свит в хребте Каратау характеризовался крупными тектоническими поднятиями.

Аналогичные по литологическому составу отложения, которые занимают сходное с кайнарбулакской свитой стратиграфическое положение (они залегают выше красноцветных толщ среднего — верхнего миоцена, охарактеризованного гиппарионовой фауной), широко распространены в окружающих хребет Каратау районах Восточного Казахстана и Средней Азии.

В Бет-Пак-Дала стратиграфическим аналогом кайнарбулакской свиты является кеншагырская свита (пески, галечники, конгломераты, желто-бурые и красно-бурые глины), выделенная К. В. Никифоровой (1957, 1959). В Илийской депрессии этой свите, по-видимому, соответствуют по возрасту желто-бурые (палевые) глины, развитые в горной части района (Бажанов и Костенко, 1959). Наконец, в Фергане вероятным стратиграфическим аналогом кайнарбулакской свиты являются средние молассы в схеме В. Г. Клейнберга (1948), а также свита B_2 (палевые глины, мергели и песчаники), выделенная Н. П. Васильковским (1935) в горах Супетау. Везде в перечисленных районах эти отложения, так же как и в Каратау, перекрываются более или менее мощной толщей сероцветных конгломератов.

В отложениях свиты B_2 был найден зуб Elephas ex. gr. meridionalis Nesti (Беляева, 1936). Эта находка позволяет отнести вмещающие отложения свиты B_2 и ее стратиграфических аналогов к низам эоплейстоцена — виллафранкскому ярусу, по стратиграфической схеме К. В. Никифоровой (1959).

Кайнарбулакская свита и ее стратиграфические аналоги характеризуют собой переход от красноцветных формаций миоцена к сероцветным формациям антропогена. К этому времени в Фергане относится начало образования сероцветных моласс, а следовательно, начало тектонической деятельности, в результате которой произошло образование современного рельефа хребтов Средней Азии (Шульц, 1950; Клейнберг, 1948; Гриднев, 1956). Здесь впервые появляются представители новых родов антропогеновой фауны (Elephas meridionalis). Рубеж этот настолько значительный, что может служить границей между неогеновой и антропогеновой системами.

В Восточном Казахстане тектонические движения, в результате которых образовались хребты Каратау, Чу-Илийские горы, Кетменский хребет, горы Бурунтау и другие, произошли несколько позднее, а масштаб их был значительно меньшим (Шульц, 1950). Здесь в составе наиболее древних антропогеновых отложений (кеншагырская, кайнарбулакская и залегающая в горах часть илийской свиты) отсутствуют значительные накопления конгломератов.

Тектонические движения, благодаря которым был создан современный рельеф гор Каратау, Боролдай и других, начались после отложения кайнарбулакской свиты. Результирующая амплитуда этих движений по разломам вдоль северо-восточного склона Большого Каратау достигла 1000—1200 м а в горах Карагус, по-видимому, еще больше.

В результате тектонических движений этого времени в горной части района образовались эрозионные долины — прообраз современной речной сети, а в предгорьях сформировалась толща конгломератов сохской свиты. Сохская свита залегает на различных горизонтах меловых и третичных от-

ложений, вплоть до палеозоя. В Яныкурганском районе она лежит непосредственно на кайнарбулакской свите.

Предоставлена эта свита валунными конгломератами с валунами и галькой палеозойских пород, сцементированными серым песчано-известковистым цементом. Обломочный материал в конгломератах хорошо окатан и почти не сортирован. Состав его отражает состав местных палеозойских пород. Среди конгломератов встречаются небольшие линзы разнозернистых косослоистых песчаников, а в разрезе р. Машат (бассейн р. Арысь) — крупные линзы плотных серых суглинков.

Величина обломков, а также мощность отложений сохской свиты тесно связаны с амплитудой поднятия области сноса и расстоянием от последней.

Таким образом, мощность свиты в предгорьях наиболее приподнятой центральной части Большого Каратау достигает 30—50 *м*; в предгорьях слабо приподнятых частей Северо-западного и Юго-Восточного Каратау — 3—5 *м*, а в долине рек Машат и Аксу, в горах Карагус — 300—400 *м*.

Местами конгломераты сохской свиты смяты в пологие складки.

Стратиграфическими аналогами сохской свиты хребта Каратау, вероятно, являются верхнегобийские конгломераты Бет-Пак-Далы и, по-видимому, конгломераты предгорий в Илийской впадине.

К этому времени приурочена наиболее сильная фаза тектогенеза в окружающих Фергану горных хребтах и образование мощных сероцветных конгломератов сохской (кассанской) свиты, выделенной Н. П. Васильковским. Конгломераты сохской свиты сопоставляются Н. П. Васильковским со свитой C_2 и, возможно, со свитой C_1 (Васильковский, 1942, 1951) гор Сулетау, а также с конгломератами нанайского комплекса, выделенного Ю. А. Скворцовым в Приташкентском районе. К северу конгломераты сохской свиты прослеживаются Н. П. Васильковским (1951) до бассейна р. Арысь и описаны в долине р. Аксу, т. е. в пределах исследуемого нами района. Верхнегобийские конгломераты, по-видимому, аналогичные по возрасту сохской свите, отмечаются и в Джунгарии (Вялов, 1953).

В отложениях сохской свиты Средней Азии фаунистические остатки не были обнаружены. Н. П. Васильковский считал ее нижнечетвертичной на основании стратиграфического положения. Н. Н. Костенко (1958) сопоставляет сохскую свиту и конгломераты нанайского комплекса с фаунистически охарактеризованной кошкурганской свитой хребта Каратау и определяет возраст их как верхи эоплейстоцена (по схеме К. В. Никифоровой, 1959).

Кошкурганская свита, по мнению Н. Н. Костенко и В. С. Бажанова, залегает стратиграфически выше илийской свиты, содержащей остатки южного слона, лошади Стенона, мастодонта, верблюда пребактриана и гигантского верблюда, указывающие на нижнеэоплейстоценовый возраст свиты (виллафранкский ярус).

Илийская свита, по В. С. Бажанову (1959), представлена в горной части желтыми глинами, а у подножия гор — песчаниками, конгломератами и конгломерато-брекчиями мощностью до 1000 *м*. По аналогии с разрезом хребта Каратау, нам представляется более правильным двучленное деление илийской свиты. Низы ее — желтые глины горной части, как говорилось, хорошо сопоставляются с кайнарбулакской свитой хребта Каратау и ее стратиграфическими аналогами, а верхи илийской свиты — конгломераты предгорий — могут быть сопоставлены с сохской свитой.

Что касается стратиграфического положения кошкурганской свиты хребта Каратау, то при выделении ее Н. Н. Костенко (1958) объединил две различные (как в генетическом, так и в возрастном отношении)

толщи: аллювиальные лёссовидные суглинки и супеси собственно кошкурганской свиты с богатой фауной млекопитающих и аллювиально-пролювиальные отложения конгломератов (верхне-гобийские конгломераты по Н. Н. Костенко), слагающие верхние части грядового рельефа. Конгломераты залегают стратиграфически ниже отложений кошкурганской свиты, охарактеризованной фауной верхов эоплейстоцена (миндель, по схеме К. В. Никифоровой) и отделены от времени ее образования эпохой значительного углубления русла (рис. 2).

Поэтому мы считаем возраст сохской свиты Каратау более древним, чем миндель, т. е. она может быть сопоставлена по возрасту с конгломератами илийской свиты.

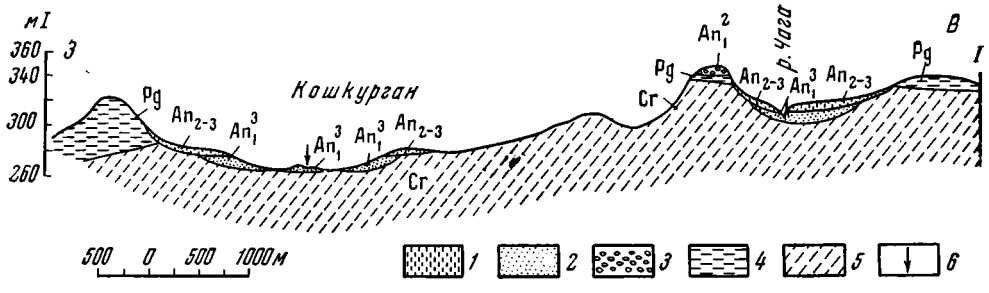


Рис. 2. Геологический разрез по линии *I—I* (рис. 1), иллюстрирующий геоморфологическое положение сохской и кошкурганской свит.

1 — плейстоценовые и голоценовые аллювиальные и делювиальные отложения; *2* — отложения кошкурганской свиты; *3* — отложения сохской свиты; *4* — морские палеогеновые отложения; *5* — красноцветные меловые отложения; *6* — место сбора фауны млекопитающих

Таким образом, конгломераты сохской свиты залегают стратиграфически выше свиты B_2 (с представителями хапровской фауны) и ее стратиграфических аналогов и покрываются отложениями, охарактеризованными фауной миндельского яруса, т. е. сохская свита по стратиграфическому положению относится к гюнцскому ярусу нижнего антропогена (по стратиграфической схеме К. В. Никифоровой).

Наиболее молодая свита плиоцен-четвертичного комплекса — кошкурганская — в разных районах описываемой территории занимает различное геоморфологическое положение.

В предгорьях и горной части хребта Каратау и частично в Боролдайских горах она выполняет широкие эрозионные и эрозионно-тектонические долины и впадины, которые часто, хотя и не всегда, используются современными реками. Обычно отложения кошкурганской свиты погребены под более молодыми антропогеновыми отложениями. В некоторых участках долин они размыты или сохранились лишь в виде отдельных столовых останцев высотой 5—7 *м*.

В предгорьях Каратау свита слагает аккумулятивные 5—7-метровые террасы и лежит гипсометрически ниже поверхностей, сложенных конгломератами сохской свиты (см. рис. 2).

В горах Карагус в долинах рек Аксу и Машат кошкурганская свита лежит непосредственно на конгломератах сохской свиты. Прослеживая поверхность отложений кошкурганской свиты вниз по р. Машат, можно заметить, что она постепенно снижается.

В долине р. Арысь в лёссовидные суглинки кошкурганской свиты врезано несколько уступов эрозионных и более молодых аккумулятивных тер

рас. Мощность суглинков на левом берегу р. Арысь в районе пос. Балыкчи достигает, по данным бурения, 150 *м*. Здесь, так же как и в горной части, они залегают на конгломератах сохской свиты (?) (рис. 3). По правому берегу р. Арысь эти конгломераты отсутствуют и суглинки кошкурганской свиты лежат непосредственно на палеозое или красноцветных отложениях мела.

В горной части Большого Каратау, в долинах рек они образуют подвешенные террасы и лежат гипсометрически ниже отложений кайнарбулакской свиты.

Кошкурганская свита везде имеет чрезвычайно сходный облик. Типичный разрез ее описан в районе пос. Кошкурган.

Свита представлена здесь серыми, иногда с желтыми железистыми пятнами супесями и лёссовидными суглинками с прослоями, обогащенными карбонатными журавчиками, и линзами уплотненных пород типа «каменных» лёссов.

Возраст кошкурганской свиты определяется комплексом фауны, собранной в грифоне источника у пос. Кошкурган в 20 *км* северо-восточнее г. Туркестана.

Здесь автором совместно с В. Н. Разумовой в 1953—1954 гг. были собраны остатки: Hipparion sp., Bovidae gen., Rhinocerotidae gen. (?), Equus sp., Camelidae gen. (опр. Е. И. Беляевой).

И в этом же районе, по данным Е. И. Беляевой, В. В. Галицким несколько ранее найдены кости носорога, быка и жирафа. Здесь же В. С. Бажановым были собраны и определены остатки этрусского носорога — Rhinoceros etruscus, верблюда гигантского паракамелюса — Paracamelus gigas, мосбахской лошади — Eguus caballus cf. mosbachensis Reich и примитивного осла — Equus (Asinus) hidruntinus Regel.

Фауну Кошкургана В. С. Бажанов (1959) объединяет в кошкурганский комплекс, который соответствует, по его мнению, тираспольскому фаунистическому комплексу, выделенному В. И. Громовым (1948) для Европейской части СССР.

Комплекс фауны позволяет отнести кошкурганскую свиту к миндельскому ярусу эоплейстоцена.

Кошкурганская свита хребта Каратау соответствует по возрасту аллювиальным, преимущественно лёссовым отложениям ташкентского комплекса.

В районе г. Ташкента, в песчаной линзе основания лёссов ташкентского комплекса выше уплотненного лёсса (так называемого «шоха») сохской свиты был найден зуб Elasmotherium sibiricum Fasch (определение О. И. Сергуньковой и Е. И. Беляевой). Эта находка не противоречит мнению о миндельском возрасте вмещающих осадков. (Решение совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии, 1950.)

В заключение приводим схему стратиграфического расчленения эоплейстоценовых отложений хребта Каратау и сопоставления их с аналогичными отложениями соседних районов (табл. 1).

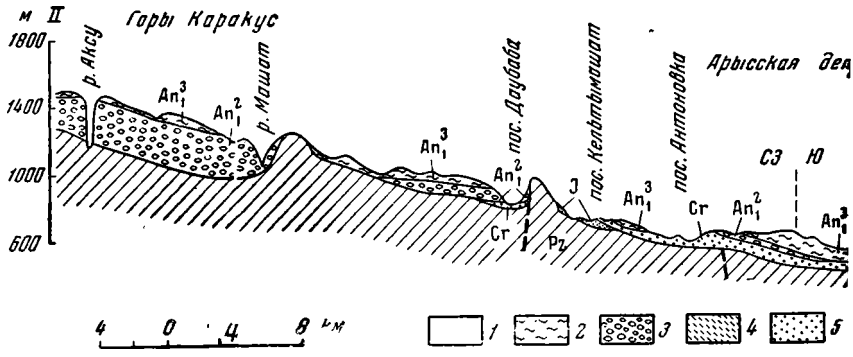
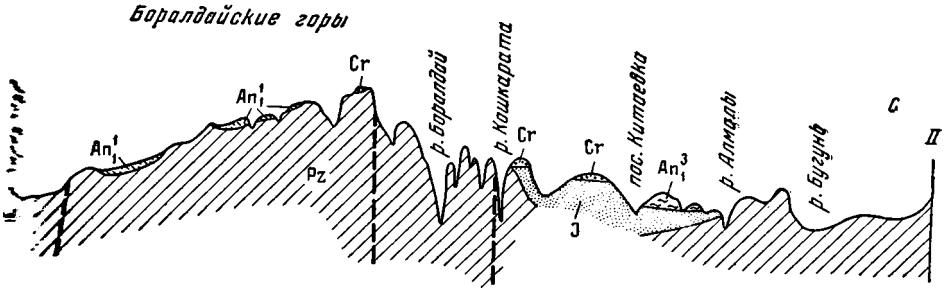


Рис. 3. Геологический разрез по линии *II—II* (рис. 1), иллюстрирующ
1 — плейстоценовые и голоценовые отложения; *2* — кошкурганская свита; *3* — сохская свита;

Схема сопоставления эоплейстоценовых отложений хр

Стратиграфическое подразделение эоплейстоцена, по К. В. Никифоровой, 1959			Хребет Каратау по В. Н. Разумовой, А. Г. Черняховскому	Бет-Пак-Дала (у подножия гор Бурунтау), по К. В. Никифоровой, 1959
система	отдел	ярус		
Антропогеновая	Эоплейстоцен	Верхний Миндельский	Кошкурганская свита Сероцветные супеси и лёссы. Фауна тираспольского комплекса (Equus mosbachensis и др.	
		Средний	Сохская свита	Верхнегобийские кон мераты
		Гюнцский	Серые конгломераты	Серые конгломераты (н дель)
		Нижний Виллафранкский	Кайнарбулакская свита. Глины, известняки и мергели серого, бурожелтого и красно-бурого цвета	Кеншагырская свита Пески, галечники и стковистые глины желтого и красно-бурого цвета (гюнц франк)
Неогеновая		Средний — верхний миоцен	Жузундукская свита. Пески и глины красно-бурого цвета	Андассайская свита но-бурые песчанис мергелистые глины ски, галечники. Ф мастодонты, парноко ные, черепахи.



...ловия залегания антропогеновых отложений в бассейне р. Арысь.
...рбулакская свита; *5* — красноцветные меловые отложения; *6* — угленосные юрские отложения; *7* — палеозойские отложения

Таблица 1

...тау с аналогичными отложениями соседних районов

...еро-восточный ...екистан, по Н. Васильковскому, 1935, 1951	Горы Супетау (Фергана), по Н. П. Васильковскому, 1935	Узбекистан, по Н. Н. Костенко, 1958	Восточный Казахстан по Н. Н. Костенко, 1958	
...кентский комплекс ...ссы с конгломератами в основании с Elasmotherium simicum (нижнечетвертичные)	Свита Д Лёссовидные суглинки и пески (нижнечетвертичные)	Ташкентский комплекс Лёссы и конгломераты в основании (средний антропоген)	Кошкурганская свита. Супеси и лёссовидные суглинки фауна тираспольского комплекса (верхи нижнего антропогена)	
...ский комплекс ...ые конгломераты и уплотненные лёссы ...нечетвертичные)	Свиты C_1 (?) и C_2 Серые глины, пески, гравий и конгломераты (нижнечетвертичные)	Нанайский и сохский комплексы Серые конгломераты и лёссы (верхи нижнего антропогена)	Верхнегобийские конгломераты и котурбулакская свита. Серые конгломераты (верхи нижнего антропогена) Илийская свита Конгломераты предгорий (низы нижнего антропогена)	Хапровский комплекс фауны
...оцветные ...нгломераты ...лиоцен)	Свита B_2— буро-желтые, глины, мергели, песчаники с Elephas meridionalis (плиоцен)	Аксакатасская свита и свита B_2 Васильковского. Палево-серые глины, пески конгломераты (низы нижнего антропогена)	Илийская свита палевые глины горной части (низы нижнего антропогена)	
...оцветные ...ложения (третичные)	Свита B_1— красно-бурые глины, мергели, песчаники (третичные)	Красноцветная толща Белдерсая. Красноцветные отложения (гиппарионовая фауна)	Санташская и павлодарская свиты. Красноцветные отложения (гиппарионовая фауна)	

ЛИТЕРАТУРА

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, серия геол., вып. 1, (34), 1959.
Беляева Е. И. О находке Elephas в Таджикистане. Труды Палеозоолог. ин-та АН СССР, т. V, 1936.
Васильковский Н. П. Геология гор Супетау, Ак-бель и Ак-чоп. Труды Таджикской базы АН СССР, т. 4, 1935.
Васильковский Н. П. Геологическая карта Средней Азии, лист К-42-Г, юго-восточная четверть (Коканд). М.— Л., Госгеолитиздат, 1942.
Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана. Труды Ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 6, 1951.
Вялов О. С. Несколько замечаний о четвертичных отложениях Джунгарии. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 19, 1953.
Галицкий В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии хребта Каратау. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1933, т. XV, № 6.
Галицкий В. В. Рельеф междуречья Кантаги — Коккия. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1936, т. 68, вып. 2.
Галицкий В. В. Геоморфология и четвертичные движения хребта Каратау. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1943, № 2.
Галицкий В. В. Роль молодой тектоники в формировании хр. Каратау Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1956, вып. 24.
Гриднев Н. И. Петрографо-минералогическая характеристика кайнозойских моласс Северо-Западной Ферганы. Зап. Узбекистан. Отд. Всес. минералог. об-ва, вып. IX, 1956.
Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, серия геол., № 17, 1948.
Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница. Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
Клейнберг В. Г. Схема расчленения моласс Северной Ферганы. Докл. АН СССР, 1948, т. X, № 7.
Костенко Н. Н. Основы корреляции антропогеновых отложений Казахстана и Узбекистана. Вестник АН Каз. ССР, № 10 (163), 1958.
Никифорова К. В. Континентальные третичные отложения Чу-Сарысуйской депрессии и прилежащей к ней территории Бет-Пак-Далы. Труды Межвед. совещ. по стратиграфии Сибири, 1957.
Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана Автореф. дисс. на соиск. уч. степени д-ра геол.-минер. наук. М., 1959.
Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1959.
Шульц С. С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Материалы по четверт. периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1950.

Н. П. КОСТЕНКО и А. А. ЧИСТЯКОВ

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ ВПАДИН

(на примере Зеравшанской котловины)

Заравшанская котловина состоит из двух основных новейших впадин — Пенджикентской и Самаркандской.

Пенджикентская впадина расположена в переходной зоне между горной областью и подгорной Самаркандской равниной. Здесь строение древних и молодых террас Зеравшана испытывает глубокие изменения. Если в горной части Зеравшанской долины террасы, как правило, эрозионные или эрозионно-аккумулятивные, то по мере удаления к предгорьям и к подгорным равнинам они сменяются аккумулятивными (Пенджикентская впадина) и погребенными (Самаркандская впадина).

Четвертичные отложения морфологически приурочены к поверхностям речных террас как к основным базисам денудации. Пролювиальные и делювиальные отложения входят в состав аллювиальной свиты, сопрягаясь с одновозрастными аллювиальными, замещая аллювий Зеравшана по бортам террасовых долин.

В пределах Пенджикентской впадины главным генетическим типом, слагающим четвертичные отложения, являются разновозрастные аллювиальные свиты.

В периферических частях Самаркандская впадина слагается отложениями конусов выноса притоков и смешанными типами. Аллювий широко развит и приурочен преимущественно к ее центральной части.

В долине Зеравшана, особенно в Пенджикентской впадине, преобладают аллювиальные отложения региональных террас. Поэтому они и положены в основу всей стратиграфии четвертичных отложений.

В результате полевых работ 1953 и 1955 гг. коллективом Среднеазиатской геологической экспедиции Московского государственного университета были выделены региональные террасы и террасовидные поверхности, прослеживающиеся по всей Зеравшанской долине. Это стало возможным благодаря тщательному анализу геоморфологического строения, региональному картированию террас главной реки и притоков, а также изучению закономерностей изменения строения террас на пути от горной области к равнине. В результате анализа всего фактического материала, собранного при полевых работах, а также сопоставления полученных данных с данными по оледенению северного склона Туркестанского хребта четвертичные отложения долины Зеравшана были увязаны с одновозрастными отложениями Ферганской котловины и Приташкентского района.

Для обоснования относительного возрастного подразделения аллювиальных свит стратиграфическое описание четвертичных отложений приводится от наиболее молодых к более древним (рис. 1).

В пределах Пенджикентской впадины наиболее молодые геоморфологические элементы долины выделяются в амударьинский комплекс (Q_4) и

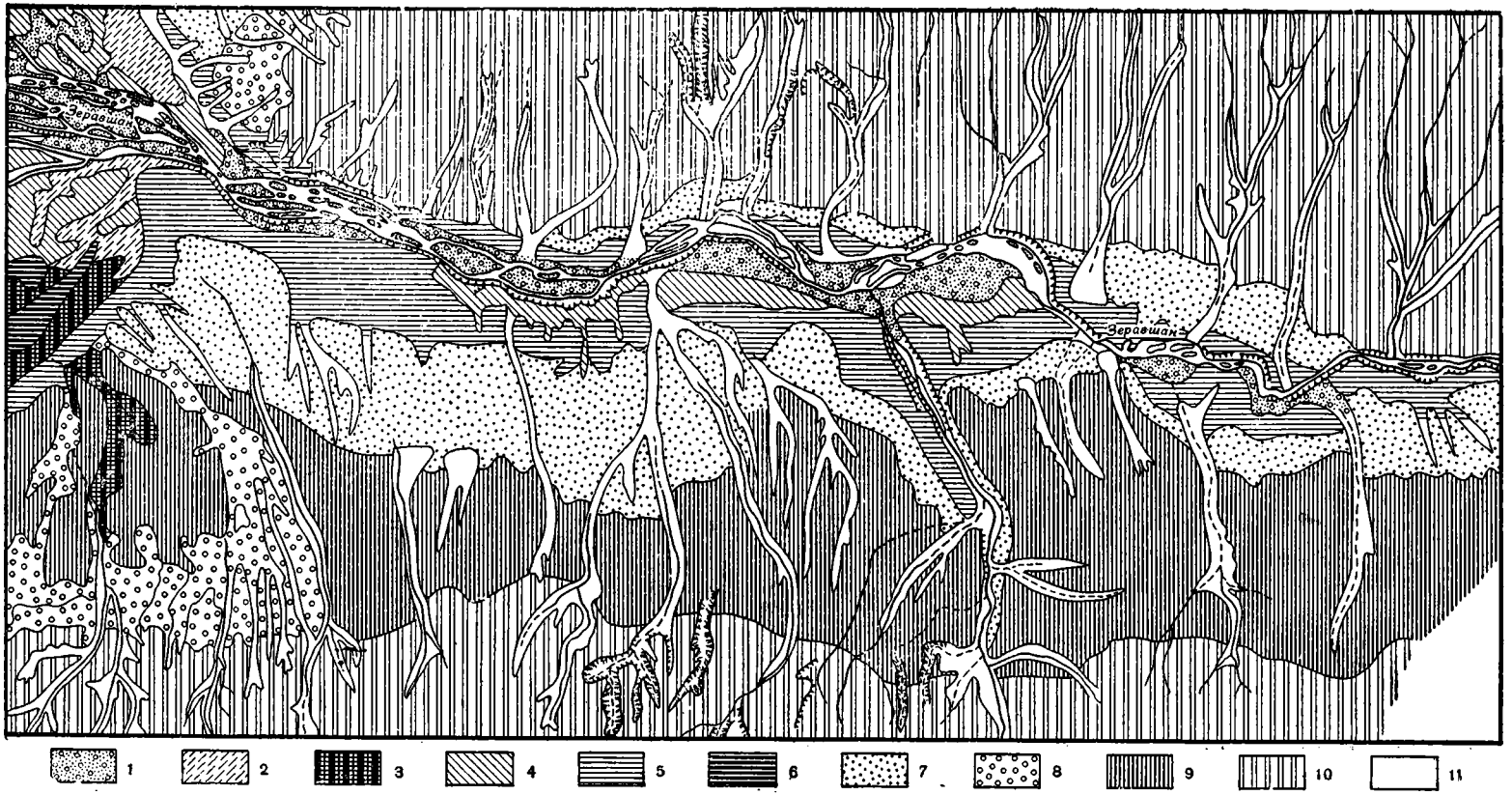


Рис. 1. Схематическая карта четвертичных отложений Пенджикентской впадины

Амударьинский комплекс: *1* — аллювиальные отложения низкой поймы; *2* — аллювиальные отложения высокой поймы; *3* — отложения конусов выноса. Термезский комплекс: *4* — аллювиальные отложения, Дюшамбинский комплекс: *5* — аллювиальные отложения; *6* — аллювиально-пролювиальные отложения. Илякский комплекс: *7* — аллювиальные отложения; *8* — отложения конусов выноса. Вахшский комплекс: *9* — аллювиальные отложения; *10* — коренные породы, покрытые местами аллювиальными, пролювиальными и склоновыми отложениями; *11* — нерасчлененные отложения

слагают низкую и высокую поймы. Они представлены галечниками средней окатанности и разнозернистыми песками. В рельефе поймы выражены почти нерасчлененными заболоченными равнинными участками, вытянутыми вдоль современных рукавов р. Зеравшан. Прослеживая аллювиальную свиту амударьинского комплекса в западном направлении, следует отметить, что по мере удаления от гор в пределах Самаркандской впадины ее облик резко изменяется. Появляется двучленное строение с лёссовидными суглинками пойменной фации и галечниками — русловой фации. Изменяется и общий облик свиты в сторону последовательного уменьшения гранулометрического состава и смены гравийно-галечниковых отложений супесчано-суглинистыми.

В горной области в верховьях Зеравшана с отложениями амударьинского комплекса сопоставляется наиболее молодая, прекрасно выраженная в рельефе, первая (от современного края ледника) гряда конечных морен, расположенная восточнее устья р. Рамы (кажрагская стадия современного оледенения). Последняя сопоставляется с сырдарьинской фазой оледенения и моренами южного склона Ферганской котловины.

Более древние отложения представлены термезским комплексом (Q_3^2).

В пределах Пенджикентской впадины аллювиальная свита термезского комплекса слагает первую надпойменную террасу, которая на отдельных участках расщепляется на два уступа, представляющих собой две прислоненные террасы. Эти расщепления локальные и приурочены к отдельным участкам новейших поднятий в центральной части впадины.

Термезская терраса в виде значительного по ширине уступа хорошо прослеживается по всей Пенджикентской впадине и резко расширяется к западу. Эта терраса является аккумулятивной и имеет выраженное двучленное строение. Нижняя часть ее, представленная галечниками с линзами гравия и песков, относится к русловой фации, а верхняя, сложенная супесями и суглинками,— к пойменной фации аллювиальной свиты.

Весьма существенные и интересные изменения в строении Термезской террасы наблюдаются в районе сел. Гузар. Здесь она имеет одночленное строение и целиком слагается крупногалечными конгломератами русловой фации. Необходимо также отметить, что на этом участке высота террасы увеличивается в 1,5—2 раза. С термезской аллювиальной свитой тесно сопрягаются одновозрастные отложения конусов выноса небольшой мощности. В горной части Зеравшанской долины термезская терраса распространена крайне ограниченно и часто переходит в эрозионные врезы. В верховьях Зеравшана она почти не отделима от более низкой амударьинской. С термезской террасой сопоставляется следующая гряда конечных морен, которая прослеживается в виде плохо сохранившихся остатков на склонах долины р. Зеравшан у летовки Россинч (россинческая стадия последнего оледенения).

К западу от гор в Самаркандской впадине строение термезской террасы существенно меняется. Большая часть ее слагается супесчаными отложениями, которые, по-видимому, являются пойменной фацией аллювия. Русловой аллювий представлен гравелитово-галечниковыми разностями и вскрывается рядом скважин.

Геоморфологический облик термезской террасы, характер ее аллювиального комплекса и непосредственное прослеживание террасы по сквозной долине р. Санзар, соединяющей Голодную степь и Самаркандскую впадину, позволяют увязать отложения термезского комплекса с голодностепским (нижняя терраса) Приташкентского района Н. П. Васильковского и Ю. А. Скворцова.

Следующим более древним комплексом четвертичных отложений является дюшамбинский (Q_3^1). В Пенджикентской впадине он представлен ал-

лювием одноименной террасы, а также сопряженными с нею отложениями конусов выноса и сухих дельт притоков (см. рис. 1). Дюшамбинская аллювиальная свита образует по северному и южному бортам Пенджикентской впадины хорошо выраженную террасу; в Самаркандской — она обрамляет термезскую террасу.

В верховьях р. Зеравшан эта терраса сопоставляется с грядой конечных морен максимальной (дихаузской) стадии последнего оледенения, расположенной у сел. Дихауз. В верхней части разреза отложений дюшамбинского комплекса в Самарканде В. В. Шумовым была описана верхнепалеолитическая стоянка. В восточной части Пенджикентской впадины аллювиальная свита дюшамбинской террасы представлена хорошо окатанными конгломератами русловой фации. К западу постепенно появляются пойменные отложения, и у сел. Суджина аллювиальная свита уже имеет двучленное строение. Нижняя часть свиты представлена конгломератами, а верхняя — суглинками и супесями. Такое строение террасы сохраняется почти на всем протяжении Пенджикентской впадины. В Самаркандской впадине дюшамбинская терраса также имеет двучленное строение с отчетливо выделяющейся русловой и пойменной фациями. Русловый аллювий представлен маломощными (более 1 *м*) галечниково-гравийно-песчаными отложениями, а пойменный слагается лёссовидными супесями и суглинками, по мощности во много раз превышающими осадки русловой фации аллювиальной свиты этой террасы. На пойменные осадки накладываются пролювиальные отложения дюшамбинского комплекса, представленные значительно менее окатанными галечниками с прослоями грубозернистых песков, супесей и реже суглинков с большим содержанием угловатого гравия. В некоторых случаях наблюдается размыв пойменной фации и наложение осадков конусов выноса непосредственно на русловой аллювий. Как правило, такие случаи приурочены к местам относительных поднятий — «перемычек». На участках перемычек изменяется также и фациальный состав аллювиальной свиты. Так, в районе Чорбохской перемычки пойменная фация представлена супесями и суглинками с большим содержанием мелких галек и составляет всего одну пятую разреза (вместо обычной половины или одной трети). В центральной части Чонгальского поднятия пойменные отложения вообще отсутствуют и дюшамбинская терраса сложена крупными галечниками средней окатанности руслового аллювия.

На западном окончании Пенджикентской впадины (Раватское поднятие) пойменная фация аллювиальной свиты представлена мелкогалечными конгломератами и галечниками с большим содержанием песка и гравия, тогда как в расположенной восточнее Хурминской впадине она слагается лёссовидными суглинками.

На западе в пределах Самаркандской впадины с аллювиальной свитой дюшамбинской террасы связан комплекс лёссовидных пород. По сквозной долине р. Санзар эта терраса сопрягается с голодностепской (верхней) террасой Ферганской котловины и Приташкентского района.

К илякскому комплексу относятся наиболее древние четвертичные отложения, приуроченные к террасовидным поверхностям в виде крупных уступов, обрамляющим долину р. Зеравшан с севера и юга (см. рис. 1).

В Пенджикентской впадине на них залегает покров конгломератов, резко возрастающий по мощности к западу, т. е. при удалении от горной области. Западнее Пенджикентской впадины низкая поверхность покрывается чехлом лёссовидных суглинков, являющихся вторым комплексом лёссовидных отложений Самаркандской впадины.

В рельефе террасовидные поверхности сохранились фрагментарно, особенно в горной области. В зоне предгорий они глубоко и дробно расчлене-

ны многочисленными саями и напоминают сложный рельеф бедленда предгорий, удачно названный А. Р. Бурачеком адырным рельефом [1].

Илякские террасы в рельефе Зеравшанской долины повсеместно выражены в виде двух наклонных поверхностей, разделенных крупным уступом, и поэтому соответственно выделяется низкая и высокая терраса.

Подобно дюшамбинской террасе, илякские террасы изменяют свою высоту, характер строения и испытывают местные деформации и расщепления, особенно ярко выраженные в восточной части Пенджикентской впадины.

Наиболее широко распространена низкая илякская терраса, на которой почти везде прослеживается покров аллювиальных отложений.

Высокая илякская терраса подвергалась длительному размыву и расчленению. Ее аккумулятивный покров плохо сохранился и прослеживается лишь в нижней части долины.

В горной области низкие илякские террасы сопрягаются с моренами и трогами максимального древнего (пальдоракского) оледенения, конечные морены которого фрагментарно сохранились в главной долине у сел. Пальдорак и Демнора, а также прослеживаются в устьях висячих долин притоков.

К западу от Пенджикентской впадины, к центральной части Самаркандской, низкие илякские террасы плавно погружаются под более молодые четвертичные отложения. По бортам Самаркандской впадины они образуют зону низких предгорий и несут лёссовидный покров. При изучении низких илякских террас с востока на запад еще удается установить ряд закономерных изменений их строения. В горной области низкие террасы являются эрозионными и эрозионно-аккумулятивными. Их аллювиальная свита построена сложно и резко изменяется к востоку от Пенджикентской впадины. Так, в районе Яванской частной впадины (восточное окончание Пенджикентской) аллювиальная свита слагается галечниками и конгломератами серовато-бурого цвета, над которыми залегает монотонная толща суглинков с вытянутыми линзами и прослоями гравия и мелкого галечника с характерной светло-серой окраской. Суглинки, по всей вероятности, представляют собой пойменную фацию аллювиальной свиты этой террасы. Как правило, на пойменные отложения с небольшим размывом налегают щебнисто-суглинистые отложения конусов выноса. В горных районах терраса расщеплена на несколько уровней. К западу от устья р. Кштут мощность аккумулятивной толщи террасы значительно увеличивается, главным образом за счет увеличения мощности мелкоземистых осадков пойменной фации. В Самаркандской впадине низкая илякская терраса является погребенной и, по данным буровых скважин, слагается мощной толщей лёссовидных пород пойменно-пролювиального происхождения, ниже которых местами вскрываются галечники руслового аллювия.

Конусы выноса илякского комплекса, так же как и зеравшанского, тесно связаны с пойменной фацией аллювиальной свиты и представлены плохо скатанными угловатыми галечниками и щебнем, чередующимися с гравийно-песчаными и суглинистыми прослоями. Часто встречаются и супеси с большим содержанием гравия и мелкой гальки. Мощность их значительно превышает мощность отложений конусов выноса дюшамбинского комплекса. К западу от Пенджикентской впадины низкая илякская терраса имеет аккумулятивное строение и несет лёссовый покров. Она сопоставля-

[1] В Ферганской котловине «адырами» часто называются несколько иные образования, и некоторые авторы пользуются этим термином для наименования отдельных брахиантиклиналей, выраженных в виде возвышенностей.

ется с низкой террасой ташкентского комплекса Ферганской котловины и Приташкентского района.

Следующая аллювиальная свита приурочена к поверхностям вахшских террас. В геоморфологическом отношении этот комплекс на западе представлен фрагментами наклонной поверхности, дробно и глубоко расчлененной большим количеством ущелистых речных долин притоков Зеравшана (см. рис. 1).

В пределах восточной части Пенджикентской впадины вахшская терраса является эрозионной, в западной — эрозионно-аккумулятивной. На востоке по южному борту впадины цоколь сложен породами неогена, реже палеогена и верхнего мела, по северному борту — преимущественно палеозойскими, реже верхнемеловыми и палеогеновыми породами.

Аккумулятивная часть вахшской террасы представлена мощными конгломератами с характерными глубокими нишами выветривания, образование которых связано с деятельностью и выходами грунтовых вод. Конгломераты слабо дислоцированы.

На этом заканчивается разрез четвертичных отложений Пенджикентской впадины, представленный в геоморфологическом отношении пятью региональными террасами различного морфологического облика и различного литологического состава. В горной части долины количество террас возрастает в связи с явлением расщепления. В предгорье наиболее характерно наличие двух мощных лёссовых пачек, входящих в дюшамбинский и илякский комплексы. Формирование этих пачек соответственно сопоставляется с периодами таяния после максимального развития древнего и последнего оледенения.

Кроме описанных четвертичных террас, в пределах Пенджикентской впадины и ее горного обрамления прослеживаются фрагменты нескольких древних террасовидных поверхностей, высоко поднятых, но имеющих среднегорный облик и следы последующей глубокой обработки. Они были выделены в 1947 г. в результате исследований в центральной части горного сооружения.

По данным этих исследований, возраст поверхностей можно считать плиоценовым и миоценовым (гиссарский и каратегинский комплексы Гиссароалая). Последние и сопоставляются с верхнеплиоценовыми — нижне-четвертичными и плиоценовыми отложениями Пенджикентской впадины.

НЕОТЕКТОНИКА ПЕНДЖИКЕНТСКОЙ ВПАДИНЫ

Пенджикентская впадина является частью более крупной тектонической впадины, расположенной между поднятиями Туркестанского и Зеравшанского хребтов.

Современные очертания впадины резко отличаются от древней (донеогеновой) сравнительно простой структуры Самарканд-Пенджикентской синклинального прогиба, составлявшего ранее единое целое. В результате новейших поднятий некогда единая Пенджикентская впадина была разделена на ряд частных более мелких впадин второго и третьего порядков, разобщенных местными поднятиями — перемычками.

Одна из таких крупных перемычек — Раватская отделила Пенджикентскую впадину от Самаркандской. Раватская перемычка, или Раватское поднятие, представляет еще не отчетливо выраженный в рельефе западный борт Пенджикентской впадины.

Восточный борт Пенджикентской впадины ограничивается резко приподнятыми блоками палеозоя. Блоки, расположенные к западу, относительно опущены и, по-видимому, отделены от приподнятых (восточных) зон

ми разломов, простирание которых, близко к меридиональному. Возможно, что по одной из этих зон р. Кштут разработала сквозную долину. Поэтому можно считать, что восточная граница Пенджикентской впадины примерно совпадает с меридианом р. Кштут. Правобережье этой реки располагается в пределах приподнятого блока, а левобережье относительно опущено.

С юга структура Пенджикентской впадины ограничена крупным широтным разломом типа надвига, который продолжал развиваться и в новейшую эпоху.

Для северного борта впадины также характерно развитие разрывных нарушений, выходящих непосредственно на поверхность и ограничивающих палеозойские блоки.

В центральной части впадины развиты складки облекания, отражающие тектонические движения палеозойских блоков, скрытых под чехлом мезо-кайнозойских отложений. Поэтому каждая структура, развитая во впадине, имеет свое продолжение как на северном, так и на южном ее обрамлении, т. е. в пределах Туркестанского и Зеравшанского поднятий.

В Пенджикентской впадине хорошо выделяется ряд частных впадин второго порядка, возникших в результате новейшего и современного развития складок облекания и разрывов по южному и северному борту впадины. Восточная граница последней совпадает с приподнятым блоком палеозойских пород по правобережью р. Кштут. Западнее располагается участок относительного опускания, морфологически представленный значительным расширением современной долины р. Зеравшан, условно названной Кошанской частной впадиной. В очертаниях дюшамбинской террасы впадина значительно шире и прослеживается далее на восток.

Интересно отметить, что несколько западнее р. Кштутдак дюшамбинская терраса на правом берегу р. Зеравшан расщепляется на пять уступов, причем в двух верхних уступах прослеживается цоколь, сложенный песчаниками и сланцами палеозоя. Здесь наблюдается меридиональный разрыв, развивавшийся в эпоху формирования дюшамбинской террасы. В результате более молодых движений палеозойских блоков Кошанская впадина была подразделена по этому разрыву на две мелкие впадины — собственно Кошанскую и восточную, Яванскую. В пределах Кошанской и Яванской впадин, за исключением Кштутдакской перемычки, дюшамбинская и илякская террасы имеют аккумулятивное строение, а в илякской террасе Яванской впадины прослеживается пойменная фация, представленная суглинками с прослоями песков. В строении аллювиальной свиты дюшамбинской террасы в пределах обоих впадин также участвуют пойменные образования, сложенные песками с мелкой галькой. В районе Кштутдакской перемычки они исчезают.

Западный борт Кошанской впадины в структурном отношении ограничивается северным крылом Нижнекштутской антиклинали. При ее пересечении долина р. Зеравшан сужается.

В центральной своей части Нижнекштутская антиклиналь пересекается р. Кштут. Долина Кштута в этом месте тоже характеризуется резким сужением и значительным изменением высоты илякской и дюшамбинской террас. Мощность вахшской конгломератовой толщи, срезающей палеогеновые и меловые отложения на южном крыле Нижнекштутской антиклинали значительно сокращается.

Резкое сужение долины и переход аллювиальной аккумулятивной илякской террасы в эрозионно-аккумулятивную, а также сокращение общей мощности конгломератовой толщи свидетельствуют о четвертичном и современном интенсивном поднятии Нижнекштутской антиклинали.

В долине Зеравшана на это указывает и расщепление дюшамбинской террасы на два промежуточных уступа, отсутствующих выше и ниже по

течению. На склоне илякской террасы также появляется дополнительный уступ.

Западнее относительно поднятого участка Кштутской перемычки располагается Вишистская впадина, хорошо выделяющаяся благодаря широкому развитию всех террас. На поверхности всей Вишистской впадины дюшамбинская терраса является аккумулятивной, и в образуемых ею небольших обрывах выходят галечники. В очертаниях илякской террасы, более древней, чем дюшамбинская, Вишистская впадина почти не выражена. Далее располагается Маргидарская впадина, ограничивающаяся от Вишистской поднятым участком с суженной долиной. Дюшамбинская терраса становится эрозионно-аккумулятивной, и в ее цоколе выходит красноцветная толща неогена.

Маргидарская впадина контролируется значительным расширением поймы и дюшамбинской террасы, которая на всем протяжении впадины аккумулятивная. С запада Маргидарская впадина ограничивается приподнятым участком — Кумокской перемычкой. Здесь сужается термезская терраса, представленная лишь в виде фрагментов. Дюшамбинская терраса на всем протяжении суженного участка эрозионно-аккумулятивная с цоколем, сложенным красноцветными породами неогена. Аккумулятивная часть по отношению к эрозионной незначительная. Наблюдается также деформация этой террасы — повышение ее уровня. Таким образом, уже в эпоху формирования более молодой дюшамбинской террасы намечается рост поднятия, разделяющего Маргидарскую и Гузарскую частные впадины. Последняя имеет резко асимметричное строение — правый борт ее приподнят по сравнению с левым и характеризуется очень широким развитием дюшамбинской и термезской террас. Обе эти террасы на всем протяжении впадины аккумулятивные, и в их разрезах отчетливо выделяется пойменная фация. С запада Гузарская впадина замыкается крупным поднятием, морфологически выраженным в виде гряды Джигдолиг северо-западного простирания, резко обрывающейся к Зеравшану. В обрыве этой гряды (по левому берегу) хорошо видно северо-восточное крыло Чорбохской антиклинальной складки, сложенное неогеновыми и четвертичными породами. Эта складка в виде отчетливо выраженного свободообразного изгиба неогеновых, а в некоторых местах также и четвертичных пород прослеживается и далее к юго-западу.

Как в долине р. Шинг, так и в долине р. Зеравшан новейшее развитие Чорбохской структуры вызывало резкие изменения в морфологии склонов, в строении и развитии террас, а также в литологическом составе аллювиальных свит.

Такие изменения в строении долин рек Шинг и Зеравшан в одинаковых по литологическому составу породах, а также значительное укрупнение обломочного материала руслового аллювия и отсутствие или сокращение пойменной аллювиальной свиты, по-видимому, могут быть объяснены только новейшим поднятием Чорбохской антиклинальной структуры, продолжающимся и в современную эпоху.

Западнее располагается обширная Центрально-Пенджикентская впадина, характеризующаяся широким развитием всех террас и в особенности низких — термезской и амударьинской. В современную эпоху намечается ее расчленение на две частные впадины — Майкотинскую и Кокташскую вследствие развития небольшого Суджинского поднятия, вызывающего резкое сужение молодых террас. Майкотинская впадина асимметрична. В северной и северо-восточной частях расположены относительно опущенные участки, а в южной и в юго-западной — более приподнятые.

Следующая к западу Кокташская впадина, подобно Майкотинской, также имеет асимметричное строение. Наиболее глубокая ее часть приурочена к северному борту, а более приподнятая — к южному. Ее очер

ния, как и Майкотинской впадины, имеют сильно вытянутую эллипсовидную форму, хотя она и несколько уже.

В пределах Центрально-Пенджикентской впадины аллювиальные свиты террас отчетливо подразделяются на фации пойменного и руслового аллювия, причем пойменная фация, представленная супесями и суглинками, иногда лёссовидными, занимает более одной трети разреза.

На всем протяжении впадины террасы имеют аккумулятивное строение, и высота их несколько снижается.

Конусы выноса притоков накладываются на пойменные отложения террас главной долины, почти ее не размывая.

Даже у устья такого крупного притока, как р. Шинг, обладающего большой энергией размыва, у сел. Суджина-Нижняя наблюдается налегание конгломератов русловой фации дюшамбинской террасы р. Шинг на лёссовидные суглинки пойменной фации главной долины.

Все приведенные факты свидетельствуют о том, что в четвертичное время впадина была областью относительного опускания, в которой могли накапливаться тонкозернистые пойменные осадки аллювиальных свит.

С запада Центрально-Пенджикентская впадина ограничена перемычкой, представляющей собой юго-западное окончание Шингакской антиклинали. В районе перемычки происходит резкое сужение поймы и термезской террасы, а на более древних участках появляется цоколь, сложенный породами неогена.

Западнее Шинганской перемычки располагается Хурминская частная впадина, где термезская терраса также более широко развита. Все террасы аккумулятивные, за исключением наиболее древней илякской, в которой по правому берегу прослеживается цоколь, сложенный породами палеогена и неогена. Но в ней так же как и в более молодых террасах пойменная фация представлена супесями с линзами песков.

Интересные изменения наблюдаются в литологическом составе пойменной фации аллювиальной свиты дюшамбинской террасы.

В центральной части впадины она слагается тонкими лёссовидными суглинками, а на западном борту вблизи Чонгальского поднятия, замыкающего впадину с запада, представлена более грубозернистыми осадками — супесями и суглинками с линзами и прослоями песков меньшей мощности.

Чонгальская перемычка отделяющая Хурминскую частную впадину от более западной Чабатской, является южной периклиналью, слабо выраженной в рельефе Чонгальской антиклинали, поднятие которой продолжалось и в четвертичное время. На это прежде всего указывает плавный куполообразный изгиб четвертичных конгломератов (угол падения 2—4°) илякской террасы, а также резкие характерные изменения в ее строении. На восточном окончании Чонгальского поднятия (Хурминская впадина) илякская терраса имеет цокольное строение, и цоколь ее представлен отложениями палеогена. Аккумулятивный покров состоит из средне- и мелкогалечных конгломератов русловой фации аллювиальной свиты, перекрытых в верхней части пойменными супесями. В ядре Чонгальской антиклинали мощность аллювиального покрова, представленного крупногалечными конгломератами и галечниками русловой фации, сокращается почти в 2 раза, а мощность цоколя, сложенного породами мелового возраста, соответственно возрастает. На западном окончании Чонгальского поднятия мощность аккумулятивной части илякской террасы вновь увеличивается. Дюшамбинская терраса в районе Чонгальской перемычки заметно повышается, и из разреза ее аллювиальной свиты выпадают пойменные отложения, хорошо представленные выше и ниже по течению.

Следующая и последняя к западу Чабатская частная впадина имеет примерно такое же строение, как и Хурминская, но она несколько уже и

в ней более широко развита пойма. В очертаниях дюшамбинской террасы обе впадины почти неотделимы как одна от другой, так и от Центрально-Пенджикентской.

С запада Чабатская впадина ограничивается крупным Раватским поднятием, замыкающим Пенджикентскую впадину и отделяющим ее от Самаркандской. Продолжением Раватского поднятия на северном борту Пенджикентской впадины является Фармантепинская антиклинальная структура, образующая перемычку с суженным руслом.

В этом месте значительное воздымание испытывает дюшамбинская терраса, причем изменяется не только высота террасы, но и ее строение. Так, если в Чабатской впадине в обрывах выходят только лёссовидные пойменные отложения, то в районе поднятия терраса имеет отчетливое выраженное двучленное строение с нижней галечниковой толщей руслового и верхней лёссовидной частью пойменного аллювия.

НЕОТЕКТОНИКА САМАРКАНДСКОЙ ВПАДИНЫ

Самаркандская впадина, представляющая собой сравнительно широкий синклинальный прогиб, в течение очень длительного времени была областью аккумуляции и значительных опусканий. Об этом весьма убедительно свидетельствует большая мощность мезо-кайнозойских отложений, достигающая, по всей вероятности, 2000—2500 *м*. И только с конца неогена в пределах Самаркандского прогиба начинается сокращение области аккумуляции, которое продолжалось в течение всего четвертичного периода.

Самаркандская впадина неразрывно связана с Пенджикентской, являясь ее западным структурным продолжением. Но в отличие от Пенджикентской ось ее имеет не широтное, а близкое к северо-западному простирание.

Южный борт Самаркандской впадины ограничен крупными новейшими поднятиями хребта Чакыр-Калян и гор Кара-Тюбе (Тепе), которые являются непосредственным продолжением зоны интенсивных воздыманий Зеравшанского хребта.

Северный борт Самаркандской впадины выражен менее отчетливо и в двух местах она непосредственно смыкается с Санзарской впадиной. К структурам, ограничивающим Самаркандскую впадину с севера, относятся кулисообразно расположенное брахиантиклинальное поднятие Гидунтау с широтно ориентированной осью и еще слабо выраженные поднятия гор Каракчатау (отроги Нурата), простирающиеся в запад-северо-западном направлении. В свою очередь Санзарская впадина ограничивается с севера зоной довольно значительных новейших поднятий Малысарских и Койташских гор, сложенных породами палеозойского возраста.

С запада (в пределах исследуемой территории) Самаркандская впадина открыта и ее замыкание намечается только в районе очень молодых Хазаринских поднятий, где наблюдается резкое усиление эрозионного врезания Зеравшана (Хазаринская теснина) [1].

Современная структура Самаркандской впадины обусловлена преимущественно четвертичными тектоническими движениями, которые весьма существенно осложнили строение древнего синклинального прогиба, заложенного, по-видимому, еще с конца палеозоя или в начале мезозоя. Основной тенденцией наиболее молодого четвертичного этапа тектонического развития было энергичное воздымание антиклинальных поднятий, от-

[1] Тетюхин Г. Ф. О новейших тектонических движениях в районе Среднего течения р. Зеравшан. Изв. Узбекск. фил. ВГО, т. 2. Ташкент, 1956.

ляющих Самаркандскую впадину, и постепенное их разрастание за счет участков более древних опусканий. В результате этого происходило увеличение областей преобладающей денудации за счет сокращения областей элительной аккумуляции, которые к настоящему времени имеют только локальное развитие и приурочены к центральным частям Самаркандской впадины.

В отличие от древнего современное строение Самаркандского прогиба не представляет собой единого целого, и он отчетливо подразделяется на две частные впадины — Восточно-Самаркандскую и Миянкальскую,— разделенные относительно приподнятым участком Чапанатинской перемычки.

Для современной структуры Самаркандской впадины характерно хорошо выраженное асимметричное строение. Юго-западный борт ее в несколько раз шире северо-восточного, и Самаркандская впадина как бы представляет собой сильно вытянутую чашу, наклоненную на северо-восток.

Приведенный фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

Целый ряд признаков, а именно: резкие (необъяснимые литологическими причинами) сужения современной долины, изменение характера среза, исчезновение в четвертичных толщах слагающих молодые террасы отложений пойменного аллювия, изменение общего строения и деформации поверхности террас, дислокация древнечетвертичных конгломератов, отложение конусов выноса — свидетельствуют о том, что современная структура Пенджикентской впадины пересекается рядом поперечных поднятий — перемычек, растущих в четвертичное время.

В результате более интенсивного поднятия Зеравшанского хребта Пенджикентская и Самаркандская впадины в новейшее время приобрели асимметричное строение с относительно опущенной северной частью и более приподнятой — южной. Поэтому в течение четвертичного времени р. Зеравшан как бы скатывалась с более интенсивно воздымающегося Зеравшанского хребта в сторону слабее поднимающегося Туркестанского.

К. В. КУРДЮКОВ

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ И ПРИНЦИПЫ ЕЕ СОСТАВЛЕНИЯ

Неотектоническая карта отражает структуры земной коры, возникшие в конце последнего этапа тектонического развития Земли, в основном в течение неогена и антропогена.

Так как тектонические структуры, образовавшиеся в течение этого времени, как правило, отчетливо отражены в рельефе, понятна тесная связь, которая должна существовать между неотектонической, геоморфологической и гипсометрической картами. Однако неотектоническая карта не повторяет содержания последних. Неотектоническая карта должна отразить суммарный, а если представляется возможным, и дифференцированный по отдельным этапам результат и направление (знак) перемещений земной коры за указанный отрезок времени, не замаскированные действием других факторов, карта должна показать также результаты действия главнейших экзогенных процессов, обусловленных новейшей тектоникой,— эрозии на поднимающихся участках и аккумуляции на погружающихся участках земной коры.

Применение количественного метода при изображении основных элементов неотектонической карты особенно важно. Это дает возможность не только судить о качественных результатах проявления неотектоники, но и сделать практические выводы для решения некоторых конкретных вопросов.

В настоящее время количество опубликованных карт (как правило, мелкомасштабных) и схем, так или иначе отображающих новейшую тектонику некоторых территорий, все еще невелико, а схемы и карты, показывающие новейшую тектонику с помощью изолиний, насчитываются единицами.

Так как мы придаем особое значение количественному методу графического изображения результатов действия геологических процессов, рассмотрим некоторые работы, где он нашел применение для характеристики неотектоники.

С. С. Соболев (1939) на основании вычисления глубин речных долин составил в изолиниях схематическую карту глубин эрозии на территории Украинской ССР. Он пришел к заключению, что на этой карте районы с максимальной глубиной эрозии соответствуют районам максимальных эпейрогенических поднятий, а районы с минимальной глубиной эрозии отвечают, как правило, областям опусканий. В дальнейшем С. С. Соболев и И. Ф. Садовников (1953) составили карту глубин главнейших базисов эрозии на территории СССР и пришли к аналогичному выводу.

А. А. Мелехов (1956) построил в изолиниях схематическую карту глубин современного эрозионного вреза центральной части Южного Урала. Согласно автору, эти изолинии отражают направление современного речного стока. Под глубиной вреза им, по-видимому, понимается глубина

речных долин от их бровки до дна без учета рельефа водораздельных пространств. Таким образом, между изолиниями попадают водораздельные пространства с совершенно иными величинами глубин эрозионного вреза, чем это можно прочитать на карте. Но даже в таком несовершенном виде эти изолинии в какой-то мере способны отразить характер новейшей тектоники.

Более совершенным является метод картирования в изолиниях древних поверхностей выравнивания. При этом, как правило, считается, что первоначальное положение поверхности выравнивания было приблизительно горизонтальным, а рельеф этой поверхности приближался по характеру и глубине расчленения к равнинному; принимается также, что первоначальное положение поверхностей выравнивания было довольно близким к уровню моря.

Возраст поверхностей выравнивания в разных районах разные авторы считают неодинаковым. Так, С. С. Шульц (1948) считает, что выравнивание («пенепленизация») Тянь-Шаня закончилось к концу времени отложения третичной красноцветной толщи, большая часть которой имеет палеогеновый возраст. Н. М. Синицын (1948) относит формирование пенеплена в горах, окружающих Ферганскую впадину, к верхнепалеозойскому времени. А. В. Хабаков (1935) считает, что образование поверхности выравнивания на Южном Урале происходило в доюрское время и т. д.

По-видимому, впервые (в 1936 г.) способ изображения денудационных поверхностей при помощи изолиний применили французские геоморфологи Э. Мартонн и А. Мейнье (Марков, 1958). В. В. Попов и Н. А. Рязанов (1955) дали схему неоген-антропогеновой перестройки доплеогеновой поверхности выравнивания Северного и Центрального Тянь-Шаня в изолиниях [1]. Аналогичная карта для Северного Тянь-Шаня была составлена Е. Н. Крестниковым (1954), а для Туркестано-Алайской горной системы — Д. П. Резвым (1955).

Принцип картирования поверхностей выравнивания и проведение изогипс несомненно плодотворен при построении неотектонической карты. Поверхность выравнивания играет в данном случае роль обычного маркирующего пласта, по изменению относительного положения которого судят о направлении (знаке) неотектонических движений.

В основу построения нашей неотектонической карты положено картирование и реконструкция древней поверхности выравнивания, сохранившейся на северном склоне Джунгарского Алатау, и более молодых аккумулятивных поверхностей, а также изображение их при помощи изогипс.

Как известно, при построении обычных гипсометрических карт за нулевую принимается поверхность, соответствующая среднему уровню вод мирового океана, и от нее ведутся необходимые отсчеты с положительным и отрицательным знаком. На составленной нами карте положение древней поверхности выравнивания также определено по отношению к уровню океана, в то время как сама поверхность выравнивания принимается за нулевую для отсчета глубин эрозионного вреза, созданного речной (и ледниковой) эрозией с момента начала сильных деформаций поверхности выравнивания. Принимая положение поверхности выравнивания за нулевое, построение изолиний глубин эрозионного вреза мы провели совершенно аналогично построению карты изобат; вся работа при этом велась на детальных планшетах топографической карты. Там, где поверхность выравнивания уходит под перекрывающие ее отложения, необходимо (если это возможно) иметь данные о мощности перекрывающих ее отложений, чтобы изобразить

[1] Название «изобаза», примененное авторами для изолиний высот поверхности выравнивания, не должно применяться, так как древняя поверхность выравнивания находилась на уровне моря

изогипсами положение поверхности выравнивания и на этих закрытых площадях. Для выделяемых аккумулятивных поверхностей делаются аналогичные построения. На полученной таким образом неотектонической карте могут быть показаны следующие весьма существенные элементы:

1. Структуры, созданные неотектоническими движениями, как складчатые, так и разрывные.

2. Степень разрушенности этих структур эрозионными процессами и получившийся вследствие этого эрозионный рельеф.

3. Глубина залегания поверхности выравнивания во впадинах, т. е. мощность аккумулированных пород, накопившихся во впадинах с начала прогибания поверхности выравнивания.

Прилагаемая к настоящей работе карта составлена на основании наблюдений автора в периферических частях Джунгарского Алатау (северный и северо-восточный склоны); для внутренних частей, помимо материалов автора, использовались еще и некоторые результаты наблюдений Н. А. Афоничева, за предоставление которых автор приносит ему свою искреннюю благодарность. Необходимо отметить большое совпадение структур, выявленных в процессе камеральных работ, со структурами, установленными в результате полевых исследований.

Охарактеризуем теперь детальнее принципы и процесс составления неотектонической карты.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И ВЕРШИННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Поверхности выравнивания являются основным элементом при построении неотектонической карты. Главным образом по дислокациям этих поверхностей мы судим о характере неотектоники в том или ином районе, в котором молодые отложения отсутствуют или почти отсутствуют.

Для определения возраста поверхностей выравнивания и для идентификации их разрозненных частей служат такие методы: 1) нахождение на поверхности выравнивания одновозрастных отложений, что определяется палеонтологическими данными; 2) нахождение на них одновозрастной коры выветривания; 3) постепенный переход небольших разрозненных участков поверхности выравнивания без перекрывающих их отложений к более крупным их участкам на равнинах и межгорных впадинах, где они перекрывают сохранившиеся от размыва мощные толщи тех же отложений, возраст которых определен палеонтологически; 4) общегеологические соображения (при выясненном характере геологического развития территории); они служат дополнительным материалом при идентификации отдельных разрозненных участков поверхностей выравнивания, на которых перекрывающие их рыхлые отложения были смыты.

Вследствие того, что в условиях горного рельефа рыхлые отложения и кора выветривания сохраняются редко, вопрос о возрасте поверхности выравнивания становится очень сложным. В некоторых случаях исследователи стоят на различных точках зрения по вопросу о возрасте одной и той же поверхности выравнивания. То или иное решение этого вопроса, конечно, имеет весьма существенное значение для неотектонической карты, но спорность его решения не лишает составленную указанным способом неотектоническую карту своего значения, поскольку основное ее содержание — изображение неотектонических структур — остается неизменным.

Рельеф поверхности выравнивания, как известно, не имеет вида идеальной равнины. Такой рельеф можно представить себе как рельеф ст-

преимущественно с невысокими холмами, имеющими пологие склоны, и с широкими долинами, заполненными сравнительно маломощными толщами аллювиальных, пролювиальных и делювиальных, частично озерных или болотных отложений. Примерно такой же характер, в сущности, имела и в значительной степени имеет сохранившаяся от размыва поверхность выравнивания и в Джунгарском Алатау. Поверхность выравнивания прекрасно выражена в Колпаковском грабене. В восточной его части р. Джаманты и ее притоки отпрепарировали донеогеновую поверхность выравнивания, падающую с небольшим наклоном к западу. На плоской поверхности выравнивания здесь сохранились небольшие островки третичных отложений, а р. Джаманты врезалась в нее глубоким и узким каньоном на значительную глубину. В западном направлении площадь обнаженных участков поверхности выравнивания уменьшается, и вся она скрывается под третичными отложениями. В горах Текели слабоволнистая поверхность выравнивания сильно наклонена на запад и здесь скрывается под третичными отложениями.

Резкий контраст между спокойным рельефом поверхности выравнивания и сильно расчлененным молодым эрозионным рельефом можно наблюдать на северо-восточном склоне Джунгарского Алатау, в районе оз. Алакуль. Особенно широко развита поверхность выравнивания в западной части Джунгарского Алатау (район Копала): в обширные волнистые пространства с разбросанными кое-где островками третичных отложений здесь врезаны малочисленные и неглубокие молодые долины.

По мере того как такая холмисто-равнинная страна вовлекается в процесс поднятия, в нее врезаются молодые эрозионные долины, количество и глубина которых со временем увеличиваются. Поверхность выравнивания расчленяется и сохраняется лишь на водораздельных пространствах, все время уменьшаясь по площади. Снижение самой поверхности выравнивания происходит неизмеримо медленнее, чем врезание молодых долин, заложившихся вследствие поднятия территории, так как в последних процесс эрозии протекает чрезвычайно активно. Уменьшение площади поверхности выравнивания происходит за счет расширения молодых долин (по мере их углубления). В конечном счете от поверхности выравнивания в высокогорных хребтах остаются лишь небольшие останцы, отдельные водораздельные гребни, а местами только вершины. Остатки поверхностей выравнивания наблюдаются во многих горных странах, но особенно отчетливы они в Джунгарском Алатау (Калецкая, Матвеев, Авсюк, 1945).

С. С. Шульц (1948) дает схему развития рельефа при дислокации поверхности выравнивания. Основной смысл ее заключается в том, что первоначальная поверхность выравнивания и перекрывающие ее отложения, как правило, не сохраняются, подвергаясь уничтожению еще в то время, когда хребет был невысок, а сохраняются более молодые поверхности выравнивания, возникшие в процессе поднятий и размыва первоначальной поверхности, когда хребет становится высоким. При непрерывном процессе поднятия (что принимается С. С. Шульцем) такое положение, по нашему мнению, не может возникнуть. Действительно, остатки перекрывающих отложений и первоначальная поверхность выравнивания (как и более молодые поверхности, если они сформировались) имеют больше возможностей сохраниться, когда хребет еще низок, а не наоборот, как это вытекает из рассматриваемой схемы. Схема развития рельефа при дислокации поверхности выравнивания (процесс идет непрерывно) должна выглядеть, по нашему мнению, следующим образом (рис. 1). Только в том случае, если мы примем такую схему развития рельефа, какая изображена на рис. 1, мы получим основания для построения неотектонической карты предлагаемым способом.

Уже давно обращалось внимание на то, что в горных странах горные вершины имеют примерно одинаковые высоты и закономерное изменение их в том или ином направлении. Воображаемой поверхности касающейся таких вершин, А. Пенком было дано название «вершинная поверхность». Вопрос о происхождении вершинной поверхности (как о денудационных

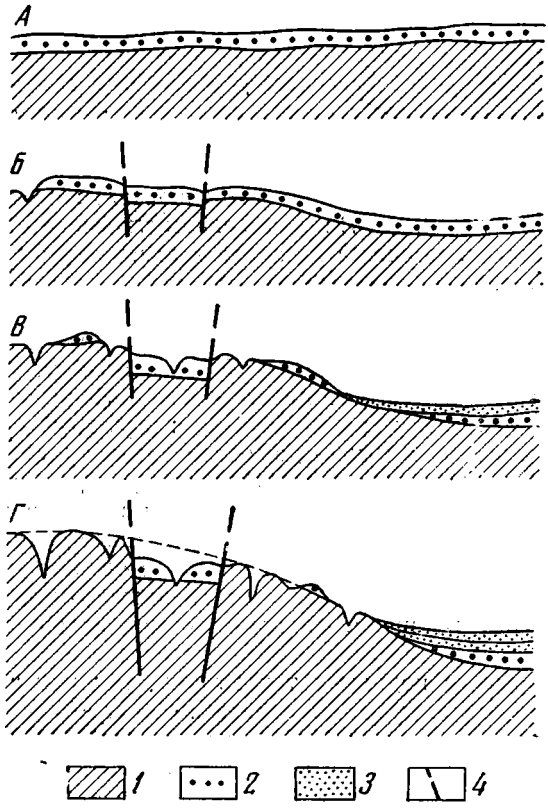


Рис. 1. Схема развития рельефа в процессе дислокации поверхности выравнивания

А — первоначальное положение поверхности выравнивания и покрова третичных пород; *Б* — небольшое изибание поверхности выравнивания с образованием грабена, вызвавшее частичный смыв третичных толщ в области поднятия; *В* — значительное изгибание поверхности выравнивания с проседанием в грабене, вызвавшее дальнейший размыв третичной толщи и сравнительно небольшое врезание в палеозойские породы; *Г*— большое изгибание поверхности выравнивания с продолжающимся проседанием в грабене, вызвавшее полное удаление третичной толщи в области водораздела и значительное врезание долин в палеозойский субстрат; характерны плоские водоразделы — остатки прежней поверхности выравнивания.

1 — палеозойские породы; *2* — третичные породы; *3* — четвертичные породы; *4* — разрывы

уровнях и поверхностях выравнивания) подробно обсуждался К. К. Марковым (1958), однако автор не пришел к окончательному выводу об их генезисе. Мы считаем, что наиболее естественно и легко объяснить происхождение вершинной поверхности из поверхности выравнивания вследствие развития эрозионных процессов. Таким образом, вершинная поверхность — последний почти исчезающий след существовавшей когда-то поверхности выравнивания. Этот взгляд подтверждался во многих конкретных случаях при составлении неотектонической карты северного склона Джунгарского Алатау.

Остатки третичных отложений, которыми датируется поверхность выравнивания на северном склоне Джунгарского Алатау, распространены особенно широко у подножия хребта, в западной пониженной его части и в межгорных впадинах; встречаются они кое-где и на плоских водоразделах. Максимально третичные отложения прослеживаются до высоты 2600 *м*, выше они были уничтожены эрозией. По-видимому, в районе современного водораздельного гребня они вообще отсутствовали. У подножия Джунгарского Алатау третичные отложения местами лежат на высоте 500—600 *м*.

Третичные отложения северного склона Джунгарского Алатау залегают, как правило, горизонтально на выровненном дислоцированном палеозойском основании, сложенном осадочными, метаморфическими породами и гранитами (гранодиоритами), а изредка (по данным Н. А. Афоничева) и на мезозойской коре выветривания. В межгорных впадинах третичные отложения нередко дислоцированы по зонам разломов. Возраст этих пород определяется находками фауны позвоночных (Carnivora, Artiodactyla) и рыб как олигоцен-миоценовый (Калесник, 1933; Курдюков, 1958).

Олигоцен-миоценовые отложения представлены преимущественно глинами кирпично-красного, белого, зеленовато-серого и изредка фиолетового цветов. От водораздельного гребня к подножиям гор отмечается их фациальная изменчивость. Вблизи водораздельного гребня в основании третичных отложений залегают мелкогалечные конгломераты и гравелиты, перекрываемые кирпично-красными гипсоносными глинами с включением песка и редкой щебенки. Часто глины снова перекрываются гравелитами и песчаниками. Мощность таких отложений не превышает 15—25 *м*. Вдали от главного водораздела и в больших межгорных депрессиях эти отложения переходят в тонкие разноцветные глины, налегающие непосредственно на палеозойские породы; мощность этих отложений достигает 50—100 *м*, а иногда и более. Перекрываются они галечниками и конгломератами неоген-четвертичного возраста.

Такой характер фациальной изменчивости третичных отложений говорит о том, что во время их накопления современная водораздельная часть хребта и тогда была повышенной по сравнению с районом современных подножий.

Судя по тому, что поверхность выравнивания на северном склоне Джунгарского Алатау перекрывается во многих местах одновозрастными, чрезвычайно сходными по своему литологическому составу отложениями, она несомненно едина, но в различных местах перемещена тектоническими движениями на различные уровни. Начало выработки этой поверхности относится еще к мезозойскому времени, а формирование ее окончилось, во всяком случае, к середине неогена. Максимальное выравнивание рельефа относится ко времени отложения нижней части третичных отложений. Несколько условно мы будем называть эту поверхность донеогеновой поверхностью выравнивания, но в основном она была уже сформирована к началу палеогена.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Кроме донеогеновой поверхности выравнивания, на нашей неотектонической карте даются две принципиально иные аккумулятивные поверхности, датировка которых также не вполне строга: неоген-древнечетвертичная и средне-верхнечетвертичная. Такое выделение обусловлено особенностями геологического развития северного склона Джунгарского Алатау, хотя возможно более дробное их выделение. Формирование аккумулятивных поверхностей протекало в десятки или даже сотни раз быстрее, чем

формирование поверхности выравнивания. В горах аккумулятивным поверхностям соответствуют, как правило, только перегибы склонов долин или же речные террасы.

Неоген-древнечетвертичная аккумулятивная поверхность распространена у подножия Джунгарского Алатау (там, где отсутствовали большие опускания) и в межгорных впадинах, имеющих в целом характер грабенов (Лепсинский, Колпаковский и др.). Отложения неоген-(преимущественно плиоцен-) древнечетвертичного возраста, имеющие характер грубообломочных пород (галечники, конгломераты), перекрывают миоцен-олигоценовые толщи или же ложатся прямо на палеозойские породы. Мощность этих отложений здесь, как правило, не превышает немногих десятков метров. Следует отметить, что эта аккумулятивная поверхность подверглась тектоническим дислокациям и во многих местах очень сильному размыву.

В противоположность ей средне-верхнечетвертичная аккумулятивная поверхность, распространенная вдоль подножий Джунгарского Алатау, почти повсюду сохранила типичные черты своей морфологии. В основном она представлена поверхностями огромных конусов выноса или наземных дельт, лишь слабо затронутых эрозионными процессами, а на северо-западных склонах хребта перекрытых мощными лёссовидными суглинками. Эрозионные врезы до нескольких десятков метров наблюдаются только в долинах рек, выходящих из гор. Территории, занятые средне-верхнечетвертичной аккумулятивной поверхностью, еще недавно были областью аккумуляции и частично являются ею еще и сейчас; однако основная разгрузка переносимого реками материала происходит в настоящее время в некотором отдалении от гор.

В очень сжатом виде история развития рельефа интересующей нас территории представляется нам следующим образом. В конце палеозойской эры горные сооружения, существовавшие на месте Джунгарского Алатау, были уничтожены эрозией. В течение мезозоя происходили как разрывные, так и складчатые движения умеренной силы, никогда не создававшие крупных возвышенностей или прогибаний, причем господствовали поднятия, о чем свидетельствует отсутствие отложений этого возраста. Находки юрских отложений в районе гор Кату (Алакульская депрессия) и юрских и меловых пород в Эбинорской депрессии свидетельствуют скорее всего о том, что здесь и в то время существовали менее четко выраженные, чем теперь, депрессии. В нижнетретичное время были очень спокойные условия развития, и выравнивание рельефа на Джунгарском Алатау достигло своего максимума. Начиная с неогена (в основном с плиоцена) развивается процесс сильного дифференцированного поднятия, в котором и складчатые, и разрывные дислокации играли одинаково важную роль. Поднятия продолжались и в течение антропогена, причем значительные тектонические движения происходили и до накопления материала средне-верхнечетвертичных конусов выноса и дельт. Поднятия были неравномерными и не прекратились вплоть до настоящего момента (Курдюков, 1954а). Наша неотектоническая карта дает графическое изображение суммарной перестройки рельефа в результате последних поднятий, начиная с верхнетретичного времени (в основном с плиоцена) до настоящего момента.

ИЗОБРАЖЕНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ОБОБЩЕННЫМИ ИЗОГИПСАМИ

Высотное положение поверхности выравнивания на неотектонической карте показывается обобщенными изогипсами, представляющими собой горизонтали, проведенные через 200 *м* (местами через 100 *м*), со спрямленными мелкими извилинами. На рис. 2 при помощи изолиний изображ

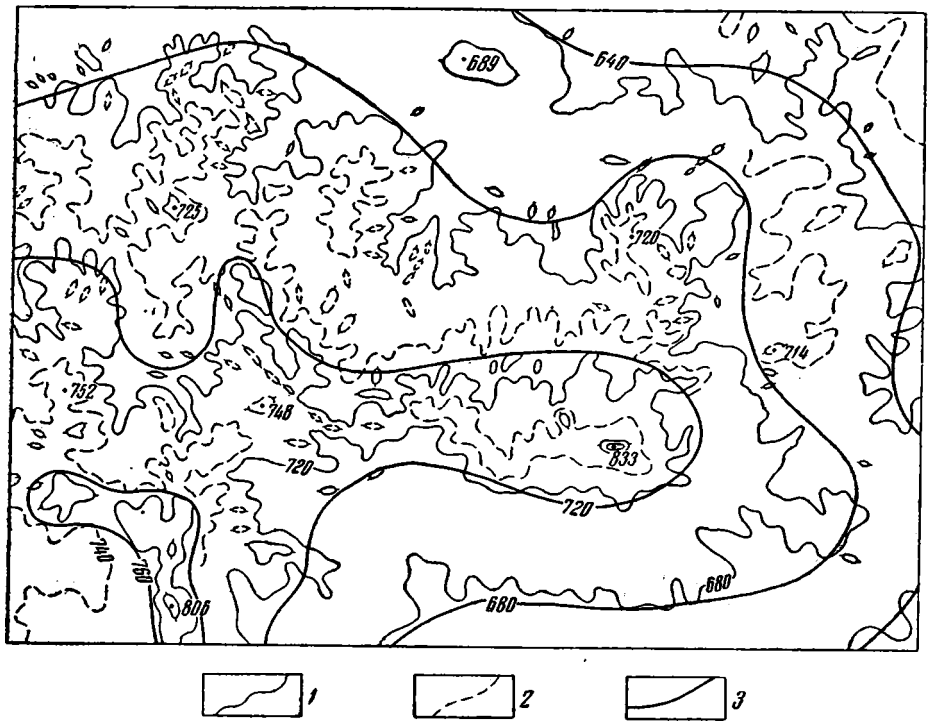


Рис. 2. Соотношение горизонтальной топокарты и обобщенных изогипс
1 — горизонтали; *2* — полугоризонтали; *3* — обобщенные изогипсы

рельеф современного мелкосопочника одного из районов Казахстана; здесь же проведены обобщенные изогипсы, чтобы показать их соотношение с горизонталями топографической карты. Из этого рисунка видно, что проведением обобщенных изогипс мы как бы несколько осредняем рельеф, отвлекаемся от его деталей, даем более простую его характеристику. Эта операция необходима, поскольку поверхность выравнивания в горах часто сохранилась лишь отдельными более или менее крупными участками, переходящими местами в узкие гребни и вершинную поверхность. Проведение обобщенных изогипс в горных условиях, когда от поверхности выравнивания остаются лишь неширокие гребни и отдельные вершины (что соответствует этапу Г, рис. 1), видно на рис. 3. При проведении обобщенных изогипс в некоторых случаях приходится пренебрегать отдельными, несколько выделяющимися из общего уровня возвышенностями.

Сохранившиеся остатки поверхности выравнивания не имеют, конечно, того рельефа, который существовал в третичное время. Он подвергся воздействию эрозии, но происшедшие изменения были настолько незначительны, что общий облик его сохранился. Слабо затронутые эрозионными процессами участки поверхности выравнивания (глубина вреза, по-видимому, не более 50 *м*) занимают около 3200 *км*^{2}, а вместе с более сильно размытыми (глубина вреза до 200 *м*) — 7400 *км*^{2}, или соответственно 20 и 47% общей площади северного склона Джунгарского Алатау.

Изогипсы неоген-древнечетвертичной аккумулятивной поверхности проводятся принципиально так же, как и для донеогеновой поверхности выравнивания; при этом, однако, невозможно наличие отдельных останцов, поднимающихся над общей поверхностью, что очевидно из самого понимания аккуммулятивной поверхности. Обобщенные изогипсы аккумуля-

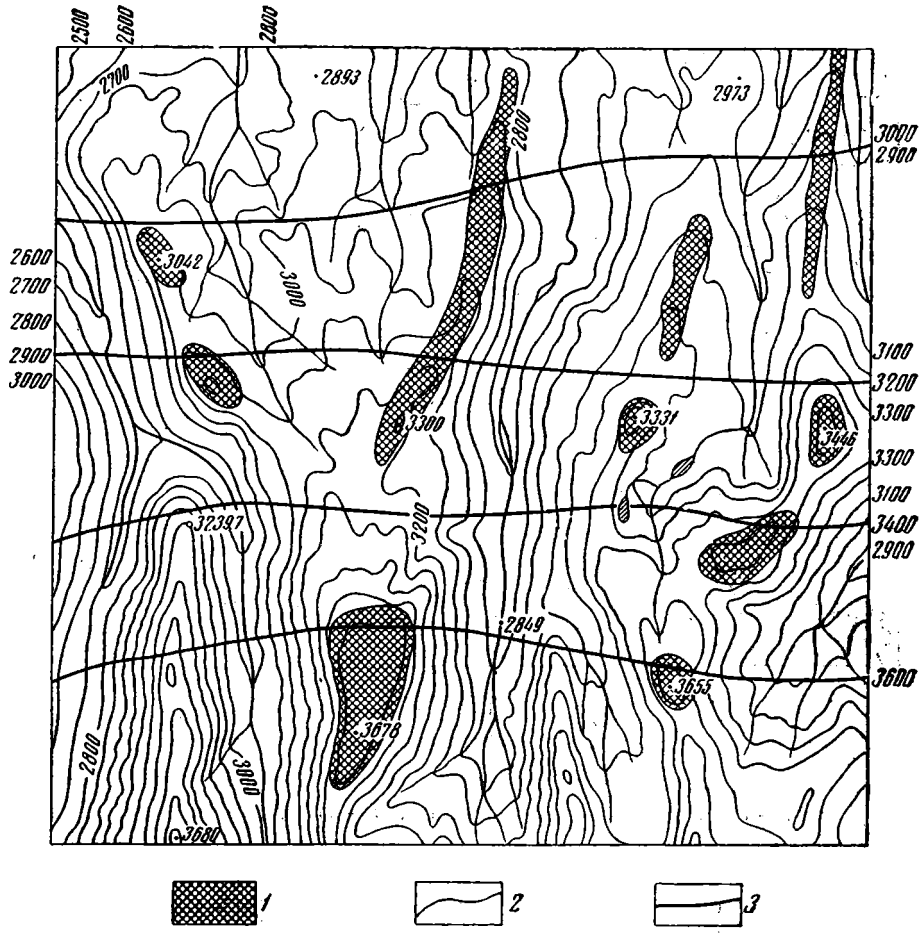


Рис. 3. Обобщенные изогипсы поверхности выравнивания в условиях горного рельефа
1 — остатки поверхности выравнивания; *2* — горизонтали; *3* — обобщенные изогипсы поверхности выравнивания

тивной средне-верхнечетвертичной поверхности, благодаря отсутствию глубоких врезов и сохранности ее первоначальной аккумулятивной формы, почти полностью совпадают с современными горизонталями и описывают огромные полуокружности по поверхности отмерших дельт и конусов выноса.

Вертикальные перемещения донеогеновой поверхности выравнивания по разрывам приводят к тому, что по линиям разломов различные обобщенные изогипсы соприкасаются. Вследствие этого возможен подсчет вертикальной амплитуды смещения различных тектонических блоков, которая нередко составляет сотни, а иногда и тысячи метров.

Кроме характеристики разломов, обобщенные изогипсы поверхности выравнивания дают полную картину складчатых дислокаций последней — антиклинальные и синклинальные структуры и переходные формы между складчатыми и разрывными структурами — горсты — антиклинали и грабены — синклинали. Тектонические структуры для неоген-древнечетвертичной аккумулятивной поверхности вырисовываются значительно менее ярко, поскольку и сами дислокации проявились не так энергично, как при деформировании палеозойского фундамента. Изогипсы средне-верхнечетвертичной поверхности обычно почти не отражают тектонических структур

Необходимо учитывать, что изогипсы поверхности выравнивания могут давать рисовку, не зависящую от тектонических дислокаций, и отражать какой-то древний рельеф. Такую картину мы наблюдаем на юге восточной части Джунгарского Алатау, где обобщенные изогипсы создают представление о наличии каких-то широких, плоских отмерших долин, прорезанных глубокими современными долинами. Для аккумулятивных поверхностей обобщенные изогипсы могут отражать первоначальный аккумулятивный рельеф, например, конусов выноса; в последнем случае правильное концентрическое расположение обобщенных изогипс не является результатом действия тектонических сил. Все это обязательно следует учитывать при интерпретации неотектонической карты в каждом конкретном случае.

Интересный материал по неотектонике могло бы дать изучение террас (и следовательно, этапов врезания речной сети), но соответствующих данных у нас нет.

Дадим краткое описание неотектонических структур северного склона Джунгарского Алатау, вытекающее из анализа нашей карты, с учетом всего сказанного.

Если посмотреть на северный склон этого хребта, то видно, что обобщенные изогипсы поверхности выравнивания от 500—1000 *м* у подножий увеличиваются до 3800—4000 *м* у главного водораздельного хребта. В целом обобщенные изогипсы поверхности выравнивания протягиваются в широтном направлении. Сравнительно равномерно поверхность выравнивания снижается лишь в неширокой (20—25 *км*) меридиональной полосе, протяженностью около 50 *км*, расположенной между Покатиловкой и Лепсинском; средний уклон поверхности выравнивания составляет здесь около 3,5°. В других местах обобщенные изогипсы рисуют более сложную картину, что обусловлено в основном тектоническими разрывами и складчатыми дислокациями.

Разрывы. Линии разломов протягиваются почти всегда в широтном направлении[2]. Однако крупнейший из разломов — Джунгарский, отделяющий Джунгарский Алатау от Алакульской впадины,— протягивается с юго-востока на северо-запад. Джунгарским разломом образован уступ с видимым смещением до 2500 *м* (между реками Джаманты и Ргайты) и общим максимальным смещением почти до 4000 *м* в весьма узкой зоне; к северо-западу и юго-востоку амплитуда смещения уменьшается. В зоне этого и других разломов весьма обычны тектонические брекчии и милониты. Время заложения Джунгарского разлома, вероятно, средний палеозой (Афоничев, 1959; Пантелеев и др., 1957), но крупнейшие подвижки по нему происходили в верхнетретичное и четвертичное время (Курдюков, 1958). Интересно отметить, что в Джунгарском Алатау с приближением к Джунгарскому разлому резко увеличиваются абсолютные отметки поверхностей выравнивания. Этот разлом лишь условно можно представить себе в виде линии (как это показано на карте), в действительности он охватывает определенную зону.

Все остальные крупные разломы Джунгарского Алатау, выраженные геоморфологически в виде уступов, тянутся в широтном и субширотном направлениях, время их заложения герцинское (Пантелеев, 1957; Юдичев, 1940), крупнейшие подвижки происходили и по ним в верхнетретичное и четвертичное время. Из этих разломов обращает на себя внимание Сарканд-ский разлом, ограничивающий с севера западную часть Джунгарского Алатау. В некоторых местах он сложный, состоит из нескольких разломов. Видимое смещение по нему составляет около 1200 *м*, а общее, по-видимо-

[2] Мы отмечаем лишь некоторые разрывы, отражающиеся в рельефе и, следовательно, на неотектонической карте

му, около 1500 *м*. От района Сарканда амплитуда смещения падает к западу постепенно, к востоку — резко, и разлом вскоре исчезает. По другим разломам этой части хребта смещения составляют от 100—200 до 400—500 *м*.

В восточной расширенной части Джунгарского Алатау имеется ряд крупных разломов, отчетливо выраженных в рельефе. По некоторым из них возникли грабены (Лепсинский, Константиновский, Теректинский и наиболее крупный Колпаковский, имеющий некоторые черты грабена) — синклинали с вертикальным смещением на востоке до 1500—1600 *м* (по северному борту), а на западе постепенно сходящие на нет. По разломам, ограничивающим Колпаковский грабен, кое-где можно наблюдать надвигание палеозойских пород на третичные. Нами уже описывались разломы, секущие четвертичные (вплоть до современных) отложения у подножий Джунгарского Алатау (Курдюков, 1953, 1956). Севернее расположен Уйгонтасский грабен (между горами Чибынды и Текели) с вертикальными смещениями по разломам до 800—1000 *м* (по южному борту), которые исчезают на западе. Между Колпаковским и Уйгонтасским грабенами расположен Чибынды-Кайканский односторонний горст, поднимающийся по мере приближения к зоне Джунгарского разлома с 800—1000 до 3000 *м*. Интересно отметить, что обобщенные изогипсы поверхности выравнивания, вероятно, в связи с этим приобретают на его поверхности меридиональное простирание, на западе (где горст постепенно исчезает) они снова переходят в основном к широтному простиранию. То же самое наблюдается и на расположенном севернее Текелийском горсте, поднимающемся с 600 до 1400 *м*.

По Кунгейскому и Тастаускому разломам произошли поднятия одноименных односторонних горстов — антиклиналей с вертикальным смещением соответственно до 800 и 1400 *м*.

Интересны шарнирные разломы. Одним из них является широтный разлом, оконтуривающий с юга горы Теректы (восточная часть Джунгарского Алатау) с амплитудой смещения до 600 м. На запад амплитуда смещения постепенно падает до нуля, а затем начинает подниматься южный блок, амплитуда смещения по разлому увеличивается здесь к западу до 300 м. Общее протяжение этого разлома около 30 *км*. Шестью километрами севернее протягивается другой сходный шарнирный разлом длиной до 20 *км*.

Складчатые деформации. В западной части северного склона Джунгарского Алатау отчетливо вырисовывается несколько неотектонических антиклинальных структур. К западу и югу от с. Абакумовки расположена пологая антиклинальная структура гор Конуртау и Каракунгей, оборванная с севера и юга разломами. Восточнее находится несколько более выпуклая атиклинальная структура гор Суоктау и Маркатау, на севере ограниченная Саркандским взбросом, а на юге переходящая в часть двух синклиналей с разделяющей их седловиной, нарушенных широтным разломом с небольшим вертикальным смещением. Южнее расположена Жельды-Карагайская антиклинальная структура, крылья которой (северное и южное) оборваны разломами. Падение северного крыла этой структуры составляет около 14°. Все три перечисленные структуры представляют собой горсты-антиклинали.

Таковыми же являются две крупные антиклинальные структуры восточной части Джунгарского Алатау — гор Тастау и Кунгей. Первая имеет оборванное сбросом южное крыло и длинное северное крыло (с падением до 8°); вторая — также оборванное сбросом южное крыло и растянутое пологое северное крыло (с падением около 3°). Длина всех описанных антиклинальных структур от 25 до 50 *км*. Что касается синклинальных стру

тур, то таких четких, как антиклинальные, мы здесь не находим, есть только их отдельные части.

В целом северный склон Джунгарского Алатау представляет собой крупное вздутие земной коры, в строении которого разломы играют очень большую, а в некоторых участках и определяющую роль (например, северо-восточный склон), во многих местах в его строении четко проявляются также складчатые дислокации.

В настоящее время можно говорить лишь о частичном совпадении неотектонических структур и древних (герцинских) структур Джунгарского Алатау. Так, Жельды-Карагайской неотектонической антиклинальной структуре соответствует одноименная герцинская антиклинальная структура, в ядре которой обнажаются кристаллические сланцы докембрия. Наоборот, Тастауской неотектонической антиклинали соответствует синклинальная структура палеозойского фундамента, сложенная верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями и протягивающаяся к востоку от Лепсинска до Джунгарских Ворот; Калпаковскому грабену соответствует ядерная часть крупной герцинской антиклинали и т. д. (Пантелеев, 1957). Однако большинство крупных разломов, по-видимому, унаследовано от палеозойского этапа и обновлено в альпийский этап тектонического развития. В деталях этот вопрос пока не может быть рассмотрен, так как многое (в том числе и возраст некоторых отложений) еще спорно, однако можно все же думать, что неотектонические складчатые структуры чаще, видимо, не совпадают со структурами палеозойского фундамента, т. е. являются в основном наложенными.

ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДЕЙСТВИЯ ЭРОЗИОННЫХ (ДЕНУДАЦИОННЫХ) И АККУМУЛЯТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ НА НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Развитие эрозионных процессов протекает в прямой связи с неотектоническими движениями земной коры. Чем быстрее поднимается тот или иной участок и чем более длителен этот процесс, тем значительнее результаты действия эрозионных процессов при прочих равных условиях. Неотектоническая карта отражает суммарный результат действия эрозионных (денудационных) процессов, а если возможно, то и результаты действия их по отдельным этапам, точно так же как это делается при изображении результатов действия неотектонических движений, приводящих к дислокации поверхностей выравнивания и аккумулятивных поверхностей.

Результаты действия эрозионных (денудационных) процессов можно изображать изолиниями, принимая за нулевую поверхность выравнивания или какую-либо аккумулятивную поверхность. Положение древней поверхности выравнивания и аккумулятивных поверхностей изображается обобщенными изогипсами. Обобщенные изогипсы, нанесенные на детальной топографической карте с горизонталями, дают возможность построить изолинии эрозионного вреза, которым целесообразно дать название «изотемны» [3], тем же самым способом, которым строится, например, карта изобат. Так как поверхности выравнивания, а также древние аккумулятивные поверхности редко сохраняют горизонтальное положение, то и получившиеся изотемны пересекают горизонтали под некоторыми углами, которые тем больше, чем круче наклонена поверхность, принимаемая за нулевую.

Если поверхность выравнивания равномерно и полого поднимается от окраины (подошвы) хребта к его водораздельной части, то изотемны

[3] От греческого слова τέμνειν (резать); в целом изотемны — линии одинаковых срезов.

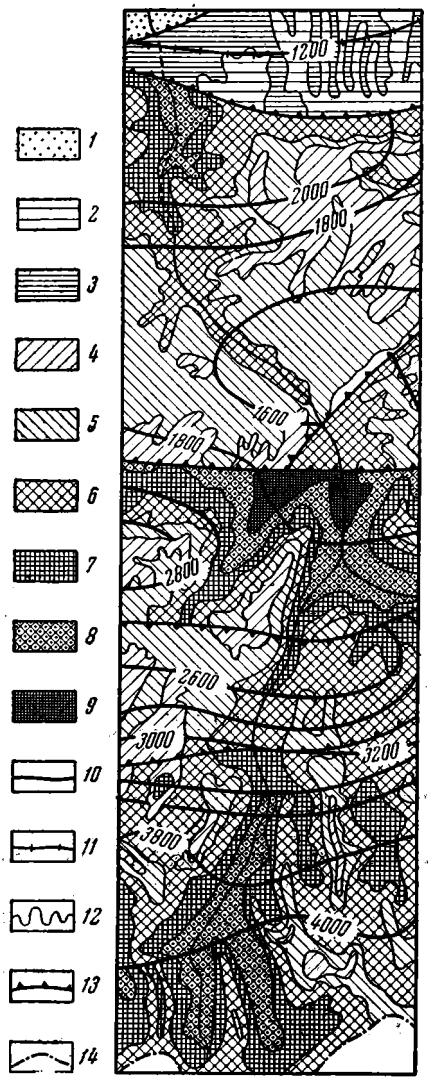
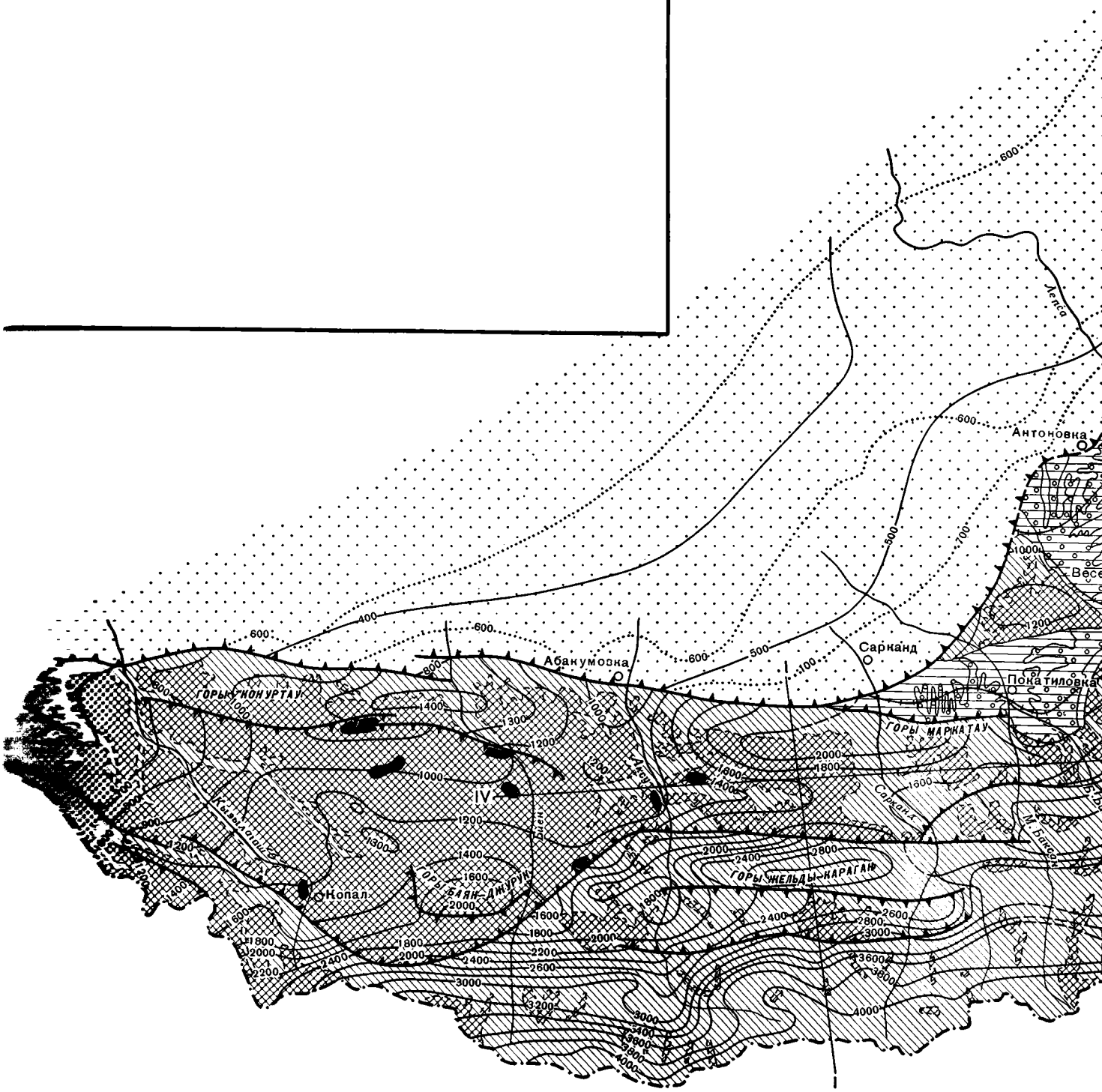


Рис. 4. Изотемны одного из участков горной реки и изменения их конфигурации в зависимости от неотектоники пересекаемого рекой района. Глубины вреза в средне-верхнечетвертичную аккумулятивную поверхность: *1* — от 0 до 20 *м*; в неоген-древнечетвертичную аккумулятивную поверхность; *2* — от 0 до 50 *м*, *3* — от 50 до 200 *м*; в донеогеновую поверхность выравнивания, *6* — от 0 до 50 *м*; *5* — от 50 до 200 *м*; *4* — от 200 до 500 *м*, *7* — от 500 до 800 *м*; *8* — от 800 до 1100 *м*, *9* — от 1100 до 1400 *м*; *10* — изогипсы донеогеновой поверхности выравнивания, *11* — изогипсы неоген-древнечетвертичной аккумулятивной поверхности; *12* — изотемны, *13* — разломы, выраженные в рельефе, *14* — граница района

благодаря характеру продольного профиля долин рек (в верховьях крутого, а в низовьях пологого) имеют у подножий гор минимальные значения, возрастающие до максимума вблизи верховьев реки и резко уменьшающиеся по мере приближения к линии водораздела (рис. 4). Если же поверхность выравнивания разорвана и смещена по разлому на различные гипсометрические отметки или же сильно дислоцирована, то конфигурация изотемн становится более сложной. По разломам изотемны изменяют свои величины не постепенно, а скачками, причем изотемны различных значений соприкасаются одна с другой. В плане контуры изотем очень извилистые, часто замкнутые. Как правило, чем выше горный хребет тем больших значений они могут достигнуть. На северном склоне Джунгарского Алатау максимальная глубина эрозионного вреза (в верховьях р. Тентек) составляет 1700 *м*.

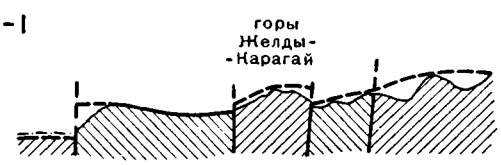
Неотектоническая карта дает возможность с помощью изотемн ориентировочно подсчитать объем горных пород, удаленных эрозией с гор в течение времени поднятия хребта. Подсчеты производятся путем измерения площадей различных ступеней планиметром и умножением их на глубины вреза с учетом наклонного характера склонов [4]. С помощью карты было подсчитано, что по всему северному склону Джунгарского Алатау, площадь которого составляет около 15 700 *км*^{2}, количество удельного материала около 4100 *км*^{3} за все время поднятия, т. е. с конца миоцена — начала плиоцена до настоящего времени. В среднем это составляет около 250 на всю площадь северного склона: в действительности, как это видно на карте, удаление материала идет очень неравномерно (от 0 до 1700 *м* в ра

[4] Пусть, например, площадь ступени от до 1000 *м* равна 10 *км*^{2}, тогда количество удаленного отсюда материала состав $10 \cdot \frac{0{,}5 \div 1{,}0}{2}$ *км*^{3} = 7,5 *км*^{3}. Таким образом, условно принимаем, что склоны представл собой плоскости, падающие планомерно одной изотемны к другой.

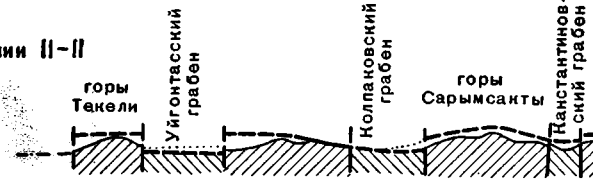


Г Е О Л О Г И Ч Е С К И Е Р А З

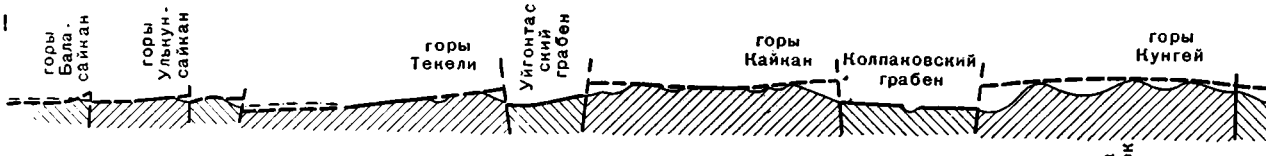
по линии I-I



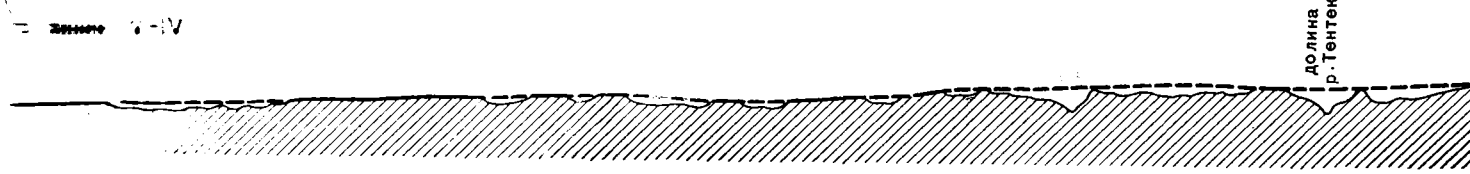
по линии II-II

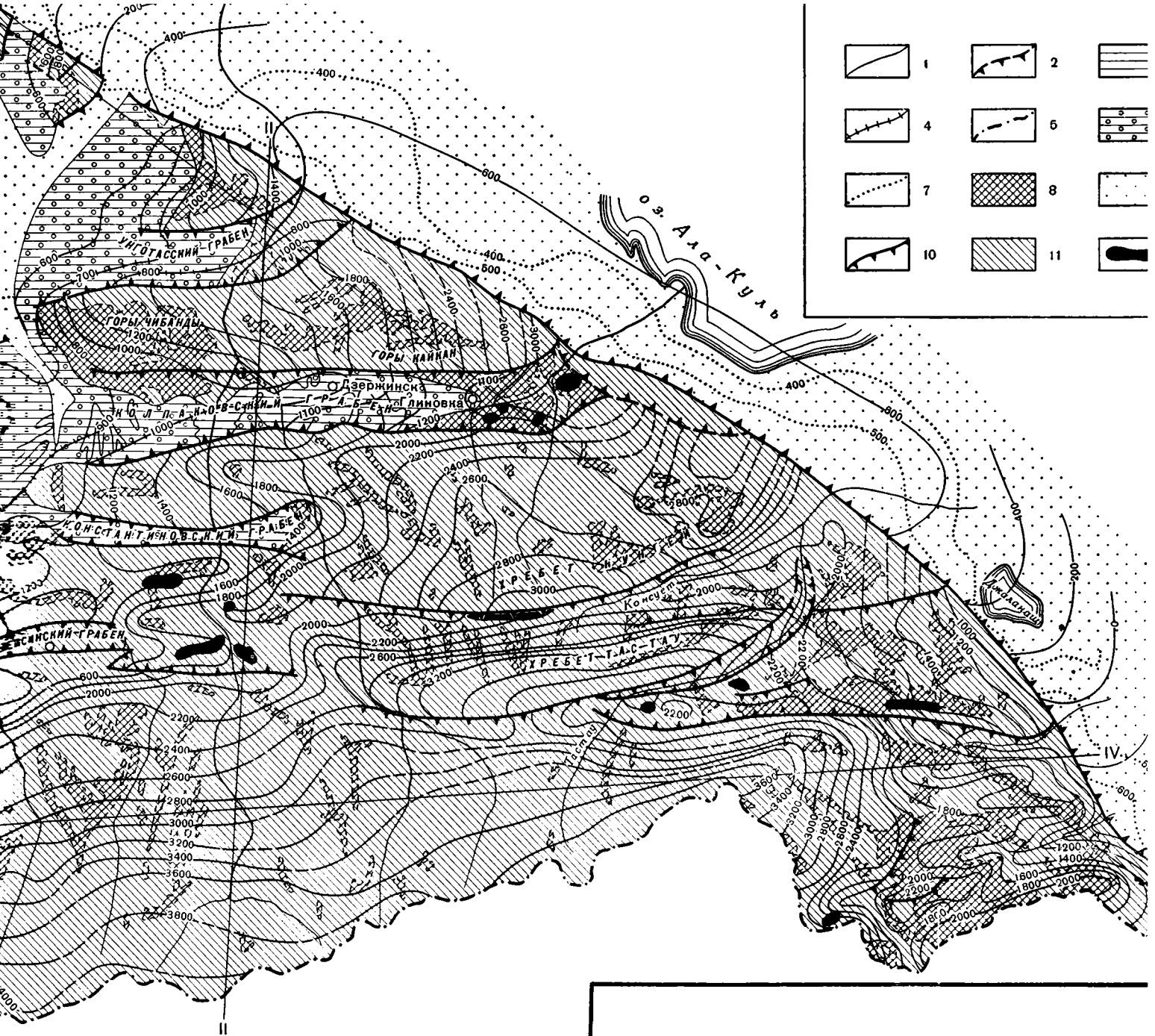


по линии III-III



по линии IV-IV





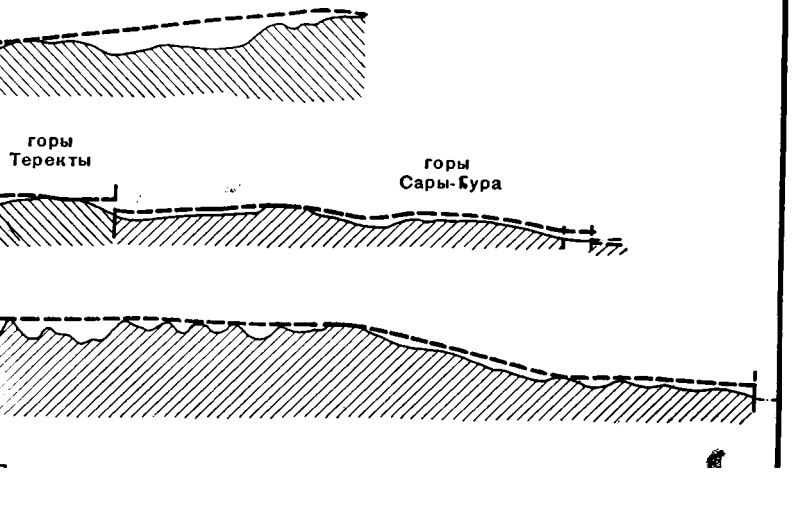


Рис. 5. Неотектоническая карта северного склона Джунгарского Алатау.

1 — изогипсы донеогеновой поверхности выравнивания; *2* — из неоген-древнечетвертичной аккумулятивной поверхности; *3* — изогипсы не-верхнечетвертичной аккумулятивной поверхности; *4* — тектоническ нии (разломы), выраженные в рельефе; *5* — предполагаемые тектони линии (разломы), выраженные в рельефе; *6* — водораздельная линия се го и южного склонов Джунгарского Алатау; *7* — донеогеновая повер выравнивания, слабо затронутая эрозией; *8* — донеогеновая поверхнос равнивания, сильно расчлененная эрозией; *9* — неоген-древнечетверт аккумулятивная поверхность, слабо затронутая эрозией; *10* — неоген-д четвертичная аккумулятивная поверхность, сильно расчлененная эр *11* — средне-верхнечетвертичная аккумулятивная поверхность; *12* — о гретичных отложений на донеогеновой поверхности выравнивания.

Геологические разрезы: *а* — палеозойские породы; *б* — донеогенова

ных местах). Подсчеты показывают, что только из бассейна р. Тентек, имеющего площадь около 3300 *км*^{2}, было удалено около 1200 *км*^{3}, или 30% всего удаленного материала горных пород северного склона Джунгарского Алатау; при этом уровень бассейна р. Тентек в среднем понизился на 350 *м*.

Если знать площадь, на которой распределяются отложения, выносимые из гор, и знать хотя бы приблизительно закономерность прогибания впадин, в которых отлагаются осадки, можно составить представление о глубине залегания палеозойского фундамента. Конечно, это относится только к замкнутым впадинам, из которых материал не выносился. Достоинство этого метода заключается в том, что при его помощи можно ориентировочно оценить глубину залегания палеозойского фундамента без дорогостоящих геофизических работ и бурения. При этом он, конечно, не заменяет названных видов работ, так как они дают более точные результаты. Опыт такой оценки был сделан нами для впадин, с севера примыкающих к Джунгарскому Алатау (Курдюков, 1954а, 1958). Зная глубину залегания палеозойского фундамента (для чего используются все имеющиеся данные), на неотектонической карте проводят изогипсы его поверхности (т. е. изогипсы погребенной поверхности выравнивания). Наложенные на эти линии изогипсы средне-верхнечетвертичной аккумулятивной поверхности впадин дают возможность подсчета суммарных мощностей отложений, образовавшихся за все время прогибания впадин. Эти мощности будут характеризовать интенсивность процесса аккумуляции в различных местах.

* * *

Составленная нами карта (рис. 5) показывает большей частью лишь приближенные величины, точность которых должна возрастать по мере исследования изображенного на ней района. При наличии соответствующих данных карта может быть в значительной степени усовершенствована. В первую очередь этого можно достигнуть путем показа не только суммарного действия неотектоники и экзогенных процессов, но также и их действия по этапам геологической истории данного района. Значковые обозначения для отдельных элементов новейшей тектоники должны даваться с учетом ее особенностей и масштаба карты.

ЛИТЕРАТУРА

Афоничев А. А. Значение Джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау. «Сов. геология», 1959, № 6.

Залесник С. В. Геологические и геоморфологические наблюдения на северном склоне Джунгарского Алатау. «Изв. геогр. об-ва», 1933, т. XV, т. 65, вып. 3.

Залецкая М. С., Матвеев С. Н., Авсюк Г. А. Горы юго-восточного Казахстана. Алма-Ата, 1945.

Крестников В. Н. История развития структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 3.

Курдюков К. В. Современные разломы вдоль подножий Джунгарского Алатау. «Природа», 1953, № 12.

Курдюков К. В. Возраст Джунгарского разлома (опыт использования скорости современных экзогенных процессов для решения вопросов неотектоники). «Изв. АН СССР», серия геол., 1954а, № 6.

Курдюков К. В. Лепсинский взброс — современное смещение земной коры в Восточном Прибалхашье. «Изв. АН СССР», серия геол., 1956, № 5.

Курдюков К. В. К геологическому развитию Прибалхашья в позднем кайнозое Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 33, вып. 3, 1958.

Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1958.

Залехов А. А. Новейшие тектонические движения центральной части Южного Урала. Труды Свердловск. горн. ин-та, вып. 26. М., Гостехиздат. 1956.

Мителеев Е. П., Моисеенко Ф. С., Синицын Н. М. Схема текто-

ники Джунгарского Алатау. Вестник Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр. 1957, № 24, вып. 4.
Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. Вопросы геологии Азии, т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. Вопросы геологии Азии. Т. 2. Изд-во АН АН СССР, 1955.
Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алае. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1948, т. 80, вып. 1.
Соболев С. С. Глубина эрозии и эпейрогенические колебания на территории УССР в течение четвертичного периода. Труды Сов. секции междунар. ассоц. по изуч. четвертичн. периода (INQUA), вып. 4. Л.— М., ГОНТИ, 1939.
Соболев С. С. и Садовников И. Ф. Карта глубин главнейших местных базисов эрозии СССР. «Почвоведение», 1953, № 2.
Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Урала. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1935, т. 67, вып. 2.
Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всес. геогр. об-ва, нов. серия, т. 3. М., Географгиз, 1948.
Юдичев М. М. Джунгарский Алатау. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Н. В. КИНД

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБСОЛЮТНОЙ ХРОНОЛОГИИ ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ВОЗРАСТ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК ЕВРОПЫ

Широкое применение радиоуглеродного метода для геологических и археологических исследований позволило весьма прочно обосновать абсолютную хронологию главнейших событий верхнечетвертичной ледниковой эпохи в Европе и Северной Америке.

До последнего времени подавляющее большинство радиоуглеродных датировок в Западной Европе относилось к позднe- и послеледниковью и соответственно к поздним доисторическим (поздний мадлен, мезолит, неолит) и историческим культурам. Это в еще большей степени относится и к Северной Америке — родине радиоуглеродного метода, где история последних стадий висконсинского оледенения восстановлена весьма детально.

Довольно большое количество датировок было получено и для более ранних стадий последнего оледенения (W_2, W_3), включая так называемый готтвейгский, или феллабрунский, межстадиал ($W_{1/2}$), а также для различных культурных памятников верхнего палеолита, относящихся к этому интервалу времени.

Эти датировки подробно рассматриваются и обобщаются в работах Де-Фриза (Vries, 1958) и Г. Гросса (Gross, 1958), посвященных хронологии верхнего плейстоцена. Г. Гросс сделал попытку составить шкалу абсолютного летоисчисления для этого отрезка четвертичного периода. Представленная им схема, однако, далеко не общепризнана и в деталях оспаривается некоторыми исследователями. Особенно резкой критике она подвергалась в работе К. Нарра (Narr, 1959), а позднее — в работах Вольдштедта (Woldstedt, 1960) и Райта (Wright, 1961). Поэтому ее следует рассматривать лишь как сугубо предварительную.

Спорность границ некоторых подразделений этой схемы обусловлена не только трудностью увязки разрезов отдельных частей Европы и синхронизации различных культурных памятников, на которые в известной степени опирается автор в своих стратиграфических построениях, но и значительными пробелами в датировках, относящихся как к средним, так и в особенности к нижним частям разреза. Наиболее древние конечные даты, приведенные в сводке Гросса (1958), относятся к самому концу W_1 (48 000 лет).

Развитие измерительной техники за последние годы позволило расширить нижний предел определения возраста радиоуглеродным методом до 73 000 лет — в лаборатории Гронингена). В связи с этим для ряда разрезов Европы были получены даты, характеризующие абсолютный возраст ранних стадий последнего оледенения и разделяющих их интерстадиалов. Так, для морских отложений в районе Амерсфорта (Голландия) была получена датировка в 64 000 ± 1100 лет (Gro-1937), определяющая возраст наиболее раннего (так называемого амерсфортского) интерстадиала W_3 (Gross, 1959).

Интересно, что в Северной Америке также были получены новые датировки (Dreimanis, 1959; Woldstedt, 1960), определяющие возраст наиболее древнего межстадиала Сен-Пьер раннего висконсина в районе Троеречья (Gro-1776 = 64000 ± 2000 и Gro-1711 = 67000 ± 1000 лет). Эти цифры хорошо совпадают с датировкой амерсфортского межстадиала Европы.

Для интерстадиала W_1 (брёрупского или лоопштедского) имеется несколько датировок: 59430 ± 1000 лет (Gro-1729) и 58740 ± 1000 лет (Gro-1723) из классического разреза в районе Брёрупа (Ютландия) и 57000 лет (Gro-1292) — из разреза у Челфорда (Британия) (Godwin, 1961).

Некоторую ясность в установлении времени начала готтвейского, или феллабрунского, интерстадиала вносят датировки, опубликованные Де-Фризом для стратотипического разреза Верхнего Феллабруна Австрии (Vries, 1959). Здесь были получены следующие даты для гумусовых прослоев, залегающих над феллабрунской почвой: для нижнего прослоя — 41 900 ± 800 лет (Gro-1740), для верхнего прослоя — 37 000 ± 100 лет (Gro-1745) и для очень слабогумусированных лёссов, перекрывающих гумусовый горизонт,— 31600 ± 500 лет (Gro-1901).

К сожалению, здесь отсутствует датировка из самой почвы. Это дает основание некоторым исследователям (Woldstedt, 1960; Wright, 1961) понижать нижнюю границу готтвейского, или феллабрунского, межстадиала, исходя из того, что возраст самой почвы в разрезе Верхнего Феллабруна не может быть моложе 45 000 лет.

С таким представлением о возрасте готтвейга хорошо согласуется датировка в 45 300 ± 1000 лет (Gro-2593), полученная для торфяников из южногерманского разреза у Хорматинга, залегающих на древневюрмских ледниковых отложениях (Ebers, 1960).

Интересные датировки, значительно расширяющие наши представления о хронологии начальных стадий висконсинского оледенения Северной Америки, получены недавно для типового разреза межстадиальных отложений у Порт-Тальбота (Онтарио). К верхней половине этого межстадиала относятся датировки (Vries, 1960) 47 500 ± 2500 лет (Gro-2597 и 2601) и 47 000 ± 2500 лет (Gro-2570), а к началу следующей за ним фазы наступания — 44 200 ± 1500 (Gro, 2580). Эти датировки согласуются с возрастом готтвейского межстадиала Европы в понимании Вольдштедта и Райта.

Что касается более молодого межстадиала Северной Америки — плумпоинтского, для которого известны более ранние датировки (McCallum, 1960): 24 600 ± 1500 лет (L-217 в), 27 500 ± 1200 лет (W-177) и 28 200 ± 1500 лет (L-185 в), то он скорее всего отвечает короткому паудорфскому межстадиалу, выделяемому в Европе в интервале 29 000—25 000 лет.

Возрастные пределы этого межстадиала, равно как и предшествовавшей ему короткой стадии W_2, вызывают наибольшие разногласия. Это относится главным образом к нижней границе паудорфского интерстадиала, которая одними исследователями определяется в 26 000 лет (Gross, 1958), другими — в 29 000 лет (Vries, 1958). Также не вполне точно еще определено положение в общей хронологической шкале стадии W_2, для которой радиоуглеродные датировки практически отсутствуют.

Определение времени начала этой стадии тесно связано с установлением верхней границы готтвейского, или феллабрунского, интерстадиала, которая также трактуется различно. Большинством исследователей с несомненностью признается существование прохладного межстадиала в интервале от 33 000 до 42 000—44 000 лет. Примерно такие же границы готтвейга принимаются и Х. Мовиусом в его схеме хронологии верхнего палеолита Европы (Movius, 1960). Г. Гросс отодвигает верхнюю границу его до 29 000 лет, определяя таким образом продолжительность W_2 примерно

в 3000 лет (от 29 000 до 26 000 лет), а продолжительность паудорфского интерстадиала соответственно — в 1000 лет (от 26 000 до 25 000 лет).

Отлично трактуется хронология и деление этой части вюрма Вольдштедтом. Снижая нижнюю границу собственно готтвейского межстадиала до 47 000 лет, он, кроме того, резко сокращает его продолжительность примерно до 4 тыс. лет (от 47 000 до 43 000 лет). Весь последующий отрезок времени от 43 000 до 29 000—30 000 лет (начало паудорфа) Вольдштедт относит к «среднему вюрму», который, по его мнению, характеризовался переменным, но в целом холодным климатом, отражающим осцилляции края ледника на севере (Woldstedt, 1960).

Крайней точки зрения в этом вопросе придерживаются некоторые нидерландские ученые, вообще отрицающие существование гёттвейгского межстадиала (Andersen и др., 1960).

Указанные разногласия вытекают, по-видимому, не столько из недостатка радиоуглеродных датировок, сколько из трудностей увязки геологических разрезов ледниковых и внеледниковых областей Европы, а также увязки лёссовых разрезов внутри самой внеледниковой области. Это обусловлено в значительной степени климатической зональностью, особенно резко проявлявшейся в межледниковые эпохи. Это же обстоятельство является источником противоречий в определении геологического возраста некоторых датированных радиоуглеродным методом верхнепалеолитических стоянок, в первую очередь наиболее древних из них.

Особенно ярко это можно показать на примере многослойной стоянки Виллендорф II (Австрия), в которой нижние слои (2—4) относятся к ориньяку, а верхние (5—9) — к раннему граветту (Felgenhauer, 1959). Культурные слои этой стоянки залегают в лёссовых и подстилающих их солифлюкционных отложениях и относятся некоторыми исследователями к началу W_2 (Felgenhauer, 1959, Brandtner, 1956), а другими (Gross, 1958) — к фазе похолодания внутри готтвейского интерстадиала. Имеющиеся для этой стоянки радиуглеродные датировки — 31840±250 лет (Gro-1273) — для слоя 4 и 32 000±3000 (H — 246/231) — для слоя 5, как будто бы подтверждают точку зрения тех исследователей, которые относят конец готтвейского межстадиала к 33 000 лет (см. выше).

То же в известной мере относится и к определению геологического возраста другой ориньякской стоянки — Исталлошко (Венгрия), возраст которой определяется в 30 670±500 лет (Gro-1501).

Несмотря на указанные неясности и существующие еще пробелы в определении абсолютного возраста археологических памятников, число радиоуглеродных датировок в настоящее время достаточно велико для того, чтобы в общих чертах наметить хронологическую последовательность развития верхнепалеолитических культур в Европе. Эта последовательность в целом хорошо согласуется с хронологией основных геологических событий и колебаний климата в течение вюрма (см. сводную таблицу).

Возраст наиболее древней культуры верхнего палеолита — перигорд 1, относимой к $W_{1/2}$ определяется цифрой порядка 33 500 лет до н. э. (Грот де Ренн). Большой интерес представляет датировка выделяемой в Польше «ежемановской» древней верхнепалеолитической культуры из пещеры Нетопержева-38160±1250 лет (Gro-1281).

Возраст ранних ориньякских культур (ориньяк I, II) устанавливается в интервале времени около 29 000—32 000 (слой 4 стоянки Виллендорф II, ориньякские слои стоянки Ла Кина, стоянки Абри Каминад, Грот де Ренн и др.). Геологический возраст их определяется концом $W_{1/2}$ или началом W_2.

Для начала граветта в Центральной Европе имеется одна весьма неточная датировка 32 000±3000 лет (H-246/231), относящаяся к слою

Сводная таблица радиоуглеродных датировок верхнепалеолитических стоянок Европы

Стоянка, местонахождение	Абсолютный возраст: лаборатория и № определений	Абсолютный возраст: возраст (лет до наших дней)	Типология	Геологический возраст
Ласко (Франция)	Gro-1514	8060±75	Мезолит	Послеледниковье
	Gro-1182	8270±100		
Ла-Порта (Италия)	Pi-10	8610±200	»	»
Зиберг-Фурштейнер (Швейцария)	Pi-6	10170±400	Переход от верхнего палеолита к мезолиту	Раннее послеледниковье
	B-16	10200±200		
Уселло (Голландия): слой с. Аренсбургской культурой;	Gro-1059	10720±85	Поздний мадлен	Верхний дриас
слой с культурой «Тьонгер»	Gro-607	10800±800		Аллерёд
	I-139/2	10880±160		
Риссен (ФРГ)	I-157 a	10560±200	» »	»
Ла Ваш (Франция): слой 2	L-336 c	11650±200		
слой 2	Gro-2025	12540±105	Мадлен VI-азиль	»
слой 4	Gro-2026	12850±60		
Абри дю Рок (Франция)	Gro-1903	13900±80	Средний мадлен	»
Шуссенквелле (ФРГ)	Gro-468	14470±385	Мадлен	Нижний дриас
Поггенвиш (ФРГ)	W-93	15150±150	Гамбургская ст. II	» »
Гуева дель Иова (Испания)	M-230	15350±700	Мадлен III	» »
Альтамира (Испания)	M-829	15500±700	То же	» »
Ласко (Франция)	C-404	15516±900	Мадлен	» »
Мейендорф (ФРГ)	W-172	15750±800	Гамбургская ст. I	» »
Сагвар (Венгрия) верхние слои	Gro-1783	17400±100	Поздний граветт	Вюрм 3
нижние слои	Gro-1959	18600±150		
Ложери верхний (Франция)	Gro-1888	20600±300	Верхний солютре	»
	Gro-1876	21735±250		
Абри-Пато (Франция): верхний слой	Gro-2100	20000±200	Протомадлен	Начало вюрма 3
	Gro-2071	20000±200		
	Gro-2115	20200±200		
	Gro-2081	20600±200		
	Gro-1853	20600±280		
	Gro-1857	20720±220		
нижний слой	W-191	23600±800	Перигорд IV (граветт)	»
	W-151	24000±1000		
Аггсбах (Австрия)	Gro-1327	22450±100	Граветт	Конец вюрма 2/3. Начало вюрма 3
	Gro-1354	25540±170		
Дольни-Вестонице (Чехословакия)	Gro-1286	25600±170	То же	То же
Павлов (Чехословакия)	Gro-1325	24800±150	То же	» »
	Gro-1242	26400±230		
Абри-Каминад (Франция)	Gro-1491	28800±250	Ориньяк I	Вюрм 2
Грот де Ренн (Франция)	Gro-1717	30370±300	Ориньяк	Вюрм 2
Исталлошко (Венгрия)	Gro-1501	30670±500	Ориньяк II	»
	Gro-1935	30710±600		

Окончание

Стоянка, местонахождение	Абсолютный возраст: лаборатория и № определений	Абсолютный возраст: возраст (лет до наших дней)	Типология	Геологический возраст
Ла Кина (Франция)	Gro-1489	30760±490	Ориньяк I	Начало вюрма 2
	Gro-1493	31170±350		
Виллендорф II (Австрия) слой 5	H-246/231	32000±3000	Граветт	» »
слой 4	Gro-1273	31840±2500	Ориньяк	» »
Грот де Ренн, сл. VII (Франция)	Gro-1736	33500±400	Перигород I (Шательперрон)	Вюрм 1/2
	Gro-1742	33640±250		
Пещера Нетопержева (Польша)	Gro-2181	38160±1250	«Ежмановская культура»	Вюрм 1/2?
Лебенштедт (ФРГ)	Gro-2083	55000±1000	Мустье	Вюрм 1
Гниф-Гнаф (Италия)	Gro-1353	>55000	То же	»
	Gro-?	~59000		
Спарвиль (Бельгия)	W-173	>36000	»	»

стоянки Виллендорф II. Расцвет этой культуры относится к более позднему времени — $W_{2/3}$, а в абсолютном летоисчислении к 25000—26000 лет назад (датировки граветтских стоянок Аггсбах, Дольни-Вестонице и Павлов).

Для определения верхнего предела существования граветта в восточной Европе интерес представляют недавно опубликованные датировки венгерской стоянки Сагвар, относимой на основании новейших археологических исследований к наиболее позднему восточному граветту (Gabori-Csank, 1960). Возраст ее нижнего слоя определен в 18 600±100 (Gro-[illegible]59), а верхнего слоя в 17 400±100 (Gro-1783).

Возраст верхнего солютре в Западной Европе (стоянка Ложери Верхне) определяется в 20 500—21 500 лет (W_3). Близким по возрасту (20 000—20 700 лет) оказывается и протомадлен (стоянка Абри-Пото). Развитие мадленской культуры охватывает интервал от 15 000 до 10 000 лет и относится уже к концу W_3 и позднему вюрму.

Для среднего палеолита Европы есть только две конечных датировки — 55 000 ± 1000 лет (Gro-2083) (стоянка Лебенштедт) и около 59 000 лет (стоянка Гниф-Гнаф), указывающие на древневюрмский (W_1) возраст мустье этих местонахождений.

Отсутствие достаточного числа датировок для среднего палеолита является существенным пробелом, препятствующим решению ряда спорных вопросов, касающихся геологического возраста начальных стадий мустье и эволюции этой культуры в более позднее время.

ЛИТЕРАТУРА

Anderson S. Th., Vries Hl. de, Zagwijn W. H. Climatic change and radiocarbon dating in the weichselian glacial of Danemark and Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 39 (n. s. 22), 38—42, 1960

Brandtner F. Lössstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und angrenzenden Gebieten. Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 127—175, 1956.

Leimanis A. Proposed local stratigraphy of the Wisconsin glacial stage in the area south of London, Southwestern Ontario. Contrib. Depart. Geology, Univ. West. Ontario, N 25, p. 24—30, London/Canada, 1959.

Lais Edith. Drumlinkerne, altere Würmschotter und das Würminterstadial — Profil von Hormating/Obb. Eiszeitalter und Gegenwart **11**, 64—76, 1960.

Ilgenhauer F. Das Paleolithikum von Willendorf in der Wahau, Niederösterreich. Forsch. und Fortschrit. **33**, 152—156, 1959.

Gaborine-Czank V. A ságvari telep absolút kormeghatározasa. «Archaeol. ert.» 87 N 2, 125—129, 1960.
Godwin H. Radiocarbon dating and quaternary history in Britain. Proc. Roy. Soc N 952, 287—320, 1961.
Gross H. Die bischerigen Ergebnisse von C^{14} — Messungen und paläontologische Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. Eiszeitalter und Gegenwart, 9, 155—187, 1958
Gross H. Noch einmal: Riss oder Würm? Eiszeitalter und Gegenwart, 10, 65—76 1959.
Mc Callum K. J. and Dyck W. University of Saskatchewan radiocarbon dates II Am. Journ. of Sci. Radiocarbon Supplement, V. 2, 73—82, 1960.
Movius H. L., Radiocarbon dates and upper paleolithic archeology. Current Anthrop. 1, 355—391, Chicago, 1960.
Narr K. J. C^{14} — Daten und die Gliederung des Jungpleistozäns. Forcsch und Fortschr., 33, 147—151, 1959.
Vries Hl. de. Radiocarbon dates for upper Eem und Würm-interstadial samples Eiszeitalter und Gegenwart, 9, 10—17, 1958.
Vries Hl. de. Radiocarbon dating of the fossil soils at Ober Fellabrunn. Proc. Acad Wet. Amsterdam, Ser. B, 62, N 1, Physics 84—91, 1959.
Vries Hl. de. Finite radiocarbon dates of Port-Talbot interstadial deposits in Southern Ontario. Science, 131, N 3415, 38—39, 1960.
Woldstedt P. Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. Eiszeitalter und Gegenwart 11, 148—165, 1960.
Wright H. E. Late pleistocene climate of Europe. Geol. Soc. of Am., Bull., 72, 933—984, 1961.

Л. И. АЛЕКСЕЕВА и И. И. ФИРУ

НАХОДКА НИЖНЕЙ ЧЕЛЮСТИ ПОЗДНЕЙ ФОРМЫ MASTODON BORSONI HAYS НА ТЕРРИТОРИИ ОЛТЕНИИ

(Румынская Народная Республика)

В краеведческом музее г. Крайовы (Румыния) хранится нижняя челюсть пребнезубого мастодонта Mastodon borsoni Hays (№ 11406). Эта челюсть была найдена в 1933 г. близ с. Велени, приблизительно в 40 км на запад-юго-запад от г. Крайовы. В этом районе широко развиты песчано-галечниковые отложения, относимые Э. Литяну (1959) частично к виллафранкскому и частично к сенпрестскому ярусам. Вполне возможно, что описываемая находка Mastodon borsoni происходит из отложений комплекса виллафранкских галечников. В пользу этого предположения свидетельствует частая встречаемость зубов M. borsoni в галечниках этого возраста, называемых в Румынии «галечники кындешти» (Литяну, 1959). Так, в этих галечниках M. borsoni найден в ряде мест на территории Крайовской области: Делени, Чернэешти и др. (Liteanu et Bandrabur, 1957). В галечниках сенпрестского яруса («галечники фретэшти») этот вид мастодонта уже не встречается.

Мастодонты — одна из характерных групп млекопитающих миоцена и древнечетвертичной фауне на территории Евразии представлены только двумя видами: Anancus arvernensis Croizet et Jobert и Mastodon borsoni Hays. Оба эти вида являются в Евразии последними формами двух различных семейств: Gomphotheriidae Cabrera (бугорчатозубые мастодонты) и Mastodontidae Gray (пребнезубые мастодонты). С исчезновением этих двух видов история развития группы мастодонтов на территории Евразии заканчивается [1]. Последний этап развития этой интересной и некогда

[1] На американском континенте мастодонты существовали до самого конца плейстоцена (Eiseley, 1945).

роко распространенной здесь группы мастодонтов приходится на начало четвертичного периода (на нижний эоплейстоцен, по схеме 1960 г. В. И. Громова). В развитии группы бугорчатозубых и группы гребнезубых мастодонтов наблюдается общее направление, проявляющееся в более или менее четко выраженном укорочении черепа, в результате чего происходит соответственное укорочение нижней челюсти и постепенное уменьшение величины нижних бивней и затем их полное исчезновение. В строении нижней челюсти Anancus arvernensis, не имеющей уже нижних бивней, можно видеть конечную стадию этого процесса. Что касается Mastodon borsoni, то находки более или менее полных нижних челюстей мастодонтов этого вида очень редки (даже единичны). Р. Антони и М. Фриан (Anthony et Friant, 1940) указывают, что M. borsoni, известный из отложений среднего и верхнего плиоцена юга Западной Европы, имеет еще очень маленькие нижние бивни. Можно предполагать, что находимые челюсти M. borsoni без нижних бивней принадлежат самой поздней форме этого вида.

Первая находка гребнезубого мастодонта на территории Евразии (Песчана близ г. Балта, Одесской области), нижняя челюсть которого не имела нижних бивней, была описана М. В. Павловой (1894; 1902, табл. 1, рис. 3). Отсутствие нижних бивней, несмотря на большое сходство в строении зубов этой формы с зубами M. borsoni, дало основание М. В. Павловой (1894) отнести найденные близ с. Песчана остатки гребнезубого мастодонта к Mastodon ohioticus Cuv.[2], широко распространенному в плейстоцене Северной Америки. М. В. Павлова (1894) пришла к выводу, что этот вид встречается на обоих континентах, но в Америке он существовал несколько дольше, чем в Европе.

Описываемая нижняя челюсть M. borsoni, найденная в Олтении, имеет в каждой половине три зуба (M_1, M_2, M_3), причем последний коренной зуб еще не затронут стиранием. Присутствие в челюсти еще первого коренного зуба (M_1) указывает, что эта челюсть принадлежала не совсем взрослому животному.

Приведем описание нижней челюсти и зубов M. borsoni (Музей Олтении № 11406):

	мм
Полная длина зубного ряда (M_1, M_2, M_3)	393
Наибольшая высота горизонтальной ветви (против конца M_3)	208
Длина симфиза	108
Наименьшая ширина симфизной впадины	32
Высота симфизной части нижней челюсти	110
Длина, ширина и высота M_1	95 × 80 × 48
» » » M_2	120 × 95 × 55
» » » M_3	174 × 114 × 55

Описываемая нижняя челюсть имеет очень короткий симфизный отдел (его длина в три раза меньше длины зубного ряда)[3]. Передняя часть челюсти округла и имеет две очень маленькие альвеолы (рис. 1). Присутствие альвеол дает основание предполагать, что животное имело или очень маленькие постоянные бивни или, скорее всего, только молочные бивни. Первый и второй постоянные коренные зубы образованы тремя гребнями; третий (последний) коренной зуб имет четыре гребня и задний талон.

[2] В настоящее время видное название M. ohioticus Cuv. считается, по правилам приоритета, синонимом M. americanus Kerr.

[3] Под длиной зубного ряда в данном случае понимается суммарная длина M_2 и M_3, так как у взрослых форм рода Mastodon функционируют в каждой половине нижней челюсти только эти два зуба.

Воротничковая бугорчатость особенно четко выражена только на наружной стороне коронки. На последнем коренном зубе слабо выраженная продольная борозда проходит почти по середине коронки. Поперечные долинки коренных зубов свободные (не перегорожены складками эмали, спускающимися от вершин основных бугров гребня в поперечные долинки).

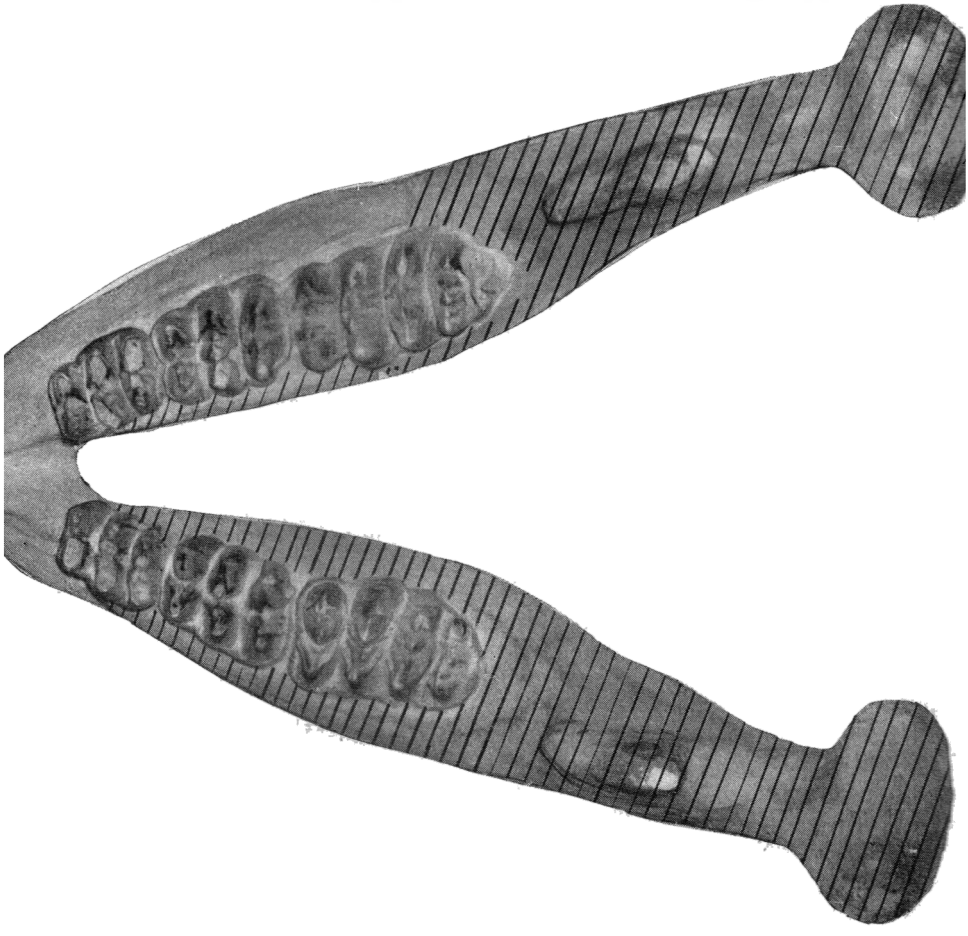


Рис. 1. Нижняя челюсть Mastodon borsoni Hays из Олтении (РНР); вид сверху ($^1/_7$ нат. вел.)

Штриховкой показана отреставрированная гипсом часть челюсти

В настоящее время для территории СССР есть много сведений о находках остатков (главным образом зубов) Mastodon borsoni. В недавно опубликованной работе Л. С. Белокрыса (1959) дана стратиграфическая протяженность этого вида от верхнего сармата до среднего плиоцена (включительно). Такая длительность существования одного и того же вида позволяет поставить вопрос: принадлежат ли находимые в отложениях этого времени остатки одному виду или нескольким видам гребнезубых мастодонтов? Чтобы более четко разобраться в этом вопросе, следует несколько остановиться на истории установления вида M. borsoni.

Этот вид мастодонта был выделен Хейем в 1834 г. как Mastodon borsoni по последнему верхнему коренному зубу (M^3), найденному в средне-

плиоценовых отложениях Пьемонта (Италия) и впервые изображенному в работе аббата Борсона (1823) [4]. В дальнейшем были найдены обломки нижних челюстей этого мастодонта; это позволило установить, что M. borsoni был короткочелюстным мастодонтом с очень маленькими нижними бивнями (Anthony et Friant, 1940). Изучение остатков M. borsoni, недавно проведенное Бергунью и Крузелем (Bergaunioux et Krouzel, 1961), позволило уточнить диагноз: нижние бивни M. borsoni очень малы (не функционируют), иногда отсутствуют.

Большое сходство в строении коренных зубов M. borsoni с зубами гребнезубых мастодонтов рода Mastodon, часто находимых в верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых отложениях, повлекло за собой ряд ошибок. К M. borsoni стали нередко относить остатки этих видов. Отличие M. borsoni от верхнемиоценовых и нижнеплиоценовых форм этого рода (M. turisensis, M. virgatidens и др.) заключается главным образом в строении переднего отдела нижней челюсти. Все формы гребнезубых мастодонтов времени существования гиппарионовой фауны на территории СССР имеют значительно более длинную нижнюю челюсть (длина симфиза почти равна длине зубного ряда M_2—M_3), и у них всегда присутствуют во взрослом состоянии два хорошо развитых прямых нижних бивня (Павлова, 1894, табл. III, рис. 5).

Нижняя челюсть M. borsoni, найденная на территории Румынии и хранящаяся в музее Олтении, еще раз показывает, что к виду M. borsoni следует относить только последних представителей гребнезубых мастодонтов, встречающихся в отложениях, синхронных виллафранку и астию Западной Европы. Нередко в этих же отложениях вместе с M. borsoni в Западной Европе встречается Anancus arvernensis. На территории юга Европейской части СССР A. arvernensis встречается очень часто. Однако местонахождения, где бы оба эти мастодонта были вместе, очень редки: Ренн (Синцов, 1888), Карьер Дорурс у г. Армавира (Алексеева, 1960). На территории Румынии в «галечниках кындешти» M. borsoni и A. arvernensis встречаются довольно часто.

Найденная в Олтении нижняя челюсть поможет установить более точный диагноз вида M. borsoni Hays. Строение нижней челюсти этой формы M. borsoni дает основание для постановки вопроса о пересмотре систематики гребнезубых мастодонтов гиппарионовой фауны, относимых часто к M. borsoni.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеева Л. И. Mastodon borsoni Hays в эоплейстоценовых отложениях Северного Кавказа. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 25, 1960.

Белокрыс Л. С. К вопросу о стратиграфическом распространении Zygolophodon borsoni Hays. Изв. Высш. уч. завед. (геология и разведка), 1959, № 8.

Громов В. И. О схеме подразделений четвертичной системы на территории СССР и за рубежом. Труды Геол. ин-та, вып. 26, 1960.

Литяну Э. Карта четвертичных отложений внекарпатской части Румынской Народной Республики. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 23, 1959.

Павлова М. В. Les Mastodontes de la Russie et leurs rapports avec les Mastodontes des autres pays. Зап. Акад. Наук. серия 8, т. I, № 3, 1894.

Павлова М. В. Новые находки Mastodon borsoni Lartet на юге России. Ежегодник по геол. и минерал. России, т. 5, 1901—1902.

Синцов И. И. Заметки о новых плиоценовых отложениях южной России. Зап. Новоросс. об-ва естеств., том XII, вып. 2, 1888.

Anthony R. et M. Friant. Remarques sur le Mastodon Borsoni Hays et les autres Mastodontes zygolophodontes de l'Europe. Bull. Mus. Hist. Nat., ser. 2, t. XII, N 7, 1940.

[4] Повторение изображения имеется в работе Осборна 1936 г.

Bergounioux F. M. et F. Crouzel. Zygolophoden borsoni Hays du Musee d'Histoire Naturalle de Dijon. Bull. Scientif. Bourgogne, t. XIX, (1948—1959), 1961.
Eiseley L. C. The mastodon and early man in America. Science, t. 102, N 2640, 1945.
Hays I. Descriptions of the Speciments of Inferior Maxillary Bones of Mastodons in the Cabinet of the American Philosophical Society, with Remarks on the genus Tetracaulodon (Godman). Trans. Amer. Phil. Soc., N. S., vol. IV, 1834.
Liteanu E. et T. Bandrabur. Geologia Cimpiei Getice meridionale dintre Jiu si Olt. Anuar. Com. Geol., vol. XXX, 1957.
Osborn H. F. Proboscidea. Amer. Mus. Nat. Hist., vol. I, 1936.

П. Д. ПОДГОРОДЕЦКИЙ

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ НАХОДКА В КРЫМСКОМ ПРИСИВАШЬЕ

От директора Победненской школы Джанкойского района П. Н. Ускова стало известно, что при заготовке сырья для местного кирпичного завода в 20 *м* от коренного левого берега р. Победной было вырыто большое количество крупных костей.

Осмотр на месте показал, что кости залегали компактной массой в лёссовидном суглинке на глубине от 4,5 до 5 *м* и до извлечения их бульдозером были целы. Нам удалось получить несколько крупных обломков этих костей в местной школе и часть их собрать в отвале. Оказалось, что это обломки костей конечностей, таза, лопатки, ребер, эмалевых пластинок зубов мамонта Elephas primigenius, а также обломок нижней челюсти с тремя молочными зубами и часть метатарса мелкой настоящей лошади Equus caballus subsp.

Сохранность костей и характер их залегания свидетельствуют о том, что они находились здесь на месте гибели животных.

Находка представляет научный интерес, так как, несмотря на сравнительно хорошую изученность Присивашья, подобной ей пока не встречалось.

Изучая отложения, вскрытые упомянутой выработкой, мы заметили, что их толща состоит из двух ярусов лёссовидных пород с хорошо выраженной границей между ними. Верхний ярус (мощность до 3 *м*) представлен лёссовидным суглинком, палево-желтым, рыхлым, с редкими включениями друз мелкокристаллического гипса, а нижний ярус, в котором обнаружены кости,— лёссовидным суглинком, серо-бурым (погребенная почва), средней плотности и с более частыми друзами крупнокристаллического гипса.

Для определения геологического возраста костеносных пород мы воспользовались схемой возрастного расчленения четвертичных отложений Присивашской части степного Крыма, разработанной И. Г. Глуховым (1956) и Е. В. Львовой (1958) по материалам их геологических исследований 1951—1953 гг. Как известно, из-за отсутствия палеонтологического и палеоботанического материала они предложили установить возраст четвертичных пород Присивашья по косвенным данным: в частности, на основе сопоставления террас горного Крыма с погребенными галечниковыми и почвенными горизонтами, выделенными в толще суглинков степного Крыма.

Согласно этой схеме верхний ярус описанного искусственного обнажения следует датировать поствюрмом, а нижний, представляющий собой

первый погребенный горизонт почв,— вюрмом. Наряду с этим наличие в этой погребенной почве костей мамонта, вымершего на юге СССР в конце вюрмского века, исключает более раннюю датировку почвенного горизонта. Кроме того, о вюрмском возрасте костеносных пород свидетельствуют свойственные этому веку небольшие размеры обнаруженной здесь лошади и средняя степень складчатости эмали ее зубов.

Таким образом, находка остатков названных животных позволяет высказаться в поддержку предложенного упомянутыми исследователями возрастного расчленения четвертичных отложений Присивашья.

Наряду с этим, видно, что в сравнительно холодный и влажный вюрмский век в Присивашье были благоприятные природные условия для жизни мамонта. Учитывая, что он питался преимущественно различными луговыми травами, злаками, осоками, как показал анализ остатков пищи мамонта, найденного на р. Березовке в Якутии (Сукачев, 1914), можно думать, что в долинах рек (ныне «сухоречий») Присивашья, в то время были распространены обширные пойменные луга. Балка Поль, нижняя часть которой называется р. Победной, тогда также представляла собой настоящую реку. На это указывает обнаруженная в ней буровыми скважинами мощная толща аллювия, который прослеживается на всем протяжении балки под современными аллювиально-делювиальными отложениями (Львова, 1958).

Следует также заметить, что гипсометрическое положение Присивашья в то время было выше, чем сейчас. Об этом свидетельствует залегание части упомянутых аллювиальных отложений балок ниже уровня современного моря.

Таким образом, описанная палеонтологическая находка представляет интерес для изучения стратиграфии и для восстановления палеогеографических условий Крымского Присивашья.

ЛИТЕРАТУРА

Глухов И. Г. Некоторые данные о четвертичных отложениях в Присивашской части степного Крыма, Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы (т. 61), отд. геол., т. 31, вып. 3, 1956.

Львова Е. В. Четвертичные отложения северной части степного Крыма. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Киев, 1958.

Сукачев В. Н. Исследование растительных остатков из пищи мамонта, найденного на р. Березовке Якутской области. В кн.: «Научные результаты экспедиции, снаряженной Академией наук». Пг., 1914.

А. П. ЧЕРНЫШ

НОВЫЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ НА ДНЕСТРЕ

Несмотря на то что в последние годы основное внимание в изучении палеолита Приднестровья уделялось стационарным исследованиям многослойных палеолитических памятников (Черныш, 1959а), все же во время наших работ на Среднем Днестре производились и разведочные работы, которые дали возможность обнаружить несколько новых палеолитических местонахождений.

Так, в частности, в 1959 г. было открыто три таких местонахождения.

Первым из этих пунктов является с. Колодрибка, Залещицкого района, Тернопольской области

Здесь на поверхности мыса второй надпойменной террасы левого бер га Днестра, в урочище, которое местным населением именуется «Глоды было обнаружено несколько кремневых изделий палеолитического врем ни, изготовленных из галечного кремня. Эти изделия состоят из небольш го отщепа из светло-коричневого просвечивающегося кремня с легким н летом синеватой патины, кремневой гальки со следами скола и нуклеу из овальной гальки, размерами 60 × 46 × 28 *мм* (рис. 1, *1*).

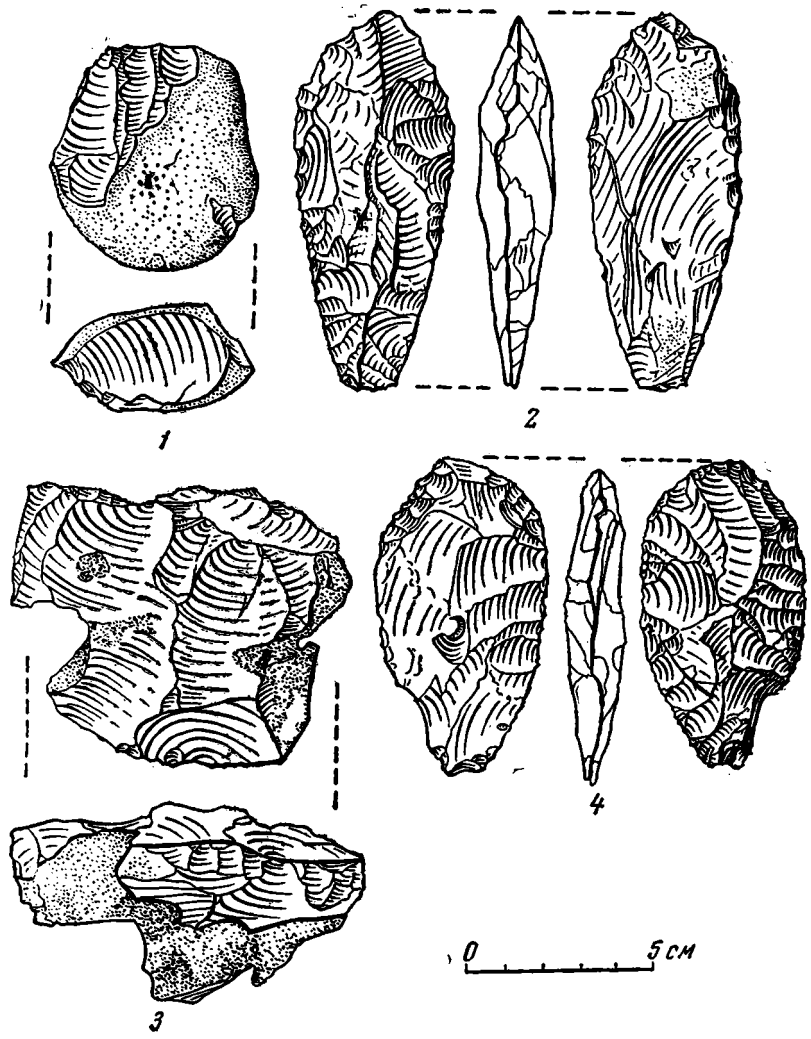


Рис. 1. Кремневые орудия из местонахождений Колодрибка (*1*), Пятихатки (*2*), Выхватновцы (*3—4*). *1, 3* — нуклеусы; *2, 4* — наконечники.

На нуклеусе из Колодрибки есть одна ударная площадка, сформирова ная одним сколом, направленным поперечно по отношению к оси издел С этой площадки в направлении нижнего конца скалывали небольшие п стины. Нижний конец нуклеуса, очевидно, во время отбивания пласт упирался в какую-то основу, так как на нижнем конце имеются сле сколов с противоположной стороны. Участки без корки покрыты син патиной.

Материалы из Колодрибки можно сравнить с материалами таких стоянок Приднестровья, как Вороновица I (верхний слой), Сокол I, Оселивка, и других памятников выделенной нами шестой хронологической группы позднепалеолитических стоянок Приднестровья, соответствующих позднемадленскому времени.

Так, на стоянках Вороновица I (верхний слой), Сокол I и других были встречены серии небольших нуклеусов из галек, предназначенных, как и в Колодрибке, для складывания небольших удлиненных пластинок. Местонахождение кремней из Колодрибки, несмотря на их небольшое количество, можно датировать концом палеолитического времени.

Следующее новое позднепалеолитическое местонахождение обнаружено в окрестностях с. Выхватновцы, Каменец-Подольского района, Хмельницкой области.

Здесь на склоне высокой VII террасы Днестра на правом берегу р. Студеница, в 1 *км* юго-восточнее с. Выхватновцы, на участке поля, именуемом «Загороды» (площадь колхозного карьера), были собраны кремневые изделия из мелового кремня с глубокой белой патиной. Эти находки связаны с нижним горизонтом развитой здесь мощной голоценовой почвы и находятся несомненно во вторичном залегании.

Собранные здесь кремневые изделия состоят из трех обломков небольших массивных пластин, двухплощадочного нуклеуса неправильнопризматической формы (размерами 73 × 51 × 90 *мм*), изготовленного из кремневой конкреции (см. рис. 1, *3*), и массивного кремневого наконечника дротика с двусторонней обработкой плоской ретушью (см. рис. 1, *4*).

Размер найденного здесь наконечника 80 × 43 × 15 *мм*. С одной стороны наконечник имеет глубокую белую патину, а с другой — синюю. По форме он относится к овальным, хотя нижний, несколько более узкий конец имеет небольшую выемку. Этот конец является черешковой частью наконечника.

В настоящее время на Днестре известна довольно большая серия кремневых наконечников дротиков позднепалеолитического времени, имеющих двухстороннюю обработку плоской ретушью.

Такие наконечники были встречены в Городнице (Борисковский, 1954, рис. 40, № 1), Незвиске (Борисковский, 1954, рис. 41, № 1, 3), Ганнусивках и Конюшках (Kozlowsky, 1939, рис. 1, № 25—27), Устье зеленом [1], Бабине I (Черныш, 1959, фиг. 2), Бабине II (Moroşan, 1938, рис. VI, № 1), Бабине I (Черныш, 1960а, рис. 6, № 7), Китайгороде II (Рудинський, 1947, табл. 9, № 13), Кормане (Черныш, 1950б), Гуре Каменке [2], Оселивке (Черныш 1959б, рис. 17 и 45), Вороновице I и Молодове V (Черныш 1959а, фиг. 17, *13* и фиг. 33, *20*).

Всего в Приднестровье сейчас известно более 20 наконечников с двусторонней обработкой, но лишь наконечники из последних двух пунктов были обнаружены во время раскопок в культурном слое; остальные являются подъемными находками.

На Днестре в настоящее время известно много наконечников, повторяющих почти все типы известной стоянки Бадегуль (Cheynier, 1949), но преобладают среди них все же наконечники овальной формы.

Находка наконечника близ с. Выхватновцы дает основание для датировки этого нового местонахождения временем второй хронологической группы позднепалеолитических памятников Приднестровья, соответствующей времени развитого солютре.

[1] Коллекция киевского исторического музея (сборы Ю. Полянского).
[2] Сборы автора.

Наконец, отдельная находка палеолитического времени была обнару жена на склоне плато над правым берегом оврага Поливанов Яр, в 5 *км* о правого берега Днестра, близ хутора Пятихатки, Кельменецкого района Черновицкой области.

В этом пункте был поднят наконечник дротика размером 98 × 38 × × 18 *мм* с двусторонней обработкой поверхности плоской, а в некоторы местах ступенчатой ретушью. Он изготовлен из коричневого мелового кремня; поверхность его имеет беловатую патину (см. рис. 1, *2*); форм наконечника удлиненно-листовидная, черешковая часть уплощена и имее прямоугольное окончание, что облегчало насаживание наконечника в древко.

Эта находка позволяет включить в список солютрейских местонахожд ний Приднестровья также и хутор Пятихатки.

Заканчивая описание небольшого количества материалов подъемно характера из разведок 1959 г. в Среднем Приднестровье, мы хотим сказат что несмотря на небольшое количество изделий они все же имеют извес ный интерес. Особенно интересны находки наконечников дротиков, обраб танных плоской ретушью с двух сторон. Они свидетельствуют о больш распространенности в Приднестровье охотничьих позднепалеолитическ поселений, в которых при изготовлении метательных орудий из крем применялась плоская отжимная ретушь.

ЛИТЕРАТУРА

Борисковский П. И. Палеолит Украины, МИА СССР, вып. 40, М., 19
Рудинський М. Я. Пушкарівський палеолітичний постій і його місце в ук їнському палеоліті. Археологія, т. І. Київ, 1947.
Черныш А. П. Новые данные о палеолите и мезолите Днестра. КСИИМК, в XXXII. М., 1950а.
Черныш А. П. Редкая находка палеолитического кремневого наконечника Среднем Днестре, КСИИМК, вып. XXXV. М., 1950б.
Черныш А. П. Поздний палеолит Среднего Приднестровья. Труды Комиссии изуч. четверт. периода, т. XV, 1959а.
Черныш П. А. Исследования стоянки Молодова V в 1955 г. Краткие сообщ ИИМК, вып. 73, 1959б.
Cheynier A. Badegoul, station solutreenne et proto-magdaleninne. Archives l'Institut de Paleontologie Humaine, memoire 23. Paris, 1949.
K. Kozlowsky. Zarys pradziejiw polski poludniowo-wschodnie, Lwow, 1939.
Moroşan N. Le pleistocene et le paleolithique de la Roumanie du Nord-est. B reşti, 1938.

А. И. МЕДЯНЦЕВ

ВЕТРОГРАННИКИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В НИЗОВЬЯХ РЕКИ ЛЕНЫ

Гальки с ветровой обработкой, или ветрогранники[1], встречаютс обоим берегам р. Лены между устьем р. Вилюя и Жиганском. Галы валуны с эоловой шлифовкой известны также в отложениях пятой на ленной террасы в низовьях р. Вилюя (Алексеев, 1958). Есть сведени

[1] Среди терминов, употребляющихся в нашей литературе для обозначени ровой обработки валунов или галек, это название применяется наиболее част не отражает того, что обработка производится песком, и применимо не ко формам ветровой обработки (не годится, например, для поверхностей, отполи ных ветром).

они имеются и в среднем течении р. Лены (начиная примерно от устья р. Витима) [2].

Ветрогранники можно видеть чаще всего в тонком слое делювия на поверхности террас и на их склонах, а иногда просто на бечевнике. На правом берегу р. Лены, в 4—5 *км* выше пос. Тунгус-Хайята, на поверхности второй террасы и по ее склонам много галек самых различных размеров (от 2 до 10 *см* в поперечнике) с отчетливой ветровой обработкой. Примерно в 20 *км* к северо-западу вторая терраса прорезается р. Дянышкой, и там также много хорошо сохранившихся ветрогранников (до 25 *см* в поперечнике). Значительно реже их можно найти in situ в аллювиальных песках или суглинках, где они образуют тонкую прослойку, мощность которой в отложениях второй надпойменной террасы р. Лены составляет всего лишь 12—15 *см*, а в поверхностном суглинке пятой террасы в Черемыи-Хайята — около 25 *см*.

Ветер обрабатывал гальку лишь в поверхностном слое песчано-галечных отложений террас, причем это происходило в течение сравнительно небольшого промежутка времени (поскольку мощность прослойки столь незначительна).

Ветровая обработка недолговечна, ее следы быстро стираются при выветривании или переотложении обломков. По мнению Н. А. Нагинского (1953), наличие ветрогранников вообще свидетельствует о том, что они не переотлагались, поскольку ветровая обработка быстро уничтожается при последующем водном переносе.

В долине р. Лены ветрогранники в тех случаях, когда они бесспорно находятся in situ, обычно относительно свежего облика. В делювии они могут иногда иметь слегка сглаженные грани, с которых почти стерта ветровая полировка, а острые ребра отдельных граней притуплены при их разрушении.

Очень часто обработана только одна сторона гальки, тогда как на других сохраняются следы хорошей речной окатанности; реже ветрогранники напоминают типичные «ледниковые утюги» [3], на верхней плоскости которых находятся грани или полированные участки. Иначе говоря, ветровой обработке подвергался материал, переотложенный реками, потоками талых вод или ледником. Ветрогранники встречаются в сравнительно узкой полосе долины Лены — вряд ли более 10—15 *км* по обе стороны от современного русла. Можно предполагать, следовательно, что ветровая обработка затрагивала гальки, лежавшие на поверхности тогдашней поймы (ныне вторая надпойменная терраса) и на тех высоких террасах, которые в то время находились в пределах этой полосы. В отложениях первой надпойменной террасы ветрогранники не обнаружены, и это вряд ли случайно. По всей вероятности, благоприятные для ветровой обработки условия уже не возникали после образования второй террасы.

Петрографический состав ветрогранников в какой-то степени свидетельствует об их молодом возрасте, поскольку во многих случаях среди них резко преобладают сравнительно податливые серые песчаники «верхоянского комплекса» (до 97%). В делювии и на бечевнике чаще встречаются ветрогранники более устойчивых пород (кварц, кварцит), так как с галек песчаников следы ветровой обработки стираются гораздо быстрее.

С какой же климатической обстановкой связана ветровая обработка в долине р. Лены? О ней мы знаем очень мало. Так, о направлении ветров,

---

[2] Устное сообщение Н. П. Куприной.

[3] Ледниковыми утюгами А. Р. Бурачек (1955) называл плоские камни, один край которых в процессе ледникового переноса истирался более сильно, в результате чего они приобретали утюгообразную форму.

преобладавших в то время на р. Лене, пока имеются только данные Г. Ф. Лунгерсгаузена, который предполагает, что ориентировка современных и древних дюнных накоплений, наклон косой слоистости, расположение граней на ветрогранниках, залегающих in situ, «позволяют с полной достоверностью установить господствующее направление ветров четвертичного времени как юго-восточное и восток-юго-восточное» (Лунгерсгаузен, 1957, стр. 527).

Была ли связана ветровая обработка с оледенением или наоборот с межледниковыми условиями? Такой вопрос вполне закономерен, поскольку оледенение этой части Восточной Сибири (по крайней мере, во второй половине плейстоцена) не вызывает в настоящее время серьезных возражений. Чтобы разобраться в этом, необходимо хотя бы в общих чертах познакомиться с самим процессом обработки. Много интересных данных по этому вопросу накопилось у американских исследователей, изучавших его довольно подробно и опиравшихся не только на полевые наблюдения, но и на экспериментальные работы.

В 1949 г. Р. Шарп (Sharp, 1949) опубликовал большую статью о ветровой обработке галек, происходившей в плейстоцене вдоль восточного подножия гор Биг-Хорн в штате Вайоминг (США). Он указывал, что в этом процессе основную роль играла коррадирующая деятельность песка, переносимого сильными ветрами. Над поверхностью грунта образуется «ветровой поток», плотно насыщенный частицами песка, которые перемещаются скачками, постоянно ударяясь о камни и при этом стачивая их. Если камень лежит достаточно долго в одном положении, то обрабатываемая песком плоскость постепенно стирается и становится гладкой и полированной. По мере того как уменьшается наклон этой плоскости, уменьшается и интенсивность обработки, а на горизонтальных поверхностях, как показывают экспериментальные данные, песчаной корразии не происходит (Schoewe, 1932). Действие ветрового потока, плотно насыщенного песком, Ч. Лонгуэлл удачно сравнивает с современными пескоструйными аппаратами со сжатым воздухом, которые применяются для очистки каменных стен (Longwell, Knopf and Flint, 1948).

Если камень по какой-либо причине изменяет свое положение, то обработке подвергается другая плоскость, пересекающаяся в дальнейшем с обработанной ранее плоскостью. При последующих перемещениях камня грани будут развиваться на тех его сторонах, которые окажутся в зоне действия насыщенного песком ветрового потока.

Перемещение камней в процессе ветровой обработки, а следовательно, и образование нескольких граней объясняется мерзлотными явлениями в грунтах, переворачиванием камней особенно сильными ветрами, дождевым смывом, сползанием, ветровым подкапыванием, возникающим при небольших завихрениях на подветренной стороне камня, деятельностью животных и т. п.

В результате экспериментальных исследований было выяснено, что интенсивность и характер обработки определяются плотностью распределения песчаных зерен в ветровом потоке, высотой камней над поверхностью грунта и устойчивостью пород.

Для образования насыщенного песком ветрового потока необходимо, по мнению Р. Шарпа, сочетание определенных условий: достаточного количества обрабатывающего материала, сильных ветров постоянного направления, ровных и плоских поверхностей в рельефе и отсутствия растительного покрова. Такие условия, как считают многие американские геологи, встречаются в аридных пустынных областях и в меньшей степени на песчаных побережьях с гумидным климатом. Это хорошо иллюстрируется картой, составленной в 1935 г. Ч. Вентворзом и Р. Дики, на которой местона-

ождения образующихся ныне ветропранников приурочены к тихоокеанскому побережью в Калифорнии и к засушливым районам в западной части ША, а «ископаемые» ветрогранники связаны с ледниковой и приледниковой зонами (Wentworth and Dickey, 1935).

Нахождение ветрогранников в ледниковых отложениях или в непосредственной близости от них показывает, что благоприятные условия для ветровой обработки могут возникать в пустынных областях с холодным климатом. Такие «холодные пустыни» характерны для приледниковых зон, о было недавно подтверждено К. К. Марковым (1956) для Антарктического ледникового щита. Вполне вероятно, что сходные условия могли ществовать и перед большим предгорным ледником, спускавшимся с западных склонов Верхоянского хребта. Они могли возникать и при появлеи сравнительно небольших и недолго существовавших ледников, котоые даже не соединялись в единый предгорный покров. В этом случае становится более понятной кратковременность периода ветровой обработки.

В бассейне р. Лены ветропранники пока не обнаружены в морене, хотя других местах такие находки есть. Как указывает Н. А. Нагинский 953), о «фасетчатых валунах» в морене еще в 1908 г. писал Н. Н. Богобов, проводивший исследования в Калужской губернии. В Западной Сири многочисленные «ветровики» встречаются в моренных отложениях ежних ледниковых покровов, где их количество, однако, значительно ньше (30—40% от общего количества галек), чем в приледниковой зоне о 55%) или в полосе размыва (до 80%) ледниковых отложений (Нагинский, 1953). Л. Тизмейер и Р. Дигмен отмечали ветрогранники в конечной рене канзасского оледенения в районе Стивенс Пойнт (штат Висконн) причем они подчеркивают, что ветровая обработка несомненно оисходила до включения валунов в морену (Thiesmeyer and Digman, 42).

Многие исследователи поддерживают мнение о том, что ветровая обратка происходила в перигляциальных зонах ледниковых покровов или ред фронтом больших долинных ледников на песчаных и галечных ровых участках, затоплявшихся талыми водами и открытых для сильных тров.

Можно предполагать, что сравнительно узкая полоса, в которой ныне тречаются ветрогранники в низовьях р. Лены, была когда-то отчасти евней поймой, где в ледниковое время существовали идеальные условия я ветровой обработки. Она была, наверно, совсем такой же, как и нышние песчаные косы и острова в русле Лены, на ровной поверхности торых разбросана редкая галька. Они часто затопляются при дождевых водках, слагающий их песок неоднократно перевевается сильными штормами — все это мешает появлению и закреплению растительного покрова. тровая обработка на них, однако, не происходит вследствие того, что перь ветры не имеют постоянного направления.

Древняя пойма находилась вблизи ледников, выходивших в долину ны и создававших условия, близкие к условиям «холодной пустыни» езкими ветрами, имевшими постоянное направление. На песчаных порхностях высоких террас, находившихся в той же холодной пустыне, ли, очевидно, несколько иные условия, и отсутствие растительности опделялось не периодическими затоплениями, а действием постоянных одных ветров.

Для образования мощной системы сильных ветров постоянного направния наличие ледников не всегда, однако, считается необходимым. Шарп (Sharp, 1949) составил схематическую карту направления плейценовых ветров в районе Биг-Хорна. Анализируя эту схему, он пришел аключению о решающем значении горного рельефа и отсутствии суще-

ственного влияния не только горных ледников самого Биг-Хорна, но и ледникового покрова (находившегося, примерно, в 400 *км* к северу от места, где происходила ветровая обработка). Вряд ли такой вывод имеет общее значение, да и, кроме того, Р. Шарп, по-видимому, не учитывал того, что влияние громадного ледникового щита, занимавшего значительную часть Северной Америки [4], могло сказываться на сравнительно больших расстояниях.

В горах Западного Верхоянья орографический контроль был и остается весьма важным фактором деятельности ветров. Но нельзя забывать, что нынешний рельеф, в сущности, почти ничем не отличается от того рельефа, который в конце верхнего плейстоцена существовал в долине р. Лены и прилегающих к ней горах. Тем не менее ветровая обработка сейчас не происходит. Решающим фактором оказались мощные долинные ледники, игравшие весьма заметную роль не только в образовании масс холодного воздуха, но и в направленности и скорости их движения.

Ветрогранники в низовьях р. Лены встречаются на различных высотах (от второй до пятой террасы). Обстановка, благоприятная для ветровой обработки, могла существовать одновременно на всей этой большой территории, повторяясь в течение определенных эпох со сходными климатическими условиями. В этих случаях ветрогранники в различных отложениях или на разных формах рельефа будут иметь одинаковый возраст и могут представлять известный стратиграфический интерес. Но подобная обстановка могла возникать в разное время на отдельных участках долины в результате локальных климатических изменений, имевших сравнительно небольшой масштаб и связанных, например, с периодическим наступанием долинных ледников, выходивших в широкую приленскую равнину. Тогда возраст ветрогранников в разных частях долины будет различный и их сопоставление окажется весьма неблагодарной и трудной задачей.

В низовьях р. Лены мы, по-видимому, имеем дело с ветрогранниками, оставшимися на различных высотах после самого последнего периода существования условий, при которых возможна ветровая обработка.

Что же касается ветрогранников, обнаруженных М. Н. Алексеевым в низовьях р. Вилюя, то они, очевидно, образовались несколько раньше, быть может в то время, когда верхоянские ледники продвигались наиболее далеко на запад.

Ленские ветрогранники, как уже упоминалось, встречаются преимущественно на поверхности второй надпойменной террасы или в ее верхних горизонтах. Они сосредоточены в узкой полосе, причем в ее же пределах следы ветровой обработки можно видеть и на высоких террасах. На различных расстояниях от этой полосы прослеживаются конечно-моренные гряды, указывающие на определенные этапы развития последнего (зырянского) оледенения. В течение одного из таких этапов находившийся вблизи ледник создавал благоприятные условия для ветровой обработки. Мы пока не можем, к сожалению, установить возраст отдельных этапов зырянского оледенения в Западном Верхоянье, и потому о возрасте ленских ветрогранников можно только сказать, что они относятся к верхнему плейстоцену. Поскольку вилюйские многогранники были связаны с наибольшим продвижением верхоянских ледников к западу, их происхождение можно отнести к максимальному оледенению, которое, по мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957), происходило в среднем плейстоцене.

В заключение следует заметить, что ветрогранник должны привлекать внимание не только своими оригинальными формами, но и тем, что они

[4] По данным Р. Флинта, во время последнего (висконсинского) оледенения две трети площади Северной Америки были покрыты ледниковым щитом (Flint, 1957).

дают возможность делать определенные палеогеографические выводы. В частности, в низовьях р. Лены они непосредственно связаны с оледенением и являются своеобразными указателями близкого положения края ледника.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. Автореф. дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. М., 1958.
Бурачек А. Р. Вопросы литологии ледниковых отложений Витимо-Патомского междуречья. Вопросы геологии Азии, т. II. М.— Л., 1955.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы. Труды Междувед. совещ. по разработке унифиц. стратигр. схем Сибири. М., Гостоптехиздат, 1957.
Марков К. К. Некоторые данные о перигляциальных явлениях в Антарктиде (предварительное сообщение). Вестник МГУ, серия биол., почв., геол . и геогр., 1956, № 1.
Нагинский Н. А. Области развевания четвертичных ледниковых покровов Западно-Сибирской низменности. Докл. АН СССР, 1953, т. 91, № 2.
Flint R. F. Glacial and Pleistocene geology. New York, 1957.
Longwell C. R., Knopf A. and Flint R. F. Physical geology, Third edition, 1948, p. 200—201.
Schoewe W. H. Experiments on the formation of wind-faceted pebbles. Amer. Journ. of Science, 1932, 5-th series, v. 24. pp. 111—134.
Sharp R. P. Pleistocene ventifacts east of the Big Horn Mountains, Wyoming. Journ. of Geol. 1949, v. 57, N 2, pp. 157—195.
Thiesmeyer L. R. and Digman R. E. Wind-cut stones in Kansas drift of Wisconsin, Journ. of Geol. 1942, v. 50, N 2, pp. 174—188.
Wentworth C. K. and Dickey R. L. Ventifact localites in the United States. Journ. of Geol. 1935, v. 43, N 1, pp. 97—104.

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ, А. Л. ДЕВИРЦ, Н. Г. МАРКОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ АЛЛЕРЁДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЛЕНИНГРАДА

Деградация ледникового покрова на северо-западе Русской равнины происходила в обстановке улучшения климатических условий, осуществлявшегося пульсационно. Наиболее значительное потепление происходило в аллерёде: в это время льды отступили далеко на север Скандинавии и в районы, освободившиеся от ледникового покрова, проникли древесные породы: ель, сосна, береза. Палеогеографическое и стратиграфическое значение аллерёдского интервала настолько велико, что с началом его нередко связывают нижнюю границу послеледникового времени — голоцена (Нейштадт, 1957). Однако существует и довольно распространенное мнение об отнесении аллерёда к позднеледниковому времени, скорее всего на правах последнего плейстоценового межстадиала; при этом нижняя граница голоцена сопоставляется с более молодым рубежом, ознаменовавшимся окончанием ледниковой стадии сальпаусселька, началом трансгрессии ильдиевого моря и появлением мезолитических культур в районе Балтики.

Аллерёдские отложения подробно исследовались в Прибалтике. Особый интерес представляют разрезы аллерёдского торфа мощностью от 5

до 110 *см* у станции Горелово (примерно в 15 *км* к юго-западу от Ленинграда), наиболее тщательно изучавшиеся К. К. Марковым. Торф местами (например в долине р. Койеровки) переходит в погребенную глеевую почву и повсеместно перекрыт трансгрессивно залегающими песчанистыми глинами и песками, которые накапливались во время молодой стадии балтийского ледникового озера, одновозрастной с ледниковой стадией сальпаусселька. Песчанистые глины и пески слагают крупный береговой вал, абсолютная высота которого достигает почти 30 *м* над уровнем моря. Торф подстилается маломощным горизонтом среднезернистых песков с галькой (осадки ранней стадии балтийского ледникового озера), переходящих в морену, в составе которой большую роль играют местные коренные породы — кембрийские синие глины. Таким образом, погребенный торф у станции Горелово оказывается древнее стадии сальпаусселька и моложе ранней стадии балтийского ледникового озера, что наряду с данными спорово-пыльцевого анализа позволило К. К. Маркову (1931а) констатировать аллерёдский возраст торфа.

Сделанные К. К. Марковым (1931а, 1931б) геохронологические оценки абсолютного возраста (по ленточным глинам) показали, что ледниковый покров, оставивший морену, вскрытую в основании разрезов у станции Горелово, растаял в районе Ленинграда и его окрестностей 11 850 или 12 150 лет назад (разница зависит от привязки к шведской или финляндской хронологическим шкалам).

В 1961 г. в лаборатории, возглавляемой акад. А. П. Виноградовым, в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР был определен абсолютный возраст достаточно крупного образца сосновой древесины (вес около 150 *г*), взятой из базального горизонта, насыщенного галькой на глубине 1,2 *м* от поверхности недалеко от р. Дудергофки севернее станции Горелово [1].

Датирование было произведено путем счета активности углекислоты, полученной из данной древесины. Образец после предварительной обработки сжигался в токе кислорода до углекислоты, которая затем подвергалась очистке над окисью кальция. Используемая окись кальция получается из исландского шпата, так как содержит наименьшее количество радия. Однако во избежание загрязнения углекислоты радоном полученные газы выдерживаются около трех недель, прежде чем они используются для наполнения пропорционального счетчика. Измерение активности C^{14} исследуемого образца проводилось в пропорциональном счетчике объемом около 1 *л*. Углекислота вводилась в счетчик до давления 2 *атм*. При этом были получены следующие значения: фон 7,1 *имп/мин*, чистый счет современного углерода 10,4 *имп/мин*. Счет антисовпадений контролировался путем записи его на бумажную ленту самопишущего прибора ЭПП-09 в течение всего периода измерения (24 часа). (Виноградов и др., 1959).

Полученное значение возраста 12 150 ± 390 лет назад (Мо-201) подтверждает, что слои, вмещающие образец, накоплялись в самом начале аллерёда. В общем радиоуглеродная датировка достаточно согласуется с ранее установленными геохронологическими данными, однако не исключена вероятность того, что льды покинули район Ленинграда в несколько более древнее время.

Если принять во внимание, что предшествовавшие аллерёду ранние стадии балтийского ледникового озера существовали в районе Ленинграда

---

[1] Образец любезно был представлен доцентом ЛГУ О. М. Знаменской, за что авторы выражают ей искреннюю благодарность.

не менее 400—500 лет (оценки возраста по ленточным глинам — Марков, 1931а), то деградацию оледенения в этом районе следует отнести не менее чем к 12 500—12 600 лет назад.

В пользу этой гипотезы свидетельствуют и результаты пыльцевого анализа. На пыльцевом спектре торфяника на р. Черная Лиговка (Марков, 1931а) хорошо представлен почти весь аллерёд (за исключением начальных фаз). В фазу его климатического оптимума в данном районе широко распространялись хвойные леса (в слоях торфа содержание пыльцы ели 19%, сосны — 72%, примесь березы — 33%). В подстилающем горизонте песков с галькой отмечается уменьшение содержания пыльцы сосны (до 27%) и увеличение содержания пыльцы березы (до 65%); однако кривая ели образует выраженный максимум — 28%. Последний может соответствовать оптимуму более древнего теплого интервала, выделявшегося в Калининградской области (аллерёд I), (Gross, 1937), Дании (Iversen, 1942) и Литве (бёллинг) (Gudelis, Kabailienė, 1958). Принимая во внимание, что согласно данным радиоуглеродного метода (Tauber, 1960; Nilsson, 1959), общая продолжительность аллерёда в Южной Балтике составляет около 1000 лет, а продолжительность среднего дриаса и бёллинга около 450 лет, нетрудно получить подтверждение приведенных оценок времени таяния ледникового покрова в районе Ленинграда.

Повторное проведение спорово-пыльцевого анализа и получение дополнительных радиоуглеродных датировок аллерёдских отложений у станции Горелово позволят значительно расширить и углубить представления о хронологии и палеогеографии эпохи деградации ледникового покрова на северо-западе Русской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П., Девирц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г., Мартищенко Л. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14}. Сообщение 2. «Геохимия», 1959, № 8.

Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Труды Гл. геол.-развед. упр., вып. 117, 1931а.

Марков К. К. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. «Природа», 1931б, № 4.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957.

Gross H. Nachweiss der Allerödschwankung im süd-und ostbaltischen gebiet. Beihefte zum Botanischen Centralblatt, Bd. 58, Abt. B, 1937.

Gudelis V., Kabailienė M. Allerodinis ir priešallerodinis laikotarpiai Lietuvoje Nopaičio pelkės palinologinių tyrimų šviesoje. Lietuvos TSR Mokslų Akademija, Geologijos ir Geografijos Institutas, Moksliniai Pranešimai, t. 6, 1958.

Iversen J. En pollenanalytisk Tidsfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. Meddelelser fra Dansk aeologisk Forening, Bd. 10, H. 2, 1942.

Nilsson T. Aktuella utvecklingslinjer inom svensk allmän kvartärgeologi. Geologiska Föreningens i Stockholm Forhandlingar, bd. 81, h. I, 1959.

Tauber H. Copenhagen natural radiocarbon measurements III. Corrections to radiocarbon dates made with solid carbon technique. American Journal of Science Radiocarbon Supplement, vol. 2, 1960.

В. И. ЕЛИСЕЕВ

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

(по материалам рабочего совещания по изучению четвертичных отложений Кызылкумов 3—15 июня 1960 г.)

Во время совещания по изучению четвертичных отложений Кызылкумов автором этой заметки были высказаны некоторые соображения о стратиграфическом положении и объеме литолого-генетических комплексов, выделяемых среднеазиатскими геологами и о возможности сопоставления этих комплексов со стратиграфической схемой Европейской части СССР. Ниже излагаются эти соображения, которые возникли как следствие проведенных маршрутов, а также изучения литературных источников.

Маршруты по долинам рек Чирчик и Сыр-Дарьи убедили нас в том, что здесь прослеживаются три комплекса отложений: ташкентский, голодностепский и сырдарьинский, которые в геоморфологическом отношении представляют собой три террасы, прислоненные одна к другой. Они образованы галечниками в нижней части и лёссовидными суглинками с линзами и прослоями песков — в верхней. Ранее автор в верховьях Чирчика наблюдал и более древний комплекс — нанайский, или сохский. Сохские отложения в Фергане подстилаются палевой свитой (или свитой B_2, по Н. П. Васильковскому) с остатками Archidiskodon meridionalis.

Аналогичное строение имеют четвертичные отложения по р. Зеравшану в районе Самарканда: здесь также прослеживаются три комплекса отложений, образующих три террасы, прислоненные одна к другой. Только комплексы здесь имеют другое наименование.

Автобачинское плато сложено серыми песчаниками с прослоями мелких конгломератов и мергелей, которые подстилаются палевыми глинами. В песчаниках Э. Д. Мамедовым были обнаружены зубы хоботного и носорога, свидетельствующие, по заключению Е. И. Беляевой, об их верхнеплиоценовом возрасте.

В склонах впадины Аякагытма на агытминской континентальной свите верхнеолигоценового возраста залегают пресноводные осадки базильбекской свиты верхнего плиоцена. Базильбекская свита образована песчаниками с гравием и гальками с прослоями глин внизу и палевыми глинами с прослоями песчаников вверху общей мощностью 34 *м*. Песчаники эти аналогичны песчаникам автобачинского плато. Верхнеплиоценовый возраст базильбекской свиты (апшеронский, по М. Н. Грамму, 1960) устанавливается на основании находок моллюсков и остракод. Верхнеплиоценовые отложения покрываются конгломератами, очень сходными с верхнегобийскими.

На склонах впадины видны две террасы, образованные галечными песками, условно среднеплейстоценового и верхнеплейстоценового возраста. На днище впадины развиты засоленные суглинки голоценового возраста.

В Каракатинской впадине разрез четвертичных отложений в общем аналогичен разрезу впадины Аякагытма.

На глинах агытминской свиты видны осадки базильбекской свиты верхнего плиоцена, на которых с размывом залегают верхнегобийские конгломераты мощностью 2—3 *м*. На склонах впадины развиты две террасы, сложенные галечниками. Верхнюю из них условно можно отнести к среднему плейстоцену, а нижнюю — к верхнему. Дно впадины образовано суглинками голоценового возраста.

У южного подножия гор Алтынтау и Букантау четко прослеживается четыре шлейфа, врезанных один в другой. Они названы Э. Д. Мамедовым айтымским, надкулкудукским, кулкудукским и современным. Осадки айтымского шлейфа представлены карбонатными брекчиями с прослоями сильно загипсованных песчаников мощностью от 3 до 12 *м*. Более молодые отложения — рыхлые. Это песчаный щебень с гипсом и карбонатами. Мощность надкулкудукских и кулкудукских отложений изменяется от 1,5 до 3,5 *м*. Крупность материала в шлейфах уменьшается от гор в южном направлении.

Наконец, разрез верхнеплиоценовых отложений мы наблюдали у северо-западного окончания впадины Мынбулак. Здесь на зеленых глинах эоцена залегают зеленовато-серые гравийные глины с прослойками песчаника, сменяющиеся выше палевыми глинами. В палевых глинах И. Н. Граммом обнаружены пресноводные апшеронские моллюски Corbicula fluminalis var., apscheronica и Melanoides apscheronica. Имеются также солоноватоводные остракоды Cythereis pseudoconvexa и Cytherissa bogatschovi.

Отсутствие в Центральных Кызылкумах всего комплекса отложений миоцена, нижнего и среднего плиоцена, по Грамму (1960), связано с размывом в это время. Мне представляется более вероятным считать, что осадки указанного возраста здесь существовали, но были размыты в акчагыльско-апшеронское время в связи с поднятиями Центральных Кызылкумов. В Мынбулакской впадине осадки базильбекской свиты выполняют ясно выраженный эрозионный врез и характеризуются наличием среднеокатанного гравия. Продукты размыва Центральных Кызылкумов сносились в прилежащие впадины, в которых мощность осадков базильбекской свиты достигает 250 *м*.

В вопросе о сопоставлении стратиграфических схем отдельных участков территории рабочее совещание высказалось в пользу принципиальной возможности корреляции местных схем в пределах Средней Азии и Казахстана, несмотря на то, что здесь имеются локальные особенности.

Дискуссионным на совещании был вопрос о возможности сопоставления стратиграфической схемы Узбекистана, в частности Приташкентского района, с Русской равниной.

Ю. А. Скворцов утверждал, что принимаемые в настоящее время некоторыми исследователями сопоставления узбекистанских комплексов со стратиграфической схемой Русской равнины неверны и что в настоящее время невозможно дать более или менее обоснованные сопоставления.

Приведем высказывания Ю. А. Скворцова на Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода в 1957 г., которые он дословно повторил и на совещании в Ташкенте.

«В 1956 г.,— пишет Скворцов,— мне удалось посетить Ферганскую долину вместе с А. П. Окладниковым. Я пришел к выводу, что А. П. Окладников нашел орудия мустьерской культуры, по-видимому, в галечниках основания голодностепской террасы. Возраст мустье исчисляется по-разному, но он может быть принят близким к 200 тыс. лет (В. И. Громов даже считает, что он близок к 240 тыс. лет). Мустье отвечает днепровскому оледенению. Следовательно, можно сделать вывод, что аккумуляция голодностепской террасы р. Сыр-Дарьи и днепровское оледенение были в одно время.

Если сказанное подтвердится, то на основании этого можно сделать несколько очень важных принципиальных выводов. Во-первых, великому днепровскому оледенению Русской равнины в горах Средней Азии отвечает не самое большое оледенение, как следовало бы думать, опираясь на климатическую схему, а наоборот, лишь сравнительно небольшое. Во-вто-

рых, если голодностепский комплекс и может быть приближенно увязан с отложениями днепровского оледенения Русской равнины, то уже ташкентский комплекс сопоставлять с европейской шкалой практически нельзя. В самом деле, возраст голодностепской террасы, как мы видели, может быть исчислен в 200 тыс. лет, а продолжительность всего четвертичного периода определяется временем от 600 до 800 тыс. лет. Сравним объемы аккумулятивных тел, образовавшихся во время голодностепского и ташкентского циклов, приняв первый (голодностепский) за единицу. Тогда второй из них будет иметь массу в 5—10 раз бóльшую. Учтя, что в том и другом цикле основная, или, во всяком случае, очень значительная часть осадков падает на лёсс, можно предположить, что время, затраченное водными потоками на образование единицы объема в среднем было одно и то же в обоих случаях. Тогда время, потребовавшееся на образование ташкентской террасы, может быть исчислено от 1 до 2 млн. лет. Иными словами, самые древние четвертичные отложения Русской равнины начали возникать тогда, когда в долине Чирчика уже образовалась значительная часть аккумулятивных осадков ташкентского комплекса. Совершенно очевидно, что весь нанайский цикл, являющийся более крупным, чем ташкентский, судя по объему заложенного в его отложениях материала, образовался целиком в третичное время» (Скворцов, 1961, стр. 74—75).

Оценивая приведенное высказывание Ю. А. Скворцова, необходимо заметить: нельзя на основании сравнения объемов лёссов голодностепского и ташкентского комплексов утверждать, что на формирование последнего потребовалось времени в 5—10 раз больше в сравнении с первым. Известно, что мощность отложений зависит от климата, режима тектоники, петрографического состава размываемых пород. При наличии расчлененного рельефа и легко размываемых пород за единицу времени отложится материала значительно больше, чем в условиях слабо расчлененного рельефа и трудно размываемых пород.

Таким образом, высказанное соображение Ю. С. Скворцова нельзя признать достаточно обоснованным.

По рекам Чу и Сыр-Дарье прослеживается первая надпойменная терраса, получившая название такырной, или лысой. Лысая терраса р. Чу в районе Кызыл-орды сливается с лысой террасой р. Сыр-Дарьи, где эта терраса получила название Дарьялык-такыр. На левом берегу в этом районе ей отвечает равнина Жана-Дарья, которая непосредственно переходит в голодностепскую террасу. Таким образом, это единое геологическое тело.

В голодностепской террасе арыка Бозсу близ Ташкента, по данным Г. Ф. Тетюхина (1960), обнаружены верхнепалеолитические (солютрейские) орудия. В ней же обнаружены кости лошади, абсолютный возраст которых устанавливается примерно в 38 тыс. лет. Следовательно, возраст голодностепской террасы верхнеплейстоценовый.

К «лысой» террасе рек Арало-Тургайской низменности и прилегающих районов Западного Казахстана (Яншин, 1953) приурочены остатки флоры (лист дуба, шишка ели) и фауны (остатки бобра, лося, торфяного оленя и мамонта), свидетельствующие о том, что климат в то время был значительно более холодным и влажным, чем сейчас (Яншин, 1953). Это наиболее вероятно можно связать с влиянием оледенения. Поскольку «лысая» терраса, по данным Яншина, опирается на уровень хвалынской трансгрессии, то последняя была синхронна верхнеплейстоценовому оледенению, а вовсе не днепровскому, как думает Ю. А. Скворцов.

В основании лёссовидных суглинков ташкентской террасы в районе Ташкента обнаружен зуб Elasmotherium sibiricum. По р. Уралу (в районе городов Уральска и Оренбурга), по данным Л. И. Боровикова, М. Г. Кипи-

ани и А. Д. Колбутова (1960) Elasmotherium sibiricum встречен в песчано-галечниковых отложениях с такими типичными хазарскими формами, как Elephas trogontherii, Bison priscus longicornis и Camelus knoblochi (по определению и заключению Н. К. Верещагина и И. М. Громова). Кроме того, в наносах арыка Бозсу, по данным Г. Ф. Тетюхина (1960), встречены многочисленные обломки орудий мустьерской культуры, которые могли быть вымыты только из отложений ташкентской террасы. Таким образом, возраст ташкентской террасы скорее всего среднеплейстоценовый, а не дочетвертичный, как думает Ю. А. Скворцов. Иными словами, возникновение ташкентской террасы относится к мезоплейстоцену европейской стратиграфической шкалы, установленной в 1932 г.

Стратиграфически ниже ташкентских отложений располагаются сохские, или нанайские. В других местах они именуются верхнегобийскими, бурунтаускими и т. д. Эти конгломераты настолько характерны и настолько схожи между собой, что спутать их с чем-либо другим довольно трудно. Я их видел в Чуилийских горах, во многих местах в Киргизии, в верховьях Чирчика, в Кызылкумах. И всюду они образованы из одного материала, свидетельствуя тем самым о сходной палеогеографической обстановке во время их отложения на огромных пространствах. В них до сих пор не обнаружена фауна млекопитающих. Но они залегают с размывом, а иногда и угловым несогласием на верхнеплиоценовых или эоплейстоценовых отложениях (в Фергане на отложениях с Archidiskodon meridionalis, в районе Серафимовской антиклинали на палевой свите с Equus stenonis, в Джунгарском Алатау на отложениях с Anancus arvernensis, в Кызылкумах на базильбекской свите верхнего плиоцена) и покрываются в некоторых местах Восточного Казахстана осадками с фауной тираспольского комплекса, т. е. относятся к нижнему плейстоцену европейской шкалы 1932 г. и никак не могли возникнуть целиком в третичное время, как думает Ю. А. Скворцов.

Вопрос о нижней границе четвертичного периода на совещании почти не был затронут. Ю. А. Скворцов, Г. Ф. Тетюхин считали, что обсуждение этого вопроса преждевременно, так как для его решения не имеется достаточно фактов. Поэтому вопрос о нижней границе четвертичного периода они просто обошли молчанием. Но так ли на самом деле обстоит дело? Можно высказать мнение, что нижнюю границу четвертичного периода Узбекистана и смежных областей следует проводить по подошве палевой свиты Ферганы с Archidiskodon meridionalis, базильбекской свиты Кызылкумов, палевой свиты района Серафимовской антиклинали в Киргизии с Equus stenonis, илийской свиты Казахстана, охарактеризованной илийским фаунистическим комплексом и их стратиграфическими аналогами. Илийский фаунистический комплекс может быть сопоставлен с хапровским комплексом Восточной Европы, о чем неоднократно указывалось в работах В. С. Бажанова и Н. Н. Костенко. В это время в Средней Азии и Казахстане появляются типично четвертичные роды млекопитающих: слоны и лошади. Перечисленные свиты характеризуются в основном палевой и серой окраской, т. е. сходной с окраской четвертичных пород и отличной от более древних, имеющих красные тона. Это обстоятельство, несомненно, связано с похолоданием в верхнем плиоцене. В то же время начался интенсивный рост гор Тянь-Шаня, продолжающийся до настоящего времени.

В связи с этим перечисленные свиты верхнеплиоценового возраста в предгорьях образованы мощными пролювиальными отложениями, значительно более грубыми, чем осадки лежащих ниже свит. Другими словами, верхнеплиоценовое время — это резко выраженный естественный рубеж в геологическом развитии Средней Азии и Казахстана. Поэтому верхний плиоцен, с нашей точки зрения, целесообразно присоединить к четвертич-

ному периоду, переименовав последний (в его увеличенном объеме) в антропоген, как это было предложено В. И. Громовым и поддерживается многими другими геологами.

В заключение мне хотелось бы очень кратко остановиться на вопросе происхождения замкнутых впадин, ибо здесь нет единого мнения. Вероятнее всего заложение впадин было предопределено тектоникой. Так, впадина Аякагытма глубиной 100 *м* располагается в пределах опущенного крыла сброса, оконтуривающего впадину с севера. Каракатинская впадина глубиной 120 *м*, длиной около 70 *км* и шириной около 40 *км* приурочена к синклиналям в кайнозойских отложениях. По северному борту впадины также прослеживается сброс.

На основании того, что мощность олигоценовых отложений в районе Мынбулакской котловины возрастает от прибортовой части в сторону депрессии, М. Н. Грамм (1957) полагает, что уже во второй половине олигоцена здесь была депрессия.

В дальнейшем в формировании бессточных котловин большую роль играл ветер.

Вынос осадков прекращался при периодическом заполнении котловин водой. При усыхании озера на склонах впадины возникали террасы. В разных впадинах количество террас варьирует от 2 до 5. Существование озерных бассейнов в Кызылкумах, по-видимому, связано с плювиальными условиями, возникавшими здесь в связи с оледенениями соседних областей.

ЛИТЕРАТУРА

Боровиков Л. И., Кипиани М. Г., Колбутов А. Д. Четвертичные отложения и история развития рельефа Северного Прикаспия и Казахского Прииртышья. В кн.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, 1960.

Васильковский Н. П. К стратиграфии четвертичных отложений Восточного Узбекистана. Труды Комиссии по изуч. четверт. периода, т. XIII, 1957.

Грамм М. Н. Этапы развития Мынбулакской котловины. Изв. АН Узб. ССР, серия геол., 1957, № 2.

Грамм М. Н. Неогеновые отложения Центральных Кызылкумов. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 6.

Скворцов Ю. А. О периодичности тектонических движений как основе для стратиграфии четвертичных отложений на примере Узбекистана. Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Тетюхин Г. Ф. К стратиграфии лёссовых пород Приташкентского района. Уч. зап. Сред.-Аз. Ин-т геол. и мин. сырья, вып. 3, 1960.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Издание Моск. об-ва испыт. природы, М., 1953.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
1962 № 27

БИБЛИОГРАФИЯ

ПОПРАВКА К РАБОТЕ «ИСТОРИЯ РОДА EQUUS В СТАРОМ СВЕТЕ»

В своей монографии о лошадях (Труды Палеонт. ин-та, т. XVII, 1949) я допустила ошибку, которую за мной повторяют другие исследователи, и считаю себя обязанной ее исправить.

Я описала остатки древнейших однопалых лошадей Старого Света, найденные на Северном Кавказе, в так называемых хапровских песках и во второй надпойменной террасе р. Псекупса, притока Кубани. Две формы этих лошадей были описаны мною (стр. 29—69) под двумя подвидовыми названиями: Equus stenonis typicus и Equus stenonis major. Обе они обладают сходными, в значительной степени архаичными признаками, как бы отголосками более древних стадий эволюции лошадиных. При этом различия их по величине значительны: более мелкая составляет около $^4/_5$ размеров более крупной, и, что особенно существенно, переходов между ними по величине нет. Крупная форма представлена значительно обильнее, чем мелкая.

Как мною было отмечено (стр. 69), обе эти формы лошади Стенона неоднократно описывались западноевропейскими авторами в отложениях villafranкского возраста (по старым взглядам, в верхнеплиоценовых отложениях; в настоящее время их относят к началу плейстоцена, или эоплейстоцену). Иногда встречается только одна мелкая форма, впервые описанная Кокчи в 1867 г. из долины Арно в Италии, иногда — одна крупная; крупную форму Буль называл подвидом Equus stenonis major. Помель, описавший ее в 1897 г. из Северной Африки,— Equus robustus. Однако нередко их находят в одном месте, например в Тегелене в Голландии, в Сенез во Франции, в Северной Африке, даже в типичном местонахождении — в долине Арно в Италии.

Что касается известного мне материала из Восточной Европы, то если еще можно сомневаться в одновозрастности остатков крупной и мелкой формы из долины р. Псекупса, где есть два костеносных горизонта, на что указывается в известной монографии В. И. Громова (Труды Ин-та геол. наук, вып. 64, геол., № 17, 1948, стр. 52—56), одновозрастность лошадей из Хапров, станций Морская и Воловая Балка на побережье Азовского моря, видимо, не подлежит сомнению (там же, стр. 42—45). Однако мы знаем, что два подвида животных не могут жить в одном месте, сохраняя свою морфологическую обособленность, так как неограниченная плодовитость их при скрещивании должна была бы быстро уравнять их различительные признаки и переходные особи быстро сгладили бы различия. Поэтому мы не можем принимать существование на Кавказе в эпоху отложения хапровских песков (в эоплейстоцене, видимо, нижнем), двух подвидов ископаемых лошадей. Это два разных вида: видовой ранг подтверждается тем обстоятельством, что, как утверждали разные авторы, у них можно было подметить некоторые различия и помимо величины (в массивности костей конечностей, в ширине резцовой части черепа, в относительных размерах нижнего заднего коренного зуба (M_3), в строении нижних коренных зубов). Наш материал, к сожалению, для этого был не достаточен; надо надеяться, что со временем этот пробел будет восполнен.

Уже в работе 1949 г. я высказывала предположение, что крупная и мелкая верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) лошади нашего юга представляют собою два разных вида (стр. 69 и стр. 126). Теперь я считаю определенно, что более мелкую из них следует называть Equus stenonis Cocchi, а крупную — Equus robustus Pomel.

Вера Громова

О ВЛИЯНИИ ЛЕДНИКОВЫХ И МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ЭПОХ НА ФОРМИРОВАНИЕ И ВЫМИРАНИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ

(по работам J. Iversen [1])

Пагубное влияние ледниковых эпох на растительность было давно известно. В своих работах И. Иверсен рассматривает влияние оледенения с точки зрения эволюции растительности и образования новых видов на примере последнего вюрмского оледенения на территории Северо-Западной Европы.

Весь цикл, начиная с оледенения и кончая послеледниковьем, автором делится на четыре фазы (рис. 1).

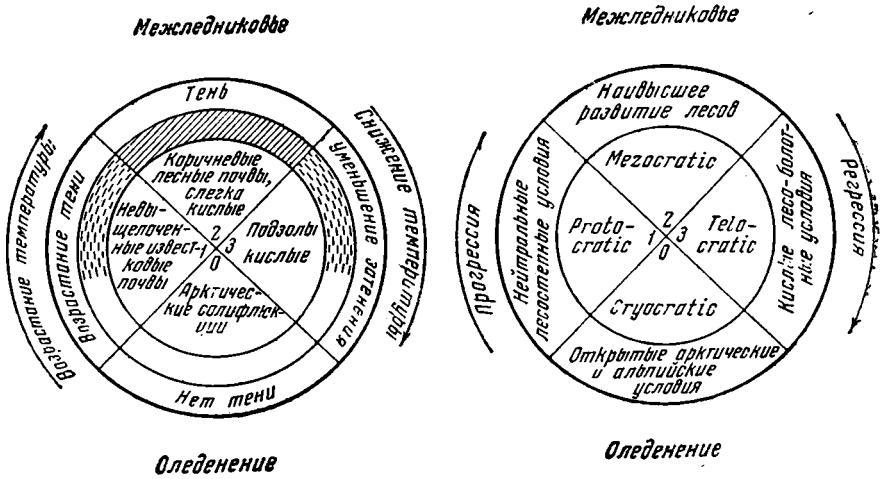


Рис. 1. Схема ледниково-послеледникового (межледникового) цикла (по J. Iversen)

I стадия (cryocratic) — максимум холода, неблагоприятные температурные условия; значительные солифлюкционные явления; задерживание влаги в почве — условия, не способствующие развитию устойчивого растительного покрова. Распространена бедная, морозоустойчивая и снеголюбивая (chionophilous) флора.

II стадия (protocratic) включает позднеледниковое и пребореальное время; характеризуется значительными колебаниями температур, но в общем постепенно устанавливаются более благоприятные, умеренно-теплые климатические условия. Из-под ледяного покрова освобождаются огромные пространства с нейтральными и щелочными почвами. В перигляциальных зонах почвы еще лишены гумуса и разрушены под влиянием солифлюкционных явлений. Освещенность, значительная в начале стадии.

[1] The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plan taxa. By Johs Iversen. Danmarks Geologiske Undersogelse, Charlottenlund. Denmark, 1960.

к концу уменьшается в связи с постепенным наступлением лесных сообществ. Начало второй стадии характеризуется эмиграцией новых видов, представленных в основном светолюбивыми травянистыми растениями. На равнинах Северо-Западной Европы встречаются степные растения — на востоке, средиземноморские — на юге, растения атлантического побережья — на западе и альпийские и арктические виды — на севере. К концу стадии начинают распространяться лесные ассоциации.

В III стадию (mezocratic) климат достигает оптимума, формируются зрелые почвенные типы, например серая лесная почва; растительность не развивается, но бурно растет. Распространяются широколиственные леса.

IV стадия (telocratic) характеризуется постепенным снижением температуры. Выщелоченные почвы имеют тенденцию к образованию подзола. Происходит постепенное вытеснение «мезократической» флоры.

Рассматривая выделенные стадии с точки зрения образования новых видов, автор считает влияние первой стадии исключительно разрушительным, в то время как вторая стадия была наиболее созидательной. Автор ссылается на работы Ментон, изданные в 1953 г. и подтверждающие, что стимулирующее влияние ледникового периода на эволюцию должно быть отнесено ко времени отступания льда, в результате чего происходит встреча обычно изолированных видов.

Третью стадию автор считает неблагоприятной для эволюционного процесса, так как в это время сильно увеличилась конкуренция и разросшийся лес подавлял светолюбивые растительные виды. Доказывает это автор на примере Ephedra (тип distachia) и Helianthemum canum.

В послеледниковье, по данным пыльцевого анализа, Ephedra была широко распространена, сейчас же она встречается только на юге и юго-востоке. Автор указывает на то, что Ephedra неправильно названа ксеротермическим типом. Ephedra известная в послеледниковых флорах, является реликтом позднеледниковья (начало II стадии), и решающие факторы, ограничивающие ее распространение,— свет и почва, а не температура. Поэтому автор предлагает называть ее протократическим элементом.

Helainthemum также был широко распространен в позднеледниковых флорах и в послеледниковое время обнаруживается только в нескольких рефугиях. Рефугии Helianthemum — это известковые дюны, приподнятые глинистые берега или прибрежные обрывы, т. е. местообитания с благоприятными условиями освещенности при наличии невыщелоченных почв.

Наиболее богатые рефугии для позднеледниковой растительности сосредоточены на известняках, например, на островах Эланд, Готланд, Сааремаа и в Западной Эстонии. На Европейском материке это известковые или гипсовые скалы вблизи больших рек.

В середине послеледникового периода (IV стадия) цикл был прерван появлением нового фактора — сельскохозяйственной деятельности человека (расчистка леса и возделывание почвы), т. е. появились опять условия, характеризующие вторую стадию, а потому протократические элементы снова распространились в это время из своих рефугиев и некоторые стали сорняками. Ископаемые находки доказывают, что многие виды, которые являются сейчас сорняками, были характерны для позднеледниковой флоры и исчезают в послеледниковье. В дополнение к протократическим элементам появляются телократические, возникшие в результате разрушения леса и ускорения деградации почв.

Е. Д. Заклинская и Н. Г. Сенкевич

ПИСЬМО В РЕДАКЦИЮ

В моей статье «„Теплые“ и „холодные“ межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена», опубликованной в книге «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода» (том 1, 1961) допущены опечатки в слове «мологошекснинское» (межледниковье), напечатанном в некоторых местах через дефис. «Мологошекснинское» в смысле определения времени это слово пишется с малой буквы и слитно, тогда как в географическом понятии оно должно писаться через дефис и с больших букв: Молого-Шекснинское древнее озеро.

Более существенная ошибка допущена мною в этой же работе на стр. 49, где погребенная почва мологошекснинского межледниковья в Чехословакии названа «паудорфским интерстадиалом». Следовало же ее отнести, как и делается многими немецкими и чешскими исследователями (Г. Гросс, П. Вольдштедт, Ф. О. Цейнер и др.), к так называемому готтвейгскому интерстадиалу. В 1956 г., когда готовилась моя статья, разъясняющие положение работы (главным образом Г. Гросса) еще не были опубликованы, а по статье Фр. Брандтнера (Eiszeitalter und Gegenwart. B. $^{4}/_{5}$, 1954), в которой приведены, видимо, неудачные примеры (Abb. 2 Oberfellabrunn, Abb. 3. Fig. 1, Fig. 3), можно было представить, что за погребенную почву «готтвейгского интерстадиала» принимается почва, которую я выделял под названием погребенной почвы верхневолжского интерстадиала начала калининского оледенения. Она лежит совсем низко над хорошо сформированной почвой микулинского (на западе — эемского) межледниковья и в новых работах Г. Гросса, П. Вольдштедта и других рассматривается как относящаяся ко второй половине теплого эемского межледниковья и, таким образом, в лёссовой стратиграфии не учитывается. Вопросу о том, обозначает ли лежащая значительно выше готтвейгская погребенная почва потепление внутри последнего (вюрмского) оледенения, или же она сформировалась в последнем межледниковье, равном рисс-вюрму Альп, в последнее время было посвящено много работ немецких исследователей, причем мнения их расходятся. Упоминавшиеся ранее Г. Гросс, П. Вольдштедт и другие, в том числе Ф. Брандтнер, считают время развития готтвейгской почвы интерстадиальным («ориньякское колебание»), другие же (Вейденбах, Нарр и др.) — межледниковым. Первые сравнивают готтвейгскую почву по интенсивности развития с эемской (кремской) почвой, вторые — с современной. Вопрос этот по нашим материалам, полученным на территории Европейской части СССР, был решен мною (в работе «Вюрмская эпоха в Европейской части СССР», напечатанной еще в 1950 г.) в самой категорической форме в пользу признания межледникового значения мологошекснинского потепления и разделения им двух самостоятельных оледенений: калининского — более древнего и осташковского — последнего, объединявшихся ранее в одном — «вюрмском» («валдайском» в схеме И. П. Герасимова и К. К. Маркова, которой придерживаются многие исследователи до самого последнего времени). Новые наблюдения и определения абсолютного возраста по C_{14} говорят о межледниковом значении мологошекснинского времени; материковых льдов в Европе тогда совсем не оставалось; в центре оледенения — Северной Швеции произрастали леса с древесиной более чем 70 *см* в диаметре (см. статью С. В. Яковлевой в «Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода», № 24, 1960). По радиоуглеродным определениям это было много позже пресловутого «рисс-вюрма» — эема Северной Европы (60 000—70 000 лет до н. э.).

А. И. Москвитин

ХРОНИКА

РАБОЧАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ (АНТРОПОГЕНОВЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

(О Среднеазиатском и Казахстанском междуведомственном совещании по четвертичному периоду 1961 года)

С 20 по 25 февраля 1961 г. в г. Ташкенте проходило Среднеазиатское и Казахстанское междуведомственное совещание по итогам изучения четвертичного периода, организованное Среднеазиатским научно-исследовательским институтом геологии и минерального сырья, Институтом гидрогеологии и инженерной геологии АН Узб.ССР и Узбекским гидрогеологическим трестом.

Основной темой совещания была стратиграфия четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана. Кроме того, были заслушаны и обсуждены доклады по геоморфологии, лёссовым породам, новейшей тектонике и полезным ископаемым в четвертичных отложениях. Потребность в единой стратиграфической схеме расчленения четвертичных отложений Средней Азии назрела давно. Неоднократные попытки создать единую схему не увенчались успехом даже в пределах отдельных Среднеазиатских республик. Оставался открытым также вопрос увязки стратиграфии континентальных отложний с морскими отложениями Каспия. Создание единой среднеазиатской схемы требовало унификации схем внутри республик. Таким образом, решение задачи для всей Средней Азии в целом распалось на два этапа. Первый этап — выработка унифицированных схем для республик. С этой целью большим коллективом исследователей проводились стратиграфические маршруты для осмотра наиболее важных узловых пунктов и опорных обнажений. Такие маршруты обычно проводились одновременно с республиканскими совещаниями, на которых утверждались республиканские корреляционные стратиграфические схемы.

Заключительным этапом работы явилось междуведомственное Среднеазиатское и Казахстанское совещание, где была окончательно разработана и единодушно принята публикуемая нами схема.

В работе Совещания приняло участие свыше 200 человек, представлявших все производственные и научные геологические учреждения среднеазиатских республик и Южного Казахстана, ведущие работу в области четвертичной геологии и геоморфологии. В числе участников присутствовали также ведущие специалисты по четвертичной геологии Геологического института и Института географии Академии наук СССР. Всего было представлено около 40 организаций.

На совещании было заслушано 13 докладов и более 20 сообщений. Подавляющая часть их была посвящена вопросам стратиграфии четвертичных отложений и по существу представляла итоги совместного труда специалистов производственных и научных геологических организаций среднеазиатских республик. Такой метод организации всех работ способствовал объединению местных схем в единую рабочую корреляционную схему (табл. 1) для всей Средней Азии и Южного Казахстана. Положенный в

основу настоящей схемы биостратиграфический метод (морские фауны Каспийской области, фаунистические комплексы млекопитающих Южного Казахстана и в меньшей степени данные спорово-пыльцевого и микропалеонтологического анализов) использовался в комплексе с данными литолого-фациального анализа, геоморфологии и новейшей тектоники, что позволило выявить основные этапы развития рельефа, осадконакопления и связанные с ними смены фаунистических комплексов водных и наземных организмов. Частично были использованы и данные археологии. Только такое сочетание различных методов, опирающееся на данные конкретной стратиграфии, позволило расчленить континентальные толщи внутренних частей Средней Азии и обосновать дальние корреляции от берегов Каспия до Южного Казахстана. Отдавая себе отчет в том, что предлагаемая схема еще далека от совершенства и содержит ряд малообоснованных сопоставлений, а возможно и ошибок, составители ее считают, однако, что на данном этапе изученности четвертичных отложений этой территории в предлагаемой схеме верно сопоставлены основные этапы истории, отраженные в виде четырех главных подразделений четвертичной системы. Каков стратиграфический ранг этих подразделений, отвечают ли они отделам или только ярусам единой шкалы — остается неясным. Этот вопрос не решен и на пленуме Четвертичной комиссии Стратиграфического комитета, состоявшемся в Москве 28—31 марта 1961 г.

Важно подчеркнуть, что коррелируя континентальные толщи внутренних областей Средней Азии и Южного Казахстана с морскими осадками области Каспия, мы тем самым в какой-то мере сопоставляем их с эталонной шкалой Средиземноморья, поскольку в настоящее время крупные стратиграфические подразделения морских отложений Каспийского, Черного и Средиземного морей в основных чертах увязаны между собой. С другой стороны, фаунистические комплексы млекопитающих, послужившие палеонтологическим обоснованием стратиграфии континентальных отложений Южного Казахстана, хорошо сопоставляются с фаунистическими комплексами В. И. Громова для Европейской части СССР и Сибири, а также с фаунистическими комплексами Китая, Индии и Индонезии. Публикуемая здесь схема (табл. 1) представляет собой несколько сокращенный вариант рабочей стратиграфической схемы, принятой Междуведомственным совещанием в Ташкенте в феврале 1961 г. («Советская Геология», 1961, № 1).

Сокращения, произведенные Н. Н. Костенко и П. В. Федоровым, выполнены в соответствии с требованиями «Инструкции ВСЕГЕИ по составлению корреляционных схем» (Госгеолиздат, 1958), а также с учетом замечаний участников Пленума Постоянной комиссии по четвертичной системе Междуведомственного стратиграфического комитета и Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР 31 марта 1961 г., где наша схема докладывалась и была принята за основу для составления унифицированной корреляционной схемы.

Схема составлена на основании решения Межреспубликанского совещания по четвертичному периоду Средней Азии и Казахстана комиссией в составе Г. И. Амурского (Управление геологии и охраны недр Туркменской ССР) Г. Б. Бердыева (УГ и ОН Туркменской ССР), В. А. Васильева (УГ и ОН Таджикской ССР), М. Н. Грамма (ИГИРНИГМ), П. Г. Григоренко (Институт геологии АН Киргизской ССР), Н. Н. Костенко (Южно-Казахстанское геол. упр.), Е. П. Кислицина (ЮКГУ Казахской ССР), Н. А. Когай (Главгеология, Узбекской ССР), Ю. А. Скворцова (Ташкентское ГУ), М. А. Талипова (ИГАН Киргизской ССР), Г. Ф. Тетюхина (Ср.-аз. ин-т геол. и мин. сырья), Л. И. Турбина (УГ и ОН Киргизской

УНИФИЦИРОВАННАЯ КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕ

[illegible]ная стратиграфическая шкала; Унифицированная стратиграфическая шкала Каспийской области

Индекс	Основные подразделения («отделы»)	горизонт («ярус»)	подгоризонт («горизонт»), слои	Характерный комплекс фауны	Западная Туркмения	Центральная и Юго-Восточная Туркмения
Q_4	Современный	Новокаспийский	Современные и верхние новокаспийские слои	Mytilaster lineatus Gmel. (только в современных) Cardium edule L. Didacna, Monodacna	Современные и верхние новокаспийские слои пески Террасы —22, —24 *м*	Отложения Мургабской, Тедженской, Келифской, Байрамалийской и Инклабской дельт, пойм и низких террас
			Нижние новокаспийские слои		Аллювиально-пролювиальные суглинки Нижние новокаспийские слои	
			Мангышлакские слои		Эоловые и пролювиальные отложения	
Q_3	Верхнечетвертичный	Хвалынский	Верхнехвалынский подгоризонт	Didacna praetrigonoides Nal.	Верхнехвалынский горизонт; пески Террасы —16, —12, —2 *м*	Отложения II и III террас Аджидере, Сумбара, Мургаба и отвечающих им дельт
			Нижнехвалынский подгоризонт	Didacna cristata (Bog.), D. protracta Eichw., D. ebersini Fed., D. zhukovi Fed.	Нижнехвалынский горизонт (пески, галечники) Террасы 14, 25, 35, 48 *м*	Древние дельты Мургаба, Теджена и североафганских рек IV терраса Аджидере, Сумбара, Теджена
			Ательский подгоризонт (континентальный)	Planorbis, Valvata	Пролювиальные галечники	Пролювиальные отложения Копет-Дага
Q_2	Среднечетвертичный	Хазарский	Верхнехазарский подгоризонт	Didacna surachanica Andrus, D. nalivkini Wass., D. subovalis Prav.	Верхнехазарский горизонт (известняки-ракушечники)	Эоловые пески
			Нижнехазарский подгоризонт	Didacna subpyramidata Prav., D. kovalevskii Bog., D. nalivkini Wass., D. pallasi Prav.	Нижнехазарский горизонт (глины и пески)	Верхнекаракумская и елчилекская аллювиальнодельтовые свиты
			Урунджикский подгоризонт	Didacna pravoslavlevi Fed. D. eulachia Bog. (Fed.)	Урунджикский горизонт (пески, ракушечники)	
Q_1	Нижнечетвертичный	Бакинский	Верхнебакинский подгоризонт	Didacna rudis Nal., D. carditoides Andrus., D. eulachia Bog (Fed.)	Верхнебакинский горизонт (пески, ракушечники)	Нижнекаракумская озерноаллювиальная свита. V терраса Мургаба и Теджена Верхняя подсвита пролювиальной кешенынбаирской свиты
			Нижнебакинский подгоризонт	Didacna parvula Nal., D. catillus Eichw.	Нижнебакинский горизонт (глины)	
			Тюркянский подгоризонт (континентальный)	Пресноводная фауна (Ostracoda и др.)	Тюркянский горизонт	
N_2^3	Верхний плиоцен	Апшеронский		Роды: Apscheronia, Didacnomya, Hyrcania, Pseudocatillus	Апшеронские морские отложения (глины, ракушечники)	Апшеронские морские отложения | Тахтинск свита
		Акчагыльский		Cardium dombra Andrus., Avimactra subcaspia Andrus	Акчагыльские морские отложения (глины, ракушечники)	Акчагыльские морские отложения | Нижняя подсвита, Кешенынбаирской пролювиальной свиты

Корреляционная стратиграфическая схема

Индекс	Горизонт / подгоризонт	Приамударьинская равнина	Приаралье; низовья Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Сарысу, Чу; хр. Каратау	Ферганский и Приташкентский районы	Джунгария	Северный Тянь-Шань
Q_4	Новокаспийский	Отложения поймы и низких террас Аму-Дарьи, Зеравшана, Кашкадарьи, Сурхандарьи. Озерные сарыкамышские и аральские слои с Cardium edule L. Неолит, бронза	Сырдарьинский и амударьинский комплексы; отложения поймы и низких террас; озерные слои с Cardium edule L.	Сырдарьинский комплекс (аллювий поймы и самых низких террас) Бронза, неолит	Отложения пойменных террас. Морены современных ледников	Отложения пойменных террас Морены современного оледенения
Q_3	Хвалынский	Отложения II и III террас Аму-Дарьи, Зеравшана, Кашкадарьи, Сурхандарьи. Шахмуратская (Присарыкамышская) дельта. Сукайтинский комплекс	Голодностепский и акчадарьинский комплексы; отложения низких надпойменных террас, турланская свита (хр. Каратау) Древняя дельта Аму-Дарьи Верхний палеолит	Голодностепский комплекс (аллювий низких террас) Верхний палеолит	Отложения низких надпойменных террас Морены долинного оледенения	Алмаатинская свита Комплекс нижних надпойменных террас Морены долинного оледенения
Q_2	Хазарский	Верхнекызылкумская аллювиально-дельтовая свита (дельта Пра-Зеравшана). Аллювий карнабской и шоркудукской террас Кашкадарьи и Зеравшана. Пролювий Карнабского комплекса	Ташкентский аллювиально-пролювиальный комплекс; Мустьерская стоянка; Верхнелавакский озерный и Каракольский пролювиальный комплексы Отложения высоких надпойменных террас рек Чу, Сарысу и хр. Каратау	Ташкентский комплекс (аллювий высоких террас) В подстилающих галечниках остатки Elasmotherium sibiricum Fisch.	Дзержинская свита Баскаская свита | Морены долинного оледенения	Бородлайская свита Морены долинного оледенения
Q_1	Бакинский	Нижнекызылкумская лалювиально-дельтовая свита (дельта Пра-Зеравшана) Аллювий и пролювий Азкомарского комплекса	Князьбулакский, айтымский аллювиально-пролювиальный и нижнелавакский озерный комплексы Кошкурганская свита, верхнегобийские конгломераты Ашель, Шелль (хр. Каратау)	Нанайский комплекс (аллювий; отломения самых высоких террас в горах)	Кошурбулакская свита | Морены полупокровного оледенения Верхнегобийские конгломераты	Кошурбулакская свита Морены полупокровного оледенения
N_2^3	Апшеронский	Апшеронские отложения | Саятские слои (?)	Апшеронские отложения | Илийская, Базильбекская, Кепшагырская свиты	Кепелийская («бактрийская») и аксакатайская свиты	Хорогская свита	Хорогская свита
	Акчагыльский	Акчагыльские отложения | Гузарская свита	Акчагыльские отложения		Илийская свита	Илийская свита

Индекс	Горизонт / подгоризонт	Характерный комплекс фауны	Таджикская депрессия Центральный Таджикистан	Памир: Западный	Памир: Восточный	Юго-Западная Киргизия	Северо-Восточная Киргизия
Q_4	Новокаспийский	Современный (Ag_4) Equus przevalskii (Pol) Cervus elaphus L. Lagurus luteus (Eversm) Castor fiber L.	Амударьинский комплекс (аллювиальные, пролювиальные и эоловые отложения) Морены современного оледенения Бронза, неолит			Терекский комплекс Морены современного оледенения Тянь-Шаня; отложения поймы и террас I этажа	Токмакский комплекс морены современного оледенения Тянь-Шаня Речные террасы I этажа I терраса оз. Иссык-Куль Бронза, неолит
Q_3	Хвалынский	Мамонтовый (Ag^3) (верхнепалеолитический) Mammutus primigenius (Blum) Bos primigenius Boj. Rhinoceros antiquitatis Blum. Bison priscus deminutus W. Gromova Saiga imberis (Stel) Equus caballus sub. sp. Ursus spelaeus Rossm.	Дюшамбинский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения, морены) Верхний палеолит (Кызыл-Кала)	Бадахшанский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения; солифлюкционно-нивальные «морены»)	Аличурский комплекс (аллювиальные отложения, солифлюкционные морены)	Кассанский комплекс Стадиальные морены Киргизского оледенения. Речные террасы II этажа	Аламединский комплекс Морены Киргизского оледенения Речные террасы II этажа II терраса оз. Иссык-Куль
Q_2	Хазарский	Хазарский (Ag_2) Mammutus trogontherii (Phol) Bison priscus var. longicornis W. Gromova Camelus sp. (C. knoblochi Nehr?) Megaloceros ruffi Nehr. Mammutus primigenius (Blum) — ранняя форма Palaeoloxodon antiquus Falc.	Илякский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения; морены) Остатки Equus caballus (?) Мустье (Кара-Бура)	Бартангский комплекс (аллювиально-пролювиальные отложения; гравитационные «морены»)	Мургабский комплекс (аллювиально-пролювиальные озерные отложения; морены) Myriophillum boamicum Korn.	Афлатунский комплекс Стадиальные морены Талассского оледенения Речные террасы III этажа Мустье (Фергана) Алабукинский комплекс Стадиальные морены Аксайского оледенения Речные террасы IV этажа	Джиргаланский комплекс Морены Таласского оледенения Речные террасы III этажа Онарчинский комплекс Морены Аксайского оледенения Речные террасы IV этажа | Морены Терскейского оледенения III терраса оз. Иссык-Куль Mammuthus primigenius Blum. Bison priscus var. longicornis W. Gromova
Q_1	Бакинский	Кошурбулакский (Ag^2_1) Palaeoloxodon antiquus (Falc. et Gaut.) Paracamelus gigas Schlos. Equus süssenbornensis Wüst. Equus caballus cf. mosbachensis Reich. Rhinoceros merckii Jaeg. Elasmotherium sibiricum Fisch. Equus (Asinus hidruntinus Reg.) Dicerorhinus etruscus (Falc.)	Кулябский комплекс (аллювиально-пролювиальные, озерные отложения, морены) Equus (Asinus)	Восточно-Памирский комплекс (аллювиальные, пролювиальные отложения; морены) Бахмал-джилгинский комплекс (аллювиально-пролювиальные и озерные отложения)		Чаткальский комплекс морены баубашатинск. оледенения Речные террасы V этажа	Норуский комплекс Морены баубашатинского оледенения; Речные террасы V этажа Древняя терраса оз. Иссык-Куль
N_2^3	Апшеронский	Илийский (Ag^1_1) Anancus arvernensis (Cr. et Job), Paracamelus gigas Schlos. Anancus sinensis Horw. P. praebactrianus (Orlov.) Archidiskodon meridionalis (Nesti) Equus stenonis Cocchi Equus sanmeniensis Chord. et Pi[illegible]	Полизакская свита	Плиоцен		Акджольская свита (аллювиально-пролювиальные и флювиогляциальные отложения)	Шарпылдакская свита («серия»)
	Акчагыльский					Верхняя часть плиоценовых отложений «палевой свиты» | Верхняя часть кетмень-тюбинской свиты	Верхнечуйская («палевая»), иссыккульская, нарынская, кочкорская, джумгольская, сусамырская, ичкелетаусская, каркаринская, дегерезская свиты

ССР), П. В. Федорова (Комиссия по изучению четвертичного периода АН СССР, ГИН АН СССР), О. К. Чедия (Таджикской гос. ун-т).

При составлении схемы были использованы материалы Ю. К. Алексеева, Г. Ю. Алферова, Г. И. Амурского, Г. Г. Астраханцева, В. П. Андреева, Б. Я. Айсанова, В. С. Бажанова, В. П. Бесчастного, А. А. Борисенко, М. Т. Бурак, А. К. Бухарина, В. А. Васильева, Н. П. Васильковского, Э. Г. Гниды, М. Н. Грамма, П. Г. Григоренко, В. А. Грищенко, Л. К. Диденко — Кислициной, В. И. Елисеева, В. М. Железнова, Ю. Р. Жукова, А. С. Кесь, Е. П. Кириченко, Е. П. Кислицина, Н. А. Когай, В. И. Кнауфа, Э. Н. Костенко, Н. П. Костенко, К. В. Курдюкова, А. Г. Ласовского, Б. В. Лоскутова, К. А. Ляджиной, Э. Д. Мамедова, А. Н. Мозолева, Л. А. Нагинского, А. Н. Нигарова, К. В. Никифоровой, А. П. Окладникова, Б. Н. Охотникова, Л. З. Полея, В. В. Попова, К. Д. Помозкова, О. Ю. Поспеловской, К. К. Пяткова, В. А. Ронова, О. А. Рыжкова, Ю. А. Скворцова, Ш. Ш. Сабдющева, А. К. Симакова, В. А. Таганцева, М. А. Талипова, Г. А. Тарасова, А. В. Тимуш, Л. И. Турбина, Г. Ф. Тетюхина, Р. П. Теуш, Г. Я. Федоренко, П. В. Федорова, Ю. Н. Хмелева, О. К. Чедия, А. А. Чепалова, Д. М. Шендеровича, С. С. Шульца, Ю. В. Шумакова, В. В. Шуйского, С. В. Эпштейна, А. А. Юрьева, А. А. Ямнова и др.

Н. Н. Костенко, Г. Ф. Тетюхин, П. В. Федоров.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Шибрава. Отложения континентального оледенения на территории Чехословакии 3

Н. С. Чеботарева, В. И. Пасюкевич. Рельефообразующая роль валдайского ледникового покрова на Двинско-Днепровском междуречье 14

Б. И. Гуслицер, В. И. Канивец. Первая палеолитическая стоянка на Печорском Урале 21

П. Н. Чижиков. О распространении покровных лёссовидных суглинков на Русской равнине 28

А. В. Кожевников. Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани . . . 34

А. Л. Чепалыга. О четвертичных террасах долины Нижнего Днестра 61

Е. В. Девяткин. Основные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая 72

В. Е. Рясина. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Верхнего Приобья 86

А. Г. Черняховский. К вопросу о расчленении плиоцен-четвертичных отложений хребта Каратау 98

Н. П. Костенко, А. А. Чистяков. Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины) 107

К. В. Курдюков. Неотектоническая карта Джунгарского Алатау и принципы ее составления 118

Научные новости и заметки

Н. В. Кинд. Некоторые новые данные об абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и возраст верхнепалеолитических стоянок Европы 133

Л. И. Алексеева, И. И. Фиру. Находка нижней челюсти поздней формы Mastodon borsoni Hays на территории Олтении (Румынская Народная Республика) 138

П. Д. Подгородецкий. Палеонтологическая находка в Крымском Присивашье 142

А. П. Черныш Новые палеолитические местонахождения на Днестре . . . 142

А. И. Медянцев. Ветрогранники в четвертичных отложениях в низовьях реки Лены 145

Л. Р. Серебрянный, А. Л. Девирц, Н. Г. Маркова. Новые данные об абсолютном возрасте аллёредских отложений в окрестностях Ленинграда 151

В. И. Елисеев. О некоторых вопросах стратиграфии четвертичных отложений Узбекистана (по материалам рабочего совещания по изучению четвертичных отложений Кызылкумов 3—15 июня 1960 г.) 154

Библиография

В. И. Громова. Поправка к работе «История рода Equus в Старом Свете». 159

Е. Д. Заклинская, Н. Г. Сенкевич. О влиянии ледниковых и межледниковых эпох на формирование и вымирание растительных сообществ (по работам I. Iversen) 160

А. И. Москвитин. Письмо в редакцию 162

Хроника

Н. Н. Костенко, Г. Ф. Тетюхин, П. В. Федоров. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. (О среднеазиатском и Казахстанском Междуведомственном совещании по четвертичному периоду 1961 года) 163

Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 27

Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода
Академии наук СССР

Редактор издательства *Н. Б. Золотова*
Технический редактор *Л. А. Сушкова*
РИСО № 168-47—В. Сдано в набор 10/VIII—1962 г.
Подписано к печати 1/XII 1962 г. Формат 70×108¹/₁₆
Печ. л. 10,5+2 вкл. Усл. п. л. 14,38. Уч.-изд. л. 13,9+0,9 вкл.=14,8
Т-14712 Тираж 1300 экз. Изд. № 652. Тип. зак. 1049

Цена 1 р. 03 к.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б—62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
61	27 сн.	Б. Н.	В. И.
61	8 сн.	моллюсков-лёссов и геоморфологии предложил следующую схему тер-	плиоценовых плаща: новокурганский и кучурганский.
69	В правом столбце между графами «Таманский» и «Руссильонский» пропущен Хапровский фаунистический горизонт		
70	29 св.	исвантинские	левантинские
75	Подпись под рис. 1, 3 св.	позднекаледонского	ранневарисского
105	подпись к рис. 3, 2 сн.	4 — найнарбулакская	4 — кайнарбулакская
139	5 сн.	видное	ведовое
153	6 сн.	aeologisk	Geologisk
161	25 св.	distachia	distahya
164—165	Табл. 1 в графах «Джунгария» и «Северный Тянь-Шань»	кошурбулакская	котурбулакская
164—165	Там же	хорогская	хоргосская