

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА**

№ 43



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 43



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975

В сборник включены статьи советских ученых по вопросам абсолютной геохронологии четвертичного периода, глубинному строению четвертичных толщ Причерноморья, использованию находок фауны млекопитающих, моллюсков, флоры, археологических остатков для целей биостратиграфии и т. д. В приложении публикуются списки радиоуглеродных дат, полученных в лабораториях СССР.

Редакционная коллегия:

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

Ответственные редакторы:

В. И. Громов, И. К. Иванова

Х. А. АРСЛАНОВ

**РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
(ледниковая и перигляциальная зоны)**

Начиная с 1963 г. автором этой статьи совместно со многими исследователями четвертичного периода были проведены геохронологические исследования опорных разрезов верхнего плейстоцена в ледниковых и перигляциальных районах Европейской части СССР. Экспериментальная часть работы сводилась к отбору органогенных проб из хорошо изученных опорных разрезов и определению их возраста радиоуглеродным методом. Программа исследований была нацелена на геохронологическое изучение менее исследованного промежутка времени — от максимального предела возраста, который можно определить радиоуглеродным методом (60—65 тыс. лет назад), до позднеледниковья (14—15 тыс. лет назад). Геохронологическая съемка опорных разрезов была проведена совместно со следующими исследователями: на Северо-Западе — с В. А. Ауслендером, И. П. Бакановой, В. И. Гаркушей, О. М. Знаменской, Д. Б. Малаховским, Е. А. Спиридоновой, В. И. Хомутовой; в центральных районах — с С. И. Бреславом, Е. П. Зарриной, И. И. Красновым, В. А. Новским, Л. Т. Семененко, Н. Г. Судаковой; на северо-востоке Европейской части СССР (район р. Печора) — с Г. Н. Бердовской, Б. И. Гуслицером, А. С. Лавровым, Э. И. Лосевой; в Белоруссии — с Л. Н. Вознячуком, Г. И. Горецким, О. И. Зименковым, Е. Г. Калечиц; в Прибалтике — с П. П. Вайтекунасом, О. П. Кондратене, М. Я. Крукле; на Кольском п-ве — с В. Я. Евзеровым, Б. И. Кошечкиным и С. А. Стрелковым. Палинологические исследования выполнили Г. Н. Бердовская, Р. А. Бичурина, В. Б. Кадацкий, О. П. Кондратене, Н. А. Махнач, Н. С. Соколова, Е. А. Спиридонова и В. И. Хомутова. Палеокарпологические анализы провели Ф. Ю. Величkevич и Т. Д. Колесникова. В указанных районах совместно с перечисленными исследователями были проведены полевые работы с отбором проб на радиоуглеродный, спорово-пыльцевой, палеокарпологический и другие виды анализов. При отборе проб основное внимание уделялось взятию незагрязненных, наиболее надежных для радиоуглеродного датирования проб растительных остатков и раковин моллюсков (из морских отложений). Образцы были отобраны из глубоких расчисток, на расстоянии от 1,5 до 2,5 м от поверхности склона обнажения. Ряд проб представляли керны из скважин.

Известно, что датирование древних проб — сложная задача из-за сильного влияния на возраст даже небольшого загрязнения более молодым углеродом. Это загрязнение приводит к уменьшению возраста древних проб в такой степени, что может быть причиной неправильной геологической интерпретации результата. Поэтому для получения достоверных древних датировок в начальном периоде работы были проведены исследования по разработке методики отбора проб, обоснованию

лабораторных методов идентификации и удаления загрязняющего углерода и разработке простого и надежного метода синтеза из углерода пробы бензола, применяемого в сцинтилляционном варианте радиоуглеродного метода (Арсланов, 1971б, 1972; Арсланов и др., 1964, 1968). Эти методические исследования позволили значительно повысить надежность определения возраста.

Радиоуглеродные датировки опорных разрезов Европейской части СССР

Полученные по опорным разрезам геохронологические результаты обобщены в таблице. Все приведенные в таблице опорные разрезы изучались палеоботаническими методами. Датированные горизонты отнесены к ледниковым стадиям, межстадиям и межледниковью на основе палинологических и палеокарпологических данных; датировка фиксирует только геохронологию этих климатических событий. Все приводимые в таблице датировки получены по наиболее надежным для датирования пробам — древесине, торфу, гиттии и другим растительным остаткам. Возраст вычислен на основе общепринятого значения периода полураспада C^{14} 5570 ± 30 лет. Рассмотрим полученные результаты.

Все образцы из молодого-шекснинских отложений в разрезах у д. Черменино, на реках Черемуха и Яковка вблизи Рыбинска показали определенный возраст — более 50 000—61 800 лет назад (Арсланов и др., 1967). Возраст более 53 000—54 000 лет имеют также образцы древесины и торфа из обнажений у д. д. Сосновка, Данильцево и г. Тутаяв, расположенных между краевыми образованиями ошашковского и калининского оледенений по схеме А. И. Москвитина (Арсланов, Козлов и др., 1973). По данным Л. Т. Семененко и В. Б. Козлова эти межледниковые отложения сверху не перекрыты мореной и подстилаются мореной московского оледенения. Для этих отложений получены спорово-пыльцевые диаграммы, характерные для микулинского межледниковья. Значение геохронологических исследований молодого-шекснинских (по схеме А. И. Москвитина) отложений состоит в установлении факта, что эти отложения являются древними и время их образования не может быть отнесено к длительному, внутривалдайскому неледниковому интервалу. Это имеет большое значение для решения вопроса о калининском оледенении.

К микулинскому межледниковью по данным О. М. Знаменской (1959) относятся и мгинские морские межледниковые глины. Тонко-стенный детрит раковин моллюсков из верхних слоев этих глин имеет минимальный возраст $47\,400 \pm 1400$ лет (ЛЕ-57; Старик и др., 1964).

Геохронологическое изучение ранневалдайских межстадиалов, следующих за микулинским межледниковьем, было проведено на опорных разрезах Черменино (окрестности Рыбинска), Коротень (близ Вельского), Ивановские Пороги (на Неве, близ устья р. Тосна), Мурава (главный овраг, на р. Березина), Комотово и Ионенис II (на Немане), Слобода (на р. Каспля). Как видно по данным таблицы, растительные остатки из всех этих межстадиальных отложений имеют определенный возраст (более 45 000—55 000 лет). Разрезы Черменино, Мурава, Комотово и Ионенис II находятся в ясных геологических условиях; ниже межстадиальных отложений в этих же разрезах залегают микулинские межледниковые отложения. Спорово-пыльцевые спектры ранневалдайских межстадиалов в разрезах Черменино, Мурава и Ионенис II воспроизводят условия таежных лесов практически без участия широколиственных пород (Вознячук, Леонович, 1965; Кондратенко, 1965; Спиридо-

**Предварительная геохронологическая шкала верхнего плейстоцена
Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны)**

Климато-геохронологические подразделения		Возраст, тыс. лет назад	Возраст органических остатков из опорных разрезов		
Голоцен		10,2—0			
Поздневалдайские стадии и межстадии	деградация оледенения	Верхний дриас	11,0—10,2	12530± 250 ЛУ—25 Леоново 13160± 390 ЛУ—8А Ирхино 14300± 310 ЛУ—45В Пучка	
		Аллерёд	11,8—11,0		
		Средний дриас	12,0—11,8		
		Бёллинг	12,4—12,0		
		Нижний дриас	13,2—12,4		
		Раунисский межстадиал	13,7—13,2		
		Вепсовская стадия	15,0—13,7		
	Потепление	16,5—15,0			
	Средневалдайский межстадиальный комплекс	максимальная стадия	Максимальная (бологовско-едровская) стадия	25,0—16,5	17700± 170 ЛУ—95А Дричалуки 17900± 160 ЛУ—95В » 18370± 180 ЛУ—96А » 21410± 150 ЛУ—18В Пучка 21880± 110 ЛУ—18А » 22500± 210 ЛУ—91 Шапурово 22950± 440 ЛУ—89 Гожа 23200± 520 ЛУ—76С » 23630± 370 ЛУ—97А Дричалуки 24860± 230 ЛУ—90В Гожа
			Дунаевский межстадиал	32,0—25,0	25440± 270 ЛУ—28В Дунаево 25600± 360 ЛУ—28С » 28170± 750 ЛУ—105 Борисова Гора 31470± 590 ЛУ—107 Шенское 32650± 720 ЛУ—339 »
Леясциемское похолодание			36,0—32,0	32260± 730 ЛУ—159 Леясциемс, верхний слой 34500± 790 ЛУ—311В Леясциемс, нижний слой	
Межстадиал „Гражданский проспект“			50,0—36,0	36400± 800 ЛУ—92А Шапурово 37960± 1000 ЛУ—98 Слобода 39000± 800 ЛУ—63 Гражданский пр. 40380± 800 ЛУ—22 » 40490± 870 ЛУ—15С Кашин 40700± 930 ЛУ—345 Родионовское 40800± 1900 ЛУ—94 Сухона 41100± 1500 ЛУ—93 » 41290± 320 ЛУ—181 Долгополка 41700± 730 ЛУ—15В Кашин 44400± 1700 ЛУ—74 Красная Горка 45260± 800 ЛУ—133В » 46030± 1710 ЛУ—164 » 47340± 1420 ЛУ—340А Шестихино	

Т а б л и ц а (окончание)

Климато-геохронологические подразделения		Возраст, тыс. лет назад	Возраст органических остатков из опорных разрезов	
Ранневалдайские ледниковые стадии и межстадии	Ледниковая стадия	>50,0	>47730	ЛУ—139 Мигово
			49000±1530	ЛУ—14В Шестихино
	Межстадии и стадии похолодания	>55,0	>44000	ЛУ—101 Комотово
			>45000	ЛУ—5 Ивановские Пороги
			>50000	ЛУ—100 Мурава
			>50000	ЛУ—309 Слобода
			>52810	ЛУ—155 Йоненис II
			>54930	ЛУ—124 Корожечна
			>55000	ЛГ—32 Черменино
Микулинское межледниковье		130—100 (начало)	>50500	ЛГ—8 Яковка
		75—70 (конец)	>53340	ЛУ—154 Сосновка
			>54250	ЛУ—174 Тутаев
			>54930	ЛУ—171 Данильцево
			>58900	ЛГ—4А Черменино
			>61800	ЛГ—3А Черемуха

нова, 1970). В то же время межстадиальные отложения в разрезах Ивановские Пороги, Корожечна и Йоненис I (последний предшествует Йоненис II) отражают более теплые условия, с участием в небольшом количестве широколиственных пород (Кондратене, 1965; Спиридонова, 1970).

Верхние слои межледникового торфяника в разрезе Карукюла в юго-западной Эстонии, согласно нашим определениям, имеют возраст >52 780 (ЛУ-44) и >53 240 лет (ЛУ-128). Поэтому эти отложения не могут быть отнесены к более позднему, несравненно более холодному, средневалдайскому неледниковому интервалу (Арсланов, 1971а).

По данным К. К. Орвику и Р. О. Пирруса (1965) торфяник в разрезе Карукюла образовался во время ранневалдайского межстадиала, сопоставляемого с брёрупским межстадиалом. По мнению Э. Д. Лийвранда (1972) эти отложения образовались во время лихвинского межледниковья.

Отложения ранневалдайской ледниковой стадии датированы в разрезе кирпичного карьера у ст. Шестихино в Ярославском Поволжье. Согласно данным Е. А. Спиридоновой, верхние слои осадков в этом разрезе отражают межстадиальные условия, сопоставимые с условиями осадконакопления в разрезе у г. Кашин, а нижние слои озерных осадков, для которых получен возраст $49\,000 \pm 1530$ лет (ЛУ-14В), отражают очень холодные условия, когда широкое развитие получили настоящие тундровые группировки (Арсланов, Бреслав и др., 1970). Ввиду того, что крупная фракция образца ЛУ-14 загрязнена более молодым углеродом и имеет кажущийся возраст всего $19\,420 \pm 610$ лет (ЛУ-14А), датировку 49 000 лет следует считать лишь минимальной. Таким образом, возрастной предел ранневалдайской ледниковой стадии по разрезу Шестихино составляет >49 000 лет. В 1972 г. совместно с Л. Т. Семененко, Н. С. Чеботаревой и М. А. Фаустовой в этом карьере нами были повторно отобраны пробы для радиоуглеродного и палеоботанического анализов. В настоящее время определен возраст крупной фракции одного из об-

разцов торфа — $47\,340 \pm 1420$ лет (ЛУ-340А), относящийся к начальной фазе средневалдайского межстадиального комплекса.

К ранневалдайской ледниковой стадии предположительно может быть отнесен прослой алевролита с растительным детритом, из нижней части мостовской террасы р. Неман, у д. Мигово в 15 км к юго-востоку от Гродно (Вознячук и др., 1972). Растительный детрит, в котором определена дриасовая флора, имеет возраст $>47\,730$ лет (ЛУ-139). Первые определения возраста осадков средневалдайского межстадиального комплекса в ледниковой зоне были проведены нами в 1966 г. по образцам керн, взятым О. М. Знаменской из скважины, пробуренной на Гражданском проспекте в Ленинграде. По палинологическим данным датированный прослой торфа ($40\,380 \pm 800$ лет, ЛУ-22) в этом разрезе характеризуется северо-таежным лесным спорово-пыльцевым спектром (Спиридонова, 1970). Позже были найдены новые опорные разрезы, аналогичные «Гражданскому проспекту» — в карьере кирпичного завода вблизи г. Кашин (Арсланов, Бреслав и др., 1970), на р. Сухона (Ауслендер и др., 1970) и на р. Долгополка близ г. Тутаев (Х. А. Арсланов, Н. Г. Судакова, Н. С. Соколова). Органогенные отложения во всех перечисленных разрезах имеют лесной спектр северо-таежного типа и по возрасту (6 определений, см. табл.) укладываются в узкий интервал от $40\,380 \pm 800$ (ЛУ-22) до $41\,100 \pm 1500$ лет (ЛУ-93). Превосходное согласие возраста и палеоботанических данных этих разрезов свидетельствует о надежности палеоботанических и геохронологических результатов.

Более ранний период средневалдайского межстадиального комплекса продатирован в вышеупомянутом разрезе Шестихино $47\,340 \pm 1420$ лет (ЛУ-340А) и в разрезе Красная Горка на левом берегу Днепра в Рогачевском районе Гомельской области. Первоначальные датировки разреза Красная Горка составляли от $38\,500 \pm 1220$ (ЛУ-99, верхний слой) до $44\,400 \pm 1700$ лет (ЛУ-74, нижний слой) (Арсланов, Вознячук и др., 1971б). Датирование повторно отобранных проб торфа по более тонким прослойкам показало, что основная часть органогенного слоя имеет возраст $45\,000$ — $46\,000$ лет (ЛУ-133В, ЛУ-164), но трехсантиметровый прослой кровли торфяника снова показал более молодой возраст — $30\,340 \pm 610$ лет (ЛУ-132) (Вознячук, Арсланов, 1971). Согласно палеоботаническим данным во время образования межстадиального торфа в разрезе Красная Горка, в долине Днепра были развиты несомкнутые редкостойные сосновые и берзовые леса с примесью серой ольхи, а травянистый и кустарничковый покров составляли карликовая березка, толокнянка, кашубский лютик, гвоздика и т. п. (Арсланов, Вознячук и др., 1971б). О холодном климате $38\,000$ — $36\,000$ лет назад свидетельствуют палеоботанические данные из датированных органогенных отложений в разрезах Слобода и Шапурово на Каспле, близ г. Сураж. Датировки для этих разрезов составляют соответственно $36\,400 \pm 800$ (ЛУ-92А) и $37\,960 \pm 1000$ лет (ЛУ-98), (Арсланов, Вознячук и др., 1971в; Вознячук, Арсланов, 1971).

Промежуток времени приблизительно от $36\,000$ до $32\,000$ лет соответствует похолоданию. Нами недавно изучен опорный разрез, отражающий это похолодание, в Латвии в верхнем течении р. Гауя около населенного пункта Леясциемс (Х. А. Арсланов, Ф. Ю. Величkevич, О. П. Кондратене, М. Я. Крукле). Растительный детрит из нижней части межморенных алевролитов имеет возраст $32\,260 \pm 730$ лет (ЛУ-159, верхний слой) и $34\,500 \pm 790$ лет (ЛУ-311В, нижний слой). Крупная фракция образца ЛУ-311 ($>0,5$ мм), обработанная холодным раствором щелочи, имеет возраст $>33\,450$ лет (ЛУ-311А), свидетельствуя о том, что торф

не загрязнен корешками более молодых растений и гуминовыми кислотами.

По данным О. П. Кондратене в разрезе Леясциемс в общем составе преобладает пыльца травянистых растений и споры. Пыльца древесных растений составляет только 5—22%, причем большая часть древесной пыльцы принадлежит карликовой березке. Палеокарпологический анализ, проведенный Ф. Ю. Величковичем, подтвердил палинологические данные о безлесных перигляциальных условиях осадконакопления. В органогенных остатках найдено обилие мегаспор *Selaginella selaginoides*.

Отложения дунаевского межстадиала впервые были изучены в обнажении вблизи д. Дунаево на р. Ловать, в 20 км выше г. Холм (Арсланов, Баканова и др., 1972). Датированный слой торфа в этом обнажении ($25\,440 \pm 270$ —ЛУ-28В; $25\,600 \pm 360$ —ЛУ-28С) отражает поздний этап дунаевского межстадиала и по данным Е. А. Спиридоновой, характеризуется северо-таежным лесным спектром. В общих чертах аналогичную палинологическую характеристику имеют межстадиальные отложения в разрезе Шенское, для которых получены две независимые датировки, $31\,470 \pm 590$ (ЛУ-107) и $32\,650 \pm 720$ лет (ЛУ-339) (Заррина, Арсланов, и др., 1973). Датировка ЛУ-339 получена по образцу, отобранному в 1972 г. Л. Т. Семененко из скважины, пробуренной рядом с обнажением, из которого датирован образец ЛУ-107. В Белоруссии осадки дунаевского межстадиала датированы в обнажении Борисова Гора на Западной Двине вблизи г. Сураж. Возраст торфа составляет $28\,170 \pm 750$ (ЛУ-105). Палеоботанические данные этого разреза свидетельствуют о таком же или более холодном климате, как и во время формирования межстадиальных отложений в разрезах Красная Горка, Слобода и Шапурово (Вознячук, Арсланов, 1971).

Первые данные о времени наибольшего распространения валдайского оледенения на Русской равнине были получены в результате датирования подморенных осадков в обнажении на р. Пучка у д. Покровское на западном склоне котловины оз. Кубенское. Прослойка торфа под мореной максимальной стадии валдайского оледенения в зоне ее максимального распространения в этом обнажении имеет возраст $21\,410 \pm 150$ (ЛУ-18В) и $21\,880 \pm 110$ лет (ЛУ-18А, целлюлоза из торфа). Палинологические и палеокарпологические исследования, проведенные В. И. Хомутовой и Т. Д. Колесниковой, свидетельствуют, что во время накопления озерных осадков в этой местности были распространены арктические и гипоарктические группировки растительности (Арсланов, Ауслендер и др., 1970).

В Белоруссии торф и растительный детрит под мореной (или под коррелятными ледниковыми отложениями) максимальной стадии валдайского оледенения были датированы в трех пунктах — у д. Гожа на Немане вблизи Гродно, у д. Дричалуки на р. Усвяча и у д. Шапурово на р. Каспля (Арсланов, Вознячук и др., 1971а, 1971в, 1972). Особенно четкие и убедительные датировки получены для алевроитов в обнажении на р. Усвяча (усвячская свита, по определению Г. И. Горецкого). Растительный детрит с глубины 1,3 м ниже подошвы валдайской морены имеет возраст $17\,770 \pm 170$ (ЛУ-95А, фракция >1 мм) и $17\,900 \pm 160$ лет (ЛУ-95В, фракция <1 мм), с глубины 2 м ниже подошвы морены — $18\,370 \pm 180$ лет (ЛУ-96А), а с глубины 3 м ниже подошвы морены — $23\,630 \pm 370$ лет (ЛУ-97А).

Результаты свидетельствуют о том, что район г. Сураж, отстоящего приблизительно на 60 км к северу от границы валдайского оледенения, был покрыт валдайским ледником позже 18 000 лет назад (Арсланов,

Вознячук и др., 1971а). Возможность отнесения осадков усвяческой свиты к межстадиалам периода деградации валдайского оледенения исключается непрерывным формированием этих осадков почти от конца дунаевского межстадиала, как об этом свидетельствует датировка $23\,630 \pm 37$ лет для нижних слоев алевроитов.

Результаты определения возраста максимальной стадии валдайского оледенения в разрезе Гожа вблизи Гродно имеют большое значение для сопоставления этой стадии с аналогичной стадией в смежных районах Польши. Датировки обнажения Шапурово также представляют большой интерес, так как здесь в одной и той же расчистке под многометровым слоем морены датированы осадки межстадиала «Гражданский проспект» ($36\,400 \pm 800$, ЛУ-92А) и максимальной стадии валдайского оледенения ($22\,500 \pm 210$, ЛУ-91) (Арсланов, Вознячук и др., 1971а).

На данном этапе геохронологических исследований мы не исследовали опорных разрезов позднеледниковья, как наиболее изученного периода валдайской ледниковой эпохи. Тем не менее попутно были получены две важные датировки, относящиеся к периоду деградации валдайского оледенения. Первая датировка — $14\,300 \pm 310$ лет (ЛУ-45В) получена по торфу из отложений верхней террасы Кубенского озера, высотой 10—15 м в обнажении на р. Пучка. Датированный торф, по определением Т. Д. Колесниковой, содержит элементы арктической флоры: *Dryas octopetala*, *Salix pumularia*, *Betula nana* и т. д. (Арсланов, Ауслендер и др., 1970). Несколько более теплые условия — преимущественно лесотундровые — характеризуют время образования прослойки торфа в обнажении на р. Щепинка у д. Ирхино, Вологодской области, для которого получена датировка $13\,160 \pm 390$ лет (ЛУ-8А). Палинологические и геохронологические результаты позволяют отнести время образования прослойки торфа к начальной фазе межстадиала нижний дриас (Пуннинг и др., 1968). Геохронология межстадиалов бёллинг и аллерёд и холодных интервалов нижнего, среднего, верхнего дриаса хорошо установлена на основе как метода ленточной геохронологии, так и радиоуглеродного метода (Mörner, 1969; Tauber, 1970).

Радиоактивные методы датирования дают прекрасную возможность сопоставить одновременные геологические события на отдаленных друг от друга территориях. Сопоставим приводимые в этой работе геохронологические данные с аналогичными данными для других территорий.

Геохронология росс-вюрмского межледниковья и ранневюрмских межстадиалов

В настоящее время основные сведения о геохронологии росс-вюрмского (микулинского, казанцевского, земского, сангамонского) межледниковья и ранневюрмских (валдайских, зырянских, вислинских, висконсинских) межстадиалов получены датированием глубоководных осадков радиоуглеродным и протактиниево-иониевым ($\text{Ra}^{231}/\text{Th}^{230}$) методами и датированием раковин моллюсков, кораллов и оолитов из отложений морских террас ураново-иониевым ($\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$) и ураново-протактиниевым ($\text{Ra}^{231}/\text{U}^{235}$) методами. Палеоклиматические данные для кернов глубоководных осадков получены определением отношения $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ в створках пеллагических фораминифер или микропалеонтологическим анализом фораминифер (Emiliani, 1955, 1972; Ericson, 1964). Со времени опубликования первого варианта обобщений палеотемпературной кривой (Emiliani, 1955) было исследовано большое количество длинных ненарушенных кернов, которые показали замечательное сходство палеотемпературных кривых, полученных изотопным и микропалеонтологическим

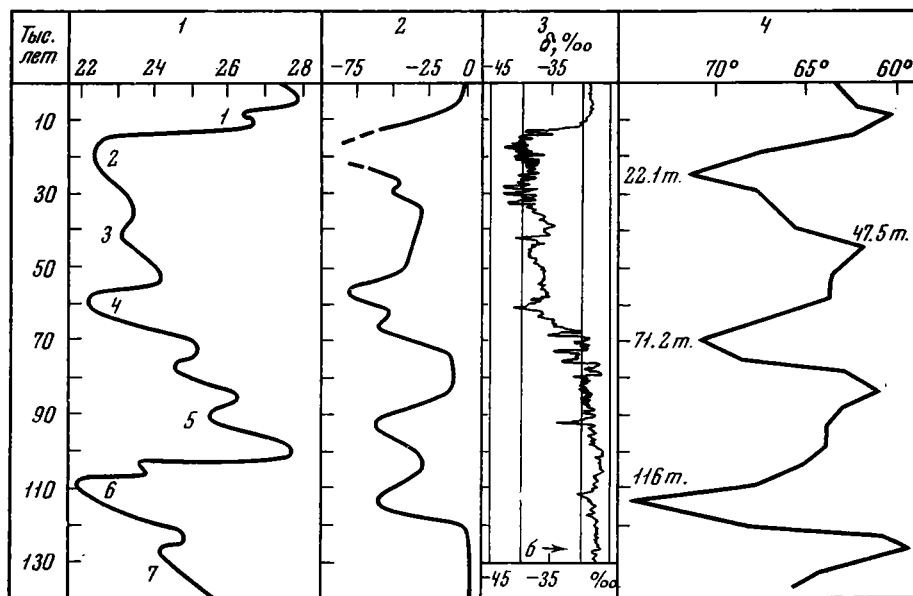


Рис. 1. Сопоставление палеотемпературной кривой

(1) для глубоководных осадков из Карибского моря (Emiliani, 1972) кривой эвстатического уровня океана (2), полученной датированием коралловых террас на о-ве Барбадос (Veeh, Chappel, 1970), кривой измерения O^{18}/O^{16} (3) керна Гренландского ледника (Dansgaard et al., 1971) и летней инсоляционной кривой (4) на 65° с. ш. (Woerckom, 1953)

методами (Emiliani, 1972; Broecker, Van Donk, 1970; Imbrie, Kipp, 1971; Kennet, Huddleston, 1972).

Ряд исследователей после сопоставления результатов анализа кернов из Атлантического и Тихого океанов пришли к выводу о синхронности климатических изменений в этих бассейнах (Blackman, Somayajulu, 1966; Morin et al., 1970).

Обобщенная температурная кривая поверхностной воды Карибского моря, недавно опубликованная Эмилиани (Emiliani, 1972), приведена на рис. 1. Согласно Эмилиани, последнее межледниковье (межледниковая стадия 5) началось около 100 000 лет и завершилось около 70 000 лет назад. На основе датирования керна из Карибского моря протактиниево-иониевым методом Брокер и Ван Донк (Brocker, Van Donk, 1970) определили продолжительность последнего межледниковья интервалом от 127 000 лет до 75 000 лет назад. Причиной расхождения своих геохронологических данных с данными Эмилиани, Брокер и Ку (Broecker, Ku, 1969) считают возможные погрешности аналитической методики датирования, примененной Росхольтом, Рона и Эмилиани (Rona, Emiliani, 1969).

За последние годы определен по ураново-иониевому и ураново-протактиниевому методам возраст большого количества образцов кораллов, оолитов и раковин моллюсков из отложений морских террас. Во Флориде и на Багамских островах высокий уровень моря датирован в промежутке 130 000—85 000 лет назад (Broecker, Thurber, 1965; Osmond et al., 1965, 1970), на Тихоокеанском побережье США — 140 000—130 000 лет (Veeh, Valentine, 1967; Valentine, Veeh, 1969) и 100 000—68 000 лет назад (Bradley, Addocott, 1968) на Средиземном море — 95 000—75 000 лет (Stearns, Thurber, 1967), на побережье Красного моря — 90 000—70 000 лет (Veeh, Giegegenach, 1970) и около 80 000 лет (Lalou et al., 1970), на за-

падном побережье Австралии и вулканических островах в Индийском и Тихом океане — 140 000—100 000 лет (Veeh, 1966), на Новой Гвинее — 140 000—116 000 лет назад (Veeh, Chappel, 1970). Брокер и другие (Broecker, et al., 1968) датировали по ураново-иониевому и ураново-протактиниевому методам последовательно расположенные поднятые коралловые террасы на о-ве Барбадос. Полученные датировки составляли от $79\,000 \pm 4000$ до $83\,000 \pm 4000$ лет для I террасы, от $102\,000 \pm 2000$ до $104\,000 \pm 8000$ лет для II террасы и от $120\,000 \pm 6000$ до $128\,000 \pm 6000$ лет для III террасы. Уровень моря во время образования III террасы авторы на основе литературных данных приняли равным на 6 м выше современного уровня. Уровень I и II террас они вычислили равным 13—16 м на основе абсолютных отметок и возраста этих террас. Однако, по данным ряда исследователей уровень моря 90 000—80 000 лет назад был таким же, как современный уровень или выше современного (Stearns, Thurber, 1967; Bradley, Addocott, 1968; Veeh, Giegegenach, 1970). Брокер и другие (Broecker et al., 1968) все три высоких уровня на о-ве Барбадос сопоставили с тремя максимумами температуры межледниковой стадии 5 на кривой Эмилиани и отметили, что эти максимумы следуют непосредственно за инсоляционными максимумами на южных широтах 127 000, 106 000 и 85 000 лет назад (Broecker et al., 1968). Эмилиани к последнему межледниковью относит высокие уровни океана в промежутке 90 000—75 000 лет назад, а высокий уровень 140 000—120 000 лет он сопоставляет с предшествующим межледниковьем. Промежуток времени между 120 000—100 000 лет назад по шкале Эмилиани (Emiliani, 1971) соответствует ледниковой эпохе.

По геохронологической шкале Эмилиани температурный минимум, предшествующий последнему межледниковью, датируется в 105 000 лет, тогда как по астрономической шкале этот минимум датируется в 117 000 лет (рис. 1). Эмилиани это расхождение объясняет отставанием образования ледникового покрова от инсоляционного минимума, которое занимает более длительный период, чем обратный переход от ледниковья к межледниковью. То, что это отставание действительно существует, теперь хорошо доказано на примере инсоляционного минимума 22 100 лет назад. Максимальные краевые образования валдайского, вислинского, висконсинского оледенений и самый низкий уровень океана (около — 130 м), как будет показано ниже, имеют возраст около 17 000—18 000 лет, что доказывает отставание максимума оледенения от инсоляционного минимума на 4 000—5 000 лет. Вполне допустимо, что в различные ледниковые стадии это отставание по продолжительности было неодинаковым.

В ряде работ отмечается, что временная шкала Эмилиани — короткая и ее следует увеличить приблизительно на 25% (Broecker, Van Donk, 1970). Но подобное увеличение, по-видимому, недопустимо для последней ледниковой эпохи. Например, по шкале Эмилиани ранневюрмский минимум датируется в 60 000 лет. Если допустить аналогичное отставание на 4 000—5 000 лет инсоляционного минимума, который произошел 71 200 лет назад, от максимума оледенения, то наиболее вероятный возраст этого ледникового максимума составляет 66 000—67 000 лет. Это значит, что шкала Эмилиани в данном временном интервале короче астрономической (с учетом отставания оледенения от инсоляционного минимума на 5 000 лет) вероятно, не более чем на 10%. Если речь идет о значительном удлинении шкалы Эмилиани, то, по-видимому, это относится ко времени более 100 000 лет, когда количество нераспавшегося Ra^{231} в пробе составляет меньше $\frac{1}{8}$ части от первоначального количества и аналитические погрешности, а также возможные процессы

миграции Ra^{231} в осадках, могут вызвать значительную ошибку при определении возраста.

Несмотря на то, что Брокером и сотрудниками приведены довольно веские данные по обоснованию геохронологии последнего межледникового (127 000—75 000 лет назад), она, по-видимому, не может быть безоговорочно принята, так как в этот интервал оказывается включенным самый глубокий за последние 200 000 лет инсоляционный минимум, происшедший 116 000 лет назад (см. рис. 1). По теории Миланковича этот минимум должен был вызвать оледенение, поскольку меньшие по амплитуде минимумы 71 200 лет назад и 22 100 лет назад (если придерживаться астрономической теории) вызвали две главные ледниковые стадии последней ледниковой эпохи.

Отличительной чертой климато-геохронологической последовательности, установленной по глубоководным осадкам, является то, что в глубоководных осадках не отражены ранневюрмские межстадиалы (амерсфорт, брёруп, оддераде, сен-пьер, верхне-волжский межстадиал, йоненис I, II и т. д.), столь широко представленные в континентальных отложениях.

Это расхождение, по-видимому, можно объяснить следующими причинами: 1. Океанические осадки не фиксируют кратковременные изменения климата из-за перемешивания верхней части осадка живыми организмами и придонными течениями. По данным Имбри и Киппа (Imbrie, Kipp, 1971) толщина перемешанного верхнего слоя осадка составляет 4—5 см, что может соответствовать времени осадконакопления 2 000—3 000 лет. 2. Эти межстадиалы, возможно, соответствуют позднему температурному максимуму последнего межледникового на палеотемпературной кривой Эмилиани. В этом случае последнее межледниковье и следующие за ним сравнительно теплые межстадиалы вместе взятые представляют собой единый неледниковый интервал с высоким уровнем океана, характеризующимся небольшим смещением его уровня. Брокер и др. (Broecker et al., 1968) и Эмилиани (Emiliani, 1972) все три максимума межледниковой стадии 5 относят к последнему межледниковью, не затрагивая вопроса о том, какой интервал кривой в этом случае соответствует ранневюрмским межстадиалам. Мёрнер (Möner, 1972) поздний максимум межледниковой стадии 5 и высокий уровень океана около 80 000 лет назад относит к ранневюрмским межстадиалам. Шеклетон (Shackleton, 1969) относит к последнему межледниковью только самый ранний и самый высокий пик температуры межледниковой стадии 5 на кривой Эмилиани. С другой стороны, датировки коралловых террас на островах Барбадос и Рюкю (James et al., 1971; Sakanoue et al., 1967) около 60 000—70 000 лет не противоречат отнесению этого высокого уровня океана к ранневюрмским межстадиалам.

Рассмотрим теперь геохронологию континентальных отложений ранневюрмских межстадиалов. При этом необходимо учесть, что согласно спорово-пыльцевым и геохронологическим данным в Западной Европе в настоящее время выделяются три ранневислинских межстадиала — амерсфорт, брёруп и оддераде, причем наиболее продолжительным и наиболее теплым является брёрупский межстадиал (van der Hammen et al., 1971; Averdieck, 1967). В непрерывном разрезе болотных отложений мощностью 120 м в Македонии (Греция), эти три межстадиала на спорово-пыльцевой диаграмме выражены максимумом дуба, а холодные периоды между ними представлены открытой степной растительностью (van der Hammen et al., 1971).

Для амерсфортского межстадиала наиболее древней является хорошо известная датировка $63\,500 \pm 900$ лет (GrN-1397) (van der Hammen

et al., 1967). Брёрупские разрезы в Дании имеют датировки в пределах 58 000—59 000 лет (Andersen, 1961). В настоящее время эти датировки считаются лишь минимальной оценкой возраста ранневислинских межстадиалов.

В Англии челфортский межстадиал, представленный бореальным лесным спорово-пыльцевым спектром и фауной жесткокрылых насекомых, аналогичной фауне современной Южной Финляндии, имеет минимальный возраст $60\,800 \pm 1500$ лет (GrN-1475) и сопоставляется с брёрупским межстадиалом (Coore et al., 1971).

По мнению Лундквиста (Lundqvist, 1967, 1971), ранневислинское потепление в Швеции представлено емтландским межстадиалом, сопоставляемым с брёрупским межстадиалом в Дании и межстадиалом перяпохьола в Северной Финляндии (Korpela, 1969). Лундквист считает, что потепление во время емтландского межстадиала вызвало таяние ледников в центральной части Скандинавии. Мёрнер (Mögner, 1969) полагает, что во время этого межстадиала, вероятно, вся Швеция была свободной от ледников. Этот исследователь считает омоложенной известную датировку торфа $45\,400 \pm 2000$ лет (GrN-4491) из отложений межстадиала перяпохьола в Северной Финляндии и считает ошибочным сопоставление этого межстадиала со средневислинским потеплением (Mögner, 1972). Фогель и Ватерболк (Vogel, Waterbolk, 1972) в комментариях к этой датировке отмечают, что данный образец был обработан лишь холодным раствором щелочи. Известно, что для более полного извлечения гуминовых кислот древние пробы необходимо обрабатывать длительное время горячим раствором щелочи (Арсланов и др., 1968). Поэтому конечная датировка образца GrN-4491 вполне может быть обусловлена загрязнением гуминовыми кислотами.

В Северной Америке, как известно, единственным хорошо изученным ранневисконсинским межстадиалом является межстадиал сен-пьер в долине р. Св. Лаврентия. Спорово-пыльцевая диаграмма этого межстадиала показывает растительность северных бореальных лесов. В это время долина р. Св. Лаврентия была свободной от ледников (Dreimanis, Kargow, 1972). По мнению Мак Дональда (Mc Donald, 1971), в это время Гудзонский залив и Гудзонский пролив также не были покрыты ледниками. Для сен-пьерского межстадиала получены три конечные датировки: $67\,000 \pm 1000$ (Gro-1711), $65\,300 \pm 1400$ (Gro-1799) и $64\,000 \pm 2000$ лет (Gro-1766) (Mc Donald, 1971; Vogel, Waterbolk, 1972). Если возраст вычислить на основе более точного значения периода полураспада C^{14} (5730 ± 40 лет), то датировка образца Gro-1711 становится равной $69\,010 \pm 1030$ лет. Таким образом, возраст ранневисконсинского межстадиала по радиоуглероду не менее 69 000—70 000 лет.

На основании палинологических данных отложения верхневолжского межстадиала в Черменино с датировкой более 55 000 лет (ЛГ-32) Е. А. Спиридонова (1970) сопоставляет с амерсфортским межстадиалом, а более теплый тосненский межстадиал с датировкой $> 45\,000$ лет (ЛУ-5) с брёрупским межстадиалом. Ранневалдайский межстадиал Йоненис II, для которого мы недавно получили датировку $> 52\,810$ лет (ЛУ-155), О. П. Кондратене (личное сообщение, 1973 г.) сопоставляет с оддерадским межстадиалом, а нижележащий более теплый межстадиал Йоненис I с брёрупским межстадиалом. Таким образом, в настоящее время установлено, что самый поздний ранневалдайский межстадиал в ледниковой зоне Европейской части СССР имеет возраст более 52 800 лет.

Ранневалдайская ледниковая стадия, наступившая после ранневалдайских межстадиалов, хорошо выражена в климатических кривых глубоководных осадков, Гренландского ледника и в ледниковых отложениях

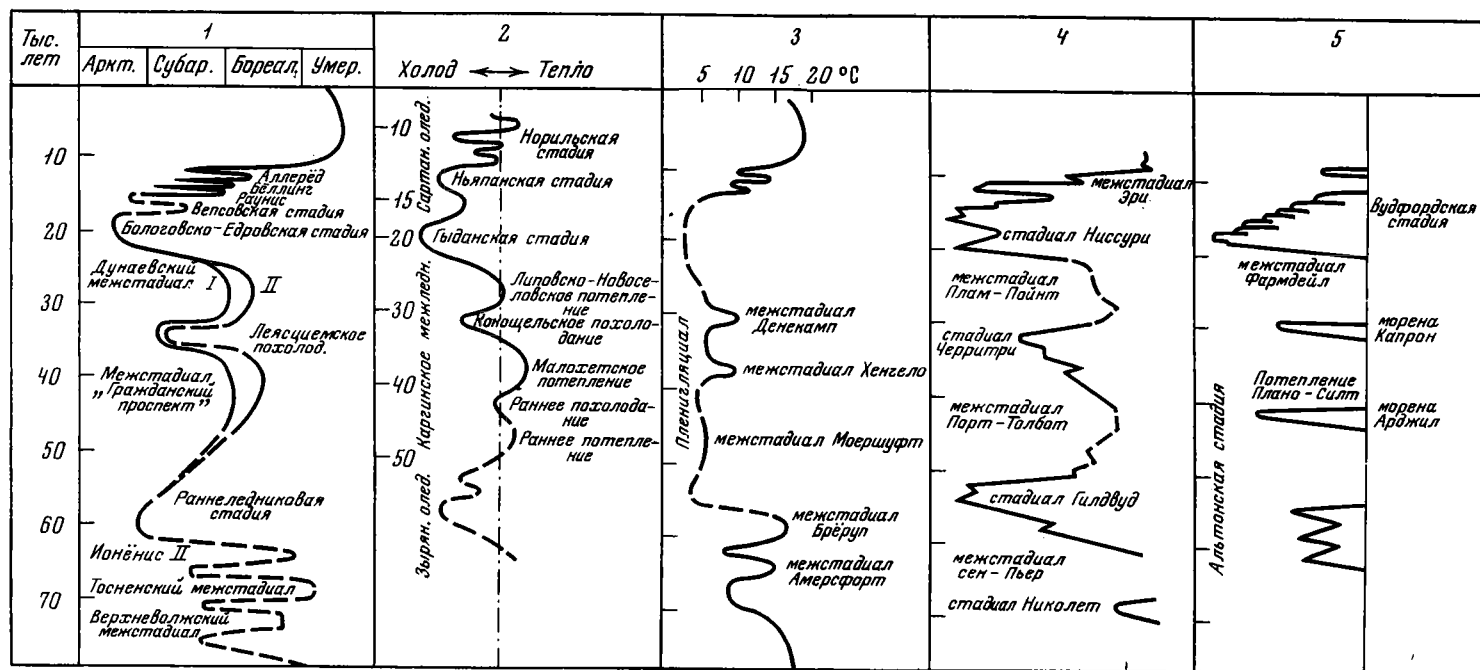


Рис. 2. Сопоставление климато-геохронологических схем верхнего плейстоцена

Ледниковые и перигляциальные районы: I — Европейская часть СССР (I — Белоруссия, Прибалтика, II — северо-западные и центральные районы Европейской части СССР; 2 — Сибирь (Кинд, 1973); 3 — Нидер-

ланды (Van der Hammen et al., 1967); 4 — Восточная часть бассейна Великих Озер (Dreimanis et al., 1972); 5 — штат Иллинойс США (William et al., 1970)

Сев. Америки, Зап. Европы, Европейской части СССР и Сибири (рис. 1, 2). В Северной Америке во время ранневисконсинской стадии ледники достигли центральной части штатов Огайо и Индиана (Dreimanis, Kaggow, 1972), а в штате Иллинойс язык пектоника альтонской стадии достиг северной части этого штата (Frye et al., 1969, Willman, Frye, 1970). По данным Портера (Porter, 1971), ранневисконсинское кордильерское оледенение салмон-спрингс на юго-западе провинции Британская Колумбия и на западе штата Вашингтон было максимальным. Аналогично этому в Приверхоянне горно-долинные ледники зырянского оледенения также имели максимальное распространение (Кинд, 1972). Перигляциальные отложения ранневалдайской ледниковой стадии в обнажениях Шестихино и, возможно, Мигово, находящиеся близко от краевых образований максимальной (поздневалдайской) стадии последнего оледенения, имеют датировки более 47 730—49 000 лет и характеризуются тундровыми климатическими условиями. Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше данными о широком распространении ледниковых отложений ранневалдайской стадии оледенения.

Геохронология среднего и позднего вюрма

Три климато-геохронологические фазы: межстадиал «Гражданский проспект» (50 000—36 000 лет назад) — леясциемское похолодание (36 000—32 000 лет назад) — дунаевский межстадиал (32 000—24 000 лет назад) приблизительно в указанных же временных интервалах хорошо сопоставляются с основными геохронологическими схемами этого времени в Северной Америке, Западной Европе, Сибири, а также с палеотемпературными кривыми Эмилиани и Дансгаарда (см. рис. 1, 2). Межстадиальные комплексы: межстадиал порт-толбот — стадия черитри — межстадиал плам-пойнт в бассейне оз. Эри и Онтарио (Dreimanis, 1972), потепление плано-силт — похолодание верхнее виннебаго — фармдейлский межстадиал в штате Иллинойс (Frye et al., 1969, Willman, Frye, 1970), неледниковый интервал олимпийское межледниковье в Британской Колумбии и штате Вашингтон (Armstrong et al., 1965; Fulton, 1971), межстадиалы моер-шуфт, хенгело-похолодание (тундровые условия) — межстадиал денекамп в Нидерландах (van der Hammen et al., 1967, 1971), межстадиал аптон уоррен — похолодание — межстадиал тайм в Англии (Coore, Sand, 1966), малохетское потепление — конощельское похолодание — липовско-новоселовское потепление в Сибири (Кинд, 1972), чередование фаз потепление — похолодание — потепление в промежутке от $44\,600 \pm 2600$ до $26\,040 \pm 280$ лет на Северо-Востоке Азии (Шило и др., 1971) — все они, с учетом индивидуальных палеогеографических условий, являются аналогами средневалдайского межстадиального комплекса. Вместе с тем, сопоставление этих одновозрастных событий в отдаленных друг от друга регионах показывает различие климатических условий, причем выявляется определенная закономерность в проявлении этих различий. Межстадиалы хенгело и денекамп в Дании и Нидерландах в оптимуме выражены лесотундровыми условиями — в оптимуме сумма древесной и кустарниковой пыльцы, состоящей в основном из пыльцы ивы и березы, доходит до 40%, причем увеличение пыльцы березы, по мнению ван дер Хаммена и др. (van der Hammen et al., 1967), большей частью связано с *Betula nana*. В Белоруссии, судя по разрезам Красная Горка, Шапурово, Слобода и Борисова Гора, дунаевский межстадиал и межстадиал «Гражданский проспект» несколько теплее, чем в Дании и Нидерландах, и палеоботанические данные воспроизводят условия несомкнутых лесов северотаежного типа (Арсланов, Вознячук и др. 1971б, 1971в; Вознячук, Арсланов, 1971). На Северо-Западе и в цент-

ральных районах Европейской части СССР эти межстадиалы характеризуются сомкнутыми лесами северотаежного типа (Арсланов, Бреслав и др., 1970; Арсланов, Баканова и др. 1972; Ауслендер и др. 1970; Спиридинова, 1970). В северных районах Западной и Восточной Сибири и на северо-востоке Азиатской части СССР климат каргинского межледниковья — аналога средневалдайского межстадиального комплекса, — в оптимуме был теплее современного климата (Кинд, 1972; Шилов и др. 1971; Лаухин и др. 1972а, 1972б). Образование торфяника мощностью 3,4 м вблизи д. Родионовское на Печоре, судя по датировке торфа из кровли торфяника $40\,700 \pm 930$ лет (ЛУ-345), относится к оптимуму межстадиала «Гражданский проспект». По данным ряда исследователей, образование родионовского торфяника происходило в межледниковых условиях (Яхимович, 1971). К средневалдайскому потеплению, по данным Б. И. Гуслицера и А. А. Лийвы (1972), относится культурный слой Бызовской стоянки в этом же районе средней Печоры, образовавшейся в климатических условиях не более суровых по сравнению с современными. Возраст костей из этой стоянки, определенный А. А. Лийва, оказался равным $25\,450 \pm 380$ лет. Таким образом, по мере удаления от скандинавского ледникового покрова на восток отчетливо проявляется потепление климата во время межстадиалов «Гражданский проспект» и дунаево и одновозрастного каргинского межледниковья.

В формировании климатических условий определенного региона участвуют многие взаимосвязанные факторы, однако нельзя не обратить внимание на положительную корреляцию приводимых ниже двух факторов с улучшением климатических условий во время средневалдайского межстадиального комплекса в северо-восточных районах Европейской части СССР и в Сибири.

1. Сравнительно теплые климатические условия во время средневалдайского межстадиального комплекса в северных районах, удаленных от ледниковых покровов, частично могут быть объяснены относительно высоким уровнем летней солнечной радиации в это время на северных широтах. Как известно, инсоляционный максимум в северных широтах 47 500 лет назад (см. рис. 1), в основном, обусловлен изменением наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты. Этот цикл имеет периодичность около 41 000 лет и вызывает синхронные сезонные изменения солнечной радиации на обоих полушариях. Сезонные изменения радиации, обусловленные изменением наклона оси вращения Земли, зависят от широты: они почти отсутствуют на низких широтах и резко возрастают на высоких широтах. В противоположность этому изменения сезонной радиации, вызываемые двумя другими причинами — изменением долготы перигелия и эксцентриситета орбиты Земли заметно не зависят от широты. В инсоляционной кривой, приведенной на рис. 1, максимум летней радиации, соответствующий средневалдайскому межстадиальному комплексу и каргинскому межледниковью на широте 65° с. ш., лишь немного меньше максимумов, соответствующих микулинскому (казанцевскому) межледниковью и оптимуму голоцена. В то же время этот максимум значительно меньше на более южных широтах.

2. Более благоприятные климатические условия во время средневалдайского межстадиального комплекса в центральных и восточных районах Европейской части СССР и в Сибири положительно коррелируются с уменьшением влияния скандинавского ледникового щита, который по данным ряда исследователей во время средневислинского потепления в Скандинавии сохранил значительные размеры (Mörner, 1969; Lundqvist, 1967, 1971). По мнению Мёрнера (1969), межстадиальные отложения глумслов на юго-западе Швеции образовались 29 000—27 000 лет назад

в условиях, когда край ледника находился близко от этого района. Как известно, ледниковый купол полярных бассейнов сам вызывает понижение температуры на $2,7\text{--}2,8^\circ\text{C}$ в близлежащих районах (Брукс, 1952). Подобно этому скандинавский ледниковый щит, вероятно, оказывал влияние на климат близлежащих территорий, тогда как его влияние на более отдаленные районы было значительно меньше. Уралосибирский ледник из-за малого размера, по-видимому, не мог существенно влиять на климат Восточной Европы и Сибири.

Сравнительно благоприятные климатические условия во время средневалдайского межстадиального комплекса существовали также на тихоокеанском побережье Северной Америки, связанном с маломощным кордильерским оледенением и удаленном от крупнейшего лаврентийского ледникового покрова. Объемы этих ледников в максимуме оледенения по данным К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1965) составляли соответственно $2,139$ млн. км^3 и $19,48$ млн. км^3 . На тихоокеанском побережье межстадиальные отложения средневисконсинского возраста обнаружены на границе Канады и Аляски (территория Юкон). Здесь неледниковый интервал бутелье в долине р. Шэкуок имеет серию датировок по древесине из илстых отложений от $37\,700 \pm 1500$ (Y-1356) до $30\,100 \pm 600$ (Y-1385) лет назад (Denton, Stuiver, 1967; Porter, 1971). Эти отложения заключены между двумя моренами, соответствующими ранне- и поздневисконсинскому оледенениям. В то же время в ледниковой области восточной Канады намного южнее расположенные районы (например, долина р. Св. Лаврентия) были в это время покрыты льдами (Dreimanis, Karrow, 1972).

Во время олимпийского межледниковья ($52\,000\text{--}19\,000$ лет назад), по данным Фултона (Fulton, 1971), климат в южной части Британской Колумбии был несколько более холодным и влажным, но не слишком сильно отличался от современного. Палеоботанические исследования, проведенные Терасмаем, показали, что в это время леса в Британской Колумбии состояли из сосны, ели, пихты и тсуги, но дугласская пихта отсутствовала, что свидетельствует о несколько более холодном климате, чем сейчас (Armstrong et al., 1965). В то же время аналогичная растительность (хвойные леса) существовала в это время в более южных ледниковых районах Северной Америки (бассейны озер Эри, Онтарио и штат Иллинойс, США), которые в настоящее время расположены в зоне лиственных лесов (Wright, 1971). Более холодный климат, по сравнению с современным, во время средневалдайского межстадиального комплекса на юге Западной Европы (например, в Греции, Испании, van der Hammen et al., 1971; Vogel, Waterbolk, 1972) и в Карибском море (Emiliani, 1972) частично может быть объяснен тем, что в южных районах, по сравнению с северными, в этот период практически не было увеличения летней инсоляции, связанной с изменением наклона оси вращения Земли. В свою очередь более холодные условия в Атлантическом океане не могли не влиять на климат Северо-Западной Европы, зависящий от тепла, приносимого течениями из Атлантического океана. Куп и другие (Coore et al., 1971), объясняя расхождение между безлесными условиями в Англии во время аптон-уорренского межстадиала ($43\,000\text{--}38\,000$ лет назад) и теплолюбивой фауной жуков в отложениях этого межстадиала, которые обитают в условиях среднеиюльской температуры 15°C , пришли к заключению о резко континентальном климате в это время со среднеянварской температурой около -20°C (в настоящее время среднеянварская температура $+2^\circ\text{C}$).

Средневалдайскому межстадиальному комплексу, по данным многих исследователей, соответствует сравнительно высокий уровень океана.

В оценке величины уровня и климатических условий в это время в основном доминируют две точки зрения. Одни исследователи считают, что уровень океана в это время был ниже современного (от -10 до -40 м по данным разных авторов), а климатические условия были холоднее, чем в настоящее время. Другие авторы считают, что уровень океана во время этой трансгрессии был таким же, как современный, или несколько выше. Соответственно климатические условия были такие же как в настоящее время или теплее.

Наиболее достоверные датировки этого интервала получили Вии и Чэппел (Veeh, Chappel, 1970) для низких коралловых террас на Новой Гвинее. Серия датировок, полученных по ураново-иониевому методу, составляет от $53\,000 \pm 3000$ до $3\,400 \pm 4000$ лет. Уровень моря, вычисленный по данным величины поднятия последовательно расположенных датированных террас, для отрезка времени $50\,000$ — $35\,000$ лет назад составляет -25 м (см. рис. 1). Образцы из поднятых коралловых рифов низких террас на о-ве Кикаи (о-ва Рюкю) по ураново-иониевому и ураново-проактиниевому методам имеют возраст от $47\,000 \pm 2000$ до $39\,000 \pm 2000$ лет назад (Sakapoue et al., 1967). Морская терраса Итами в Японии, осадки которой образовались в более холодных климатических условиях по сравнению с современным климатом, имеет датировки по раковинам моллюсков и древесине от $35\,000$ до $30\,000$ лет назад (Huzita, Maeda, 1971). Уровень моря в это время, по данным указанных авторов, был ниже современного.

Фор и Элуар (Faure, Elouard, 1967) получили серию датировок по раковинам моллюсков около $31\,000$ — $32\,000$ лет для побережья Северной Африки. Уровень моря в это время, согласно их вычислениям, составлял -12 м. Наиболее высокий уровень океана в средневалдайское время, соответствующий межледниковому уровню, приводят в своих работах Миллиман и Эмери (Milliman, Emery, 1968) для атлантического побережья США, Евзеров и др. (1972) для побережья Кольского п-ова и Благоголин и др. (1972) для побережья морей Восточной Европы. Но более подробное рассмотрение датировок, на основании которых авторы пришли к этому выводу, показывает их ненадежность. Заключение Миллимана и Эмери о высоком уровне, равном современному, $35\,000$ — $30\,000$ лет назад, в основном, базируется на двух датировках раковин $33\,750 \pm 3200$ и $34\,000 \pm 2000$ лет и одной датировке лиманного торфа, определенной с большой ошибкой: $36\,000 \pm 3700$ лет (I-1745). Датировки раковин получены по одной фракции и не содержат никакой информации о загрязнении. В настоящее время твердо установлено, что древние раковины очень часто дают заниженный возраст из-за загрязнения. Для обнаружения загрязнения древние раковины необходимо датировать по двум фракциям — внешней и внутренней.

С выводами В. Я. Евзерова и др. (1972) о молодом возрасте межледниковой трансгрессии трудно согласиться, так как датирование раковин моллюсков по фракциям показало загрязнение. Эти датировки, выполненные нами, приводятся ниже.

	Внешняя фракция	Внутренняя фракция
ЛУ-136 р. М. Качковка	$35\,540 \pm 510$ лет	$>43\,700$
ЛУ-137 Святоносский залив	$41\,900 \pm 1290$	$46\,540 \pm 1770$
ЛУ-141 р. Варзуга	$>40\,930$	$>37\,040$
ЛУ-142 Попов Ручей	$38\,850 \pm 970$	$44\,200 \pm 1770$
ЛУ-144 р. Поной	—	$>43\,000$
ЛУ-140 р. Пулоньга	$35\,290 \pm 750$	$36\,290 \pm 600$

Поскольку для всех раковин из межледниковых морских отложений, за исключением образцов ЛУ-140, ЛУ-141 и ЛУ-144, обнаружено за-

грязнение внешней фракции, возраст внутренней фракции, согласно существующим правилам интерпретации подобных датировок (Арсланов, 1971б), должен рассматриваться лишь как минимальный. Датировки $33\,650 \pm 400$ (ТА-271, р. Поной) и $34\,500 \pm 500$ (ТА-270, р. Чапома), полученные Я. М. Пуннингом, выполнены лишь по одной фракции и не дают сведений о загрязнении. Среди приведенных выше данных представляет интерес датировка образца ЛУ-140 (р. Пулоньга). Согласно В. Я. Евзерову и другим (1972), этот образец относится ко второй, холодной трансгрессии. Обе фракции образца имеют согласующийся возраст, что свидетельствует об отсутствии заметного загрязнения. Возраст и климатические условия образования морских трансгрессивных осадков на р. Пулоньге хорошо согласуются с климато-геохронологическими данными средневалдайского межстадиального комплекса в ледниковой зоне Европейской части СССР.

Датировка $37\,800 \pm 2200$ (Мо-538) (Благоволин и др., 1972) из типично карангатских отложений в известном разрезе у пос. Героевское (Эльтиген) является лишь минимальной. Для этих отложений в этом же разрезе нами получены по ураново-иониевому методу датировки $81\,600 \pm 3000$ (ЛУ-402А, внешняя фракция) и $88\,300 \pm 3000$ лет (ЛУ-402В, внутренняя фракция), типичные для микулинского межледниковья (Х. А. Арсланов, А. Б. Островский, Н. И. Тertyчный и другие).

Леясциемское похолодание, разделяющее межстадиалы «Гражданский проспект» и дунаевский, также, как и ранне- и поздневалдайские ледниковые максимумы, относится к крупным климатическим изменениям. Это похолодание в промежутке $36\,000$ — $32\,000$ лет назад зафиксировано во многих пунктах северного полушария. В восточной части области Великих Озер это время соответствует стадии черитри, когда ледники оставили морену в Торонто, центральной части оз. Эри и на севере Пенсильвании, но не достигли центральной части штата Огайо (Dreimanis, Karrow, 1972). В штате Иллинойс ледниковая стадия этого времени отражена мореной капрон, разделяющей отложения неледниковой интервала плано-силт и фармдейлского межстадиала (Willman, Frye, 1970). В Нидерландах этому похолоданию соответствует похолодание (тундровые условия) между хенгельским и денекампским межстадиалами (van der Hammen et al., 1967), в Западной Сибири — конощельское похолодание, в Восточной Сибири — жиганская стадия зырянского оледенения (Кинд, 1972).

Датировки опорных разрезов Гродно, Шапурово, Дричалуки в Белоруссии и Пучка в Вологодской области убедительно свидетельствуют о том, что в западных и восточных районах Европейской части СССР максимальной стадией валдайского оледенения была поздневалдайская стадия. Как известно, на Русской равнине максимальная стадия получила название бологовской или в более широком интервале времени бологовско-едровской стадии (Вигдорчик и др., 1971; Чеботарева и др., 1971). Хотя в классическом валдайском ледниковом районе абсолютный возраст краевых образований бологовской стадии еще не определен и вследствие этого вопрос о ее возрасте в этом районе дискусионен (Маляховский и др., 1969; Чеботарева и др., 1971), эта неопределенность не должна быть отнесена к геохронологически хорошо изученным западным и восточным районам Русской равнины. Единый термин для обозначения максимальной стадии валдайского оледенения введен с той надеждой, что последующие исследования подтвердят поздневалдайский возраст бологовско-едровской стадии и в районе Валдайской возвышенности, поскольку в ледниковых районах Северной Америки и Европы, связанных с Лаврентийским и Скандинавским ледниковыми

покровами, поздневислинский (висконсинский) возраст имеют практически все датированные органогенные отложения под максимальными краевыми образованиями этих ледников. Растительные остатки под мореной максимальной (бранденбургской) стадии в ГДР имеют датировки от $19\,310 \pm 1000$ (Blп-364) до $21\,160 \pm 800$ лет (Blп-126) (Серек, 1965). В Англии максимальная стадия вислинского оледенения — оледенение «Ирландское море» и «Главное оледенение Уэльса» — имеет поздневислинский возраст о чем свидетельствуют датировки в зоне максимальных краевых образований в Южном Уэльсе $18\,460 \pm 340$ лет (BM-374; John, Ellis, 1970), в долине р. Клайд $18\,000 \pm 1200$ лет (Birm-146; Rowlands, 1971) и в восточной части графства Йоркшир $18\,500 \pm 400$ (I-3372), $18\,240 \pm 250$ лет (Birm-108; Coore et al., 1971). В Северной Америке, в восточной части района Великих озер, самое дальнее, самое южное продвижение висконсинского оледенения, по данным Дрейманиса (Dreimanis, Kargow, 1972), происходило во время поздневисконсинской стадии ниссури.

Кемптон и другие (Kempton, Gross, 1971), анализируя 30 радиоуглеродных датировок из 18 мест, установили, что на северо-востоке штата Иллинойс подморенные органогенные отложения имеют возраст около 23 000 лет, а на юге — около 19 000 лет. Датировка древесины под мореной на самой южной границе висконсинского оледенения в штате Иллинойс составляет $19\,500 \pm 200$ лет (ISGS-271, Kempton, Gross, 1971).

В Новой Зеландии максимальная стадия позднеотирского оледенения кульминировала около 18 600 лет назад (Suggate, Moog, 1970). Чилийские ледники, согласно данным Мерсера (Mercer, 1972), достигли максимального распространения на широте 41° ю. ш. около 19 400 лет назад, сократились на 50% около 16 000 лет назад и снова продвинулись до нового меньшего максимума после 14 800 лет назад.

Ледниковые покровы во время максимальной стадии валдайского оледенения вызвали резкое понижение уровня океана. Большинство исследователей считают, что уровень океана 16 000—20 000 лет назад был ниже современного на 110—130 м (Milliman, Emery, 1968; Shepard, Curray, 1967; Jongstima, 1970). В то же время в некоторых районах, связанных с горным оледенением, например, в штате Вашингтон (США) и Приверхоэне, максимальной была ранняя стадия висконсинского и зырянского оледенений (Porter, 1971; Кинд, 1972). По мнению Н. В. Кинд (1972), в горных районах на ледниковые процессы наиболее ощутимое влияние оказывает геологический фактор (прежде всего тектонические движения), обуславливая различия в проявлении этих процессов (хорологическую гетеродинамию, по определению Н. В. Кинд).

За максимальной стадией валдайского оледенения наступило кратковременное потепление, которое фиксировано во многих пунктах Земли. В бассейне озер Эри и Онтарио во время этого потепления, получившего название межстадиала эри, ледник максимальной стадии висконсинского оледенения отступил до восточного конца бассейна озера Эри (Dreimanis, Kargow, 1972). Во Франции это потепление (17 000—16 000 лет назад) соответствует межстадиалу ласко, в Бельгии — межстадиалу ложери — ласко (Bastin, 1970), в Греции — межстадиалу филлипи (van der Hammen et al., 1971), в Чили — межстадиалу варас (Mercer, 1972). В Европейской части СССР осадки этого межстадиала, содержащие органические остатки, пригодные для датирования, еще не обнаружены. К этому межстадиалу в Западной Сибири может быть отнесена датировка $15\,500 \pm 150$ лет назад (ЛГ-12) по образцу ископаемой березы из аласового торфяника на п-ве Ямал у полярной станции Мар-ре-Сале (Арсланов и др., 1968). Второй ледниковый максимум, после-

довавший за этим потеплением, на Русской равнине соответствует велсовской стадии (Вигдорчик и др., 1971). Для этой стадии получена лишь одна датировка — Пучка II $14\,300 \pm 310$ лет назад (ЛУ-45В). Датированный торф содержит элементы арктической флоры и, по данным Вигдорчика и других исследователей (1971), относится к перигляциальной зоне по отношению к велсовской стадии. Эту корреляцию поддерживают датировки из других ледниковых районов. В бассейне Эри-Онтарио второй ледниковый максимум датируется $14\,300 \pm 450$ лет назад, в штате Вашингтон — $15\,000 \pm 300$, в районе пролива Каттегат (Дания) — около 14 800, на севере ФРГ и ГДР (померанская стадия) — около 15 000, в Альпах — $14\,470 \pm 385$ (Mörner, 1972), в Чили $14\,800 \pm 230$ лет назад. (Mercer, 1972). Мёрнер (Mörner, 1972), обобщая геохронологию первого и второго ледниковых максимумов во многих ледниковых районах Земли, приводит следующие средние значения: первый (главный) ледниковый максимум — 20 000—17 000 лет назад, второй ледниковый максимум — около 15 000 лет назад и межстадиал между ними — 16 500—15 500 лет назад.

Климато-геохронологическая последовательность после второго ледникового максимума хорошо установлена: это межстадиалы раунис, бёллинг, аллерёд и разделяющие их похолодания нижнего, среднего и верхнего дриаса. Однако во многих пунктах сопоставление краевых образований и межстадиалов с конкретной позднеледниковой стадией или межстадиалом вызывает трудности и для уверенного сопоставления необходимы дополнительные геохронологические исследования.

В заключение автор приносит глубокую благодарность исследователям, принимавшим участие в геохронологическом изучении опорных разрезов, а также сотрудникам Лаборатории геохронологии НИГЭИ Астахову А. С., Горбачевой Е. В., Петрову Г. С., Филонову Б. А., Чернову С. Б. и Тертычному Н. И. за помощь, оказанную при химической подготовке и измерениях проб. Автор считает приятным долгом поблагодарить А. И. Зубкова за внимание и содействие при выполнении этой работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А. К вопросу о возрасте отложений Карукюла в Юго-Западной Эстонии. — В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971а.
- Арсланов Х. А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена. — В сб. «Радиоуглерод», Вильнюс, 1971б.
- Арсланов Х. А. Химическая подготовка проб для определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом. — В кн. «Дендроклиматохронология и радиоуглерод», гл. III, Каунас, 1972.
- Арсланов Х. А., Бутомо С. В., Кинд Н. В. Инструкция по сбору образцов для радиоуглеродного анализа. — В кн. «Абсолютная геохронология четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1964.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Заррина Е. П., Краснов И. И., Новский В. А., Руднев Ю. П., Спиридонова Е. А. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. — Докл. АН СССР т. 172, № 1, 1967.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Полевая Н. И., Руднев Ю. П. Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом. — Геохимия, № 2, 1968.
- Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Громова Л. И., Заррина Е. П., Зубков А. И., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье. — Докл. АН СССР, т. 195, № 5, 1970.
- Арсланов Х. А., Ауслендер В. Г., Громова Л. И., Зубков А. И., Хомутова В. И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера. — Докл. АН СССР, т. 195, № 6, 1970.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Курьерова Л. В., Петров Г. С. Возраст максимальной стадии последнего оледенения на междуречье Западной Двины и Днепра. — Докл. АН СССР, т. 196, № 1, 1971а.

- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Махнач Н. А., Калечиц Е. Г., Петров Г. С. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра.— Докл. АН СССР, т. 200, № 6, 1971б.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Зубков А. И., Калечиц Е. Г., Махнач Н. А. Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Белорусского Поозерья.— Докл. АН СССР, т. 201, № 3, 1971в.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Зубков А. И., Калечиц Е. Г. О возрасте максимальной стадии последнего оледенения в районе Гродно.— Докл. АН СССР, т. 202, № 1, 1972.
- Арсланов Х. А., Баканова И. П., Зубков А. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте и палеоботанической характеристике средневалдайского интерстадиала по разрезу в среднем течении р. Ловати.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 39. М., изд-во «Наука», 1972.
- Арсланов Х. А., Козлов В. Б., Колесникова Т. Д., Семененко Л. Т. Новые разрезы с миклулинскими межледниковыми отложениями в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1973.
- Ауслендер В. Г., Арсланов Х. А., Гаркуша В. И. К вопросу о стратиграфии и геохронологии позднеплейстоценовых отложений Кубено-Сухонской низины и прилегающих водоразделов.— В сб. «Периодизация и геохронология плейстоцена». Л., 1970.
- Благоволит Н. С., Девиц А. Л., Серебрянный Л. Р. Гляциостатические колебания уровня морей Восточной Европы в вюрме по новым радиоуглеродным данным.— Тезисы симпозиума «Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии». М., 1972.
- Брукс Ч. Климаты прошлого. М., Изд-во ИЛ, 1952.
- Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Долуханов П. М., Знаменская О. М., Резник В. С., Агранова Д. Н., Гайгерова Л. А. Геохронология и периодизация плейстоцена Северо-Запада Русской равнины.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971.
- Вознячук Л. Н., Леонович О. П. Стратиграфия верхнеплейстоценовых отложений опорного разреза Мурава I.— Материалы I-й научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.
- Вознячук Л. Н., Арсланов Х. А. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии.— В сб. «Хронология ледникового века». Л., 1971.
- Вознячук Л. Н., Кузнецов В. А., Шандер Е. П. Новые данные о строении верхней валдайской террасы Немана.— Докл. АН СССР, т. 16, № 5, 1972.
- Гуслицер Б. И., Лийва А. А. О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих и палеолитической стоянки Бызовая на средней Печоре.— Изв. АН Эстон. ССР, биология, т. 21, № 3, 1972.
- Евзевров В. Я., Кошечкин Б. И., Стелков С. А. Хронология морского плейстоцена и голцена северо-востока Балтийского шита.— В сб. «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Заррина Е. П., Арсланов Х. А., Спиридонова Е. А. Новый разрез средневалдайского межстадиала у с. Шенское (Молого-Шекснинская низина).— В сб. «Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия». Л., 1973.
- Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений.— Докл. АН СССР, т. 129, № 2. 1959.
- Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового света (радиоуглеродная хронология).— В сб. «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Кинд Н. В. Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным.— В сб.: «Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология», т. 4. М., 1973.
- Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных.— Тр. Института геологии (Вильнюс), вып. II. Вильнюс, 1965.
- Лаухин С. А., Алексеев В. А., Мильникова З. К. Новое определение абсолютного возраста из верхнечетвертичных отложений с унионидами на р. Иркунеевой (северное Приангарье).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 39. М., изд-во «Наука», 1972а.
- Лаухин С. А., Фирсов Л. В., Панычев В. А., Орлова Л. А. Новые данные по абсолютной хронологии последнего межледниковья во внеледниковой зоне Западной Сибири.— Докл. АН СССР, т. 204, № 6, 1972б.
- Лийвранд Э. Д. Применение спорово-пыльцевого анализа для обоснования биостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений Эстонии.— Автореф. диссерт. Таллин, 1972.
- Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Котлукова И. В., Баканова И. П., Буслович А. Л., Квасов Д. Д. Валдайский горизонт.— В кн. «Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР». Л., «Наука», 1969.

- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла.— В сб. «Литоология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин, изд-во АН Эст. ССР, 1965.
- Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Стелле В. Я. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине.— Докл. АН СССР, т. 178, № 4, 1968.
- Спиридинова Е. А. Палинологическая характеристика межстадиальных отложений валдайского оледенения на Северо-Западе Русской равнины и ее значение для стратиграфии и палеогеографии.— Автореферат диссертации. Л., 1970.
- Старик И. Е., Арсланов Х. А., Малаховский Д. Б. О возрасте мгинской межледниковой морской толщи по данным радиоуглеродного метода.— Докл. АН СССР, т. 157, № 6, 1964.
- Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблема возраста максимальной стадии валдайского оледенения.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1971.
- Шило Н. А., Беспальный В. Г., Давидович Т. Д., Диков Н. Н., Ложкин А. В., Носов В. В., Орлова З. В. Обзор радиоуглеродных датировок верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Северо-Востока Азии.— Геология и геофизика, № 10, 1971.
- Яхимович В. Л. Об абсолютном возрасте аналогов молого-шекснинских отложений в Предуралье.— В сб. «Радиоуглерод», Вильнюс, 1971.
- Andersen S. T. Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial (Last Glacial).— Denmarks Geologiske Undersøgelse, 2 raekke, N 75, 1961.
- Armstrong J. E., Crandell D. R., Easterbrook D. J. Late Pleistocene stratigraphy and chronology in Southwestern British Columbia and Northwestern Washington.— Geological Society of America Bulletin, v. 76, N 3, 1965.
- Averdieck F. R. Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade (Schleswig-Holstein)— Fundamenta, v. 2 (Reihe B), S. 101, 1967.
- Bastin B. La chronostratigraphie du würm en Belgique, à la lumière de la palynologie des loess et limons.— Annales de la Société géologique de Belgique, t. 93, p. 545, 1970.
- Blackman A., Somayajulu B. L. K. Pacific Pleistocene cores: faunal analyses and geochronology.— Science, v. 154, N 3751, 1966.
- Bradley W. C., Addocott W. O. Age of the first marine terrace near Santa Cruz, California.— Geological Society of America Bulletin, v. 79, N 9, 1968.
- Broecker W. S., Thurber D. L. Uranium series dating of corals and oolites from Bahaman and Florida Key limestones.— Science, v. 149, N 3679, 1965.
- Broecker W. S., Thurber D. L., Goddard J., Ku T. L., Matthews R. K., Mesolella K. J.— Milankovitch hypothesis supported by precise dating coral reefs and deep-sea sediments.— Science, v. 159, N 3812, 1968.
- Broecker W. S., Ku T. L. Caribbean cores P6304-8 and P6304-9: new analysis of absolute chronology.— Science, v. 166, N 3903, 1969.
- Broecker W. S., van Donk J. Insolation change, ice volumes and the O¹⁸ record in deep sea cores.— Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 8, N 1, 1970.
- Cepek A. G. Geologische Ergebnisse der ersten Radiocarbonatierungen von Interstadialen in Lausitzer Urstromtal.— Geologie, H. 5/6, 1965.
- Coope G. R., Sands C. H. S. Insect faunas of last glaciation from the Tame Valley.— Proceedings of the Royal Society, ser. B, v. 165, N 1000, 1966.
- Coope G. R., Morgan A., Osborne P. J. Fossil coleoptera as indicators of climatic fluctuations during the last glaciation in Britain.— Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, v. 10, N 2/3, 1971.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen M. B., Langway C. C., Jr. Climatic record revealed by the Camp Century ice core.— In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Denton G. H., Stuiver M. Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology Northeastern St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada.— Geological Society of America Bulletin, v. 78, N 4, 1967.
- Donald Mc B. C. Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in Eastern Canada.— In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Dreimanis A., Karrow P. F. Glacial history of the Great Lakes — St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsin (an) Stage, and its correlatives.— 24th International Geological Congress, section 12, Quaternary Geology, Montreal, 1972.
- Emiliani C. Pleistocene temperatures.— Journal of Geology, v. 63, p. 538, 1955.
- Emiliani C. The last interglacial: paleotemperatures and chronology.— Science, v. 171, N 3971, 1971.

- Emiliani C.* Quaternary paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals.—*Science*, v. 178, N 4059, 1972.
- Faure H., Elouard P.* Schema des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans.—*Comp. Rend. Acad. Sci. Paris*, ser. D, t. 265, N 10, 1967.
- Frye J. C., Glass H. D., Kempton J. P., Willman H. B.* Glacial tills of Northwestern Illinois.—*Illinois State Geological Survey Circular*, N 437, 1969.
- Fulton R. J.* Radiocarbon geochronology of Southern British Columbia.—*Geological Survey of Canada, Paper* N 71-37, 1971.
- Hammen van der I., Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H.* Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in Netherlands.—*Geologie en Mijnbouw*, v. 46, N 3, 1967.
- Hammen van der T., Wijmstra T. A., Zagwijn W. H.* The floral record of the late Cenozoic of Europe.—In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Huzita K., Maeda Y.* Itami terrace, with special reference to the late pleistocene transgression in Japan.—*Geosci. Osaka City Univ.*, v. 14, p. 53, 1971.
- Imbrie J., Kipp N. G.* A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late pleistocene Caribbean core.—In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- James N. P., Mountjoy E. W., Omura A.* An early wisconsin reef terrace at Barbados, west Indies, and its climatic implications.—*Geological Society of America Bulletin*, v. 82, N 7, 1971.
- John B. S., Ellis J. D.* Weichelian stratigraphy and radiocarbon dating in South Wales.—*Geologie en Mijnbouw*, v. 49, N 4, 1970.
- Jongsima D.* Eustatic sea level changes in the Arafura sea.—*Nature*, v. 228, N 5267, 1970.
- Kempton J. P., Gross D. L.* Rate of advance of the woodfordian (late wisconsinian) glacial margin in Illinois: Stratigraphic and radiocarbon evidence.—*Geological Society of America Bulletin*, v. 82, N 11, 1971.
- Kennet J. P., Huddleston P.* Late pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western gulf of Mexico.—*Quaternary Research*, v. 2, N 1, 1972.
- Korpela K.* Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (Nördliches Nordfinnland) im Licht von Submoränen sedimenten.—*Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, ser. A., geologica-geographica, N 99, 1969.
- Lalou C., Nguyen H. V., Faure F. H., Moreira L.* Datation par la methode uranium-thorium des hauts niveaux de coraux de la depression de l'Afar (Ethiopie).—*Rev. geogr. phys. et geol. dyn.*, t. 12, N 1, 1970.
- Lundqvist J.* Submoräne Sediments I Jämtlands Län.—*Sveriges geologiska undersökning*, ser. C, N 618, 1967.
- Lundqvist J.* The interglacial deposits at the Leveäniemi Mine, Svappavaara, Swedish Lapland.—*Sveriges Geologiska Undersökning*, ser. C, N 658, Stockholm, 1971.
- Mercer J. H.* Chilean glacial chronology 20 000 to 11 000 Carbon-14 years ago: some global comparisons.—*Science*, v. 176, N 4039, 1972.
- Milliman J. D., Emery K. O.* Sea levels during the past 35 000 years.—*Science*, v. 162, N 3858, 1968.
- Morin R. W., Theyler F., Vincent E.* Pleistocene climates in the Atlantic and Pacific oceans: a reevaluated comparison based on deep-sea sediments.—*Science*, v. 169, N 3943, 1970.
- Mörner N.-A.* The late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast.—*Sveriges geologiska undersökning*, ser. C, N 640, Stockholm, 1969.
- Mörner N.-A.* World climate during the last 130 000 years.—24th International Geological Congress, section 12, Quaternary Geology, Montreal, 1972.
- Osmond J. K., Carpenter J. R., Windom H. L.* Th²³⁰/U²³⁴ age of the pleistocene corals and oolites of Florida.—*Journal of Geophysical Research*, v. 70, N 8, 1965.
- Osmond J. K., May J. P., Tanner W. F.* Age of the Cape Kennedy barrier and lagoon complex.—*Journal of Geophysical Research*, v. 75, N 2, 1970.
- Porter S. C.* Fluctuations of late pleistocene alpine glaciers in Western North America.—In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Rona R., Emiliani C.* Absolute dating of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9.—*Science*, v. 163, N 3862, 1969.
- Rowlands B. M.* Radiocarbon evidence of the age of an Irish Sea glaciation in the vale of Clwyd.—*Nature. Physical Science*, v. 230, N 1, 1971.
- Sakanoue M., Konishi K., Komura K.* Stepwise determinations of thorium, protactinium and uranium isotopes and their applications in geochronological studies.—*Radioactive dating and methods low-level counting*, Vienna, 1967.
- Shackleton N. J.* The last interglacial in the marine and terrestrial records.—*Proc. Royal Soc. London*, ser. B., v. 174, p. 135, 1969.

- Shepard F. P., Curray J. R. Carbon-14 determination of sea level changes in stable areas.— *Progress in Oceanography*, v. 4, p. 283, 1967.
- Stearns C. E., Thurber D. L. $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$ dates of late pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals.— *Progress in Oceanography*, v. 4, p. 293, 1967.
- Suggate R. P., Moor N. T. Revision of the cronology of the late Otira glacial.— *New Zealand Journal of geology and geophysics*, v. 13, N 3, 1970.
- Tauber H. The Scandinavian varve chronology and C^{14} -dating.— *Proc. XII Nobel Symposium*, Olsson I. (Ed.), Uppsala, 1970.
- Valentine J. W., Veeh H. H. Radiometric age of pleistocene terraces from San Nicolas island, California.— *Geological Society of American Bulletin*, v. 80, N 7, 1969.
- Veeh H. H. $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$ and $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$ ages of pleistocene high sea level stand.— *Journal of Geophysical Research*, v. 71, N 14, 1966.
- Veeh H. H., Valentine J. W. Radiometric age of pleistocene fossils from Cayucos, California.— *Geological Society of American Bulletin*, v. 78, N 4, 1967.
- Veeh H. H., Chappel J. Astronomical theory of climatic change: support from New Guinea.— *Science*, v. 167, N 3919, 1970.
- Veeh H. H., Giegenach R. Uranium-series ages of Corals from the Red sea.— *Nature*, v. 226, N 5241, 1970.
- Vogel J. C., Waterbolk H. T. Groningen radiocarbon dates X.— *Radiocarbon*, v. 14, N 1, 1972.
- Willman H. B., Frye J. C. Pleistocene stratigraphy of Illinois.— *Illinois State Geological Survey Bulletin*, N 94, 1970.
- Woerkom van A. The astronomical theory of climate changes.— In: «Climate change», Shapley N. (Ed.), Cambridge, Harvard Univ. Press, 1953.
- Wright H. E., Jr. Late Quarternary vegetational history of North America.— In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.

Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ, Н. С. МАМАЦАШВИЛИ

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О СРЕДНЕ- И ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЯХ ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
КОЛХИДСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**
(по материалам Супсинской, Патара-Потийской
и Кетиларской буровых скважин)

Довольно обширная часть восточного побережья Черного моря окаймляется Колхидской низменностью. Зажатая между двумя складчатыми сооружениями (холмистое предгорье южного склона Главного Кавказского хребта и северный склон Аджаро-Имеретинского хребта Малого Кавказа), Колхидская депрессия имеет треугольную форму, вершина которой упирается в Дзирульский кристаллический массив. В геологическом отношении Колхидская низменность представляет западную часть грузинской глыбы (Джанелидзе, 1942). Все формации, принимающие участие в геологическом строении Колхидской низменности, от древнейших кристаллических пород вплоть до неогеновых, перекрываются морскими и континентальными плейстоценовыми отложениями.

Еще со времен Р. П. Пренделя (1879) возник интерес к изучению стратиграфии морских террас черноморских отложений и истории бассейна Черного моря. Благодаря исследованиям Н. И. Андрусова, А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, В. И. Громова, Г. И. Горецкого, А. Г. Эберзина, Л. Ш. Давиташвили, Л. А. Варданянца, П. В. Федорова, Л. Н. Соловьева, Д. В. Церетели и др. морфологии морских террас предгорной полосы Кавказского побережья, в геологической литературе имеется разработанная схема стратиграфии плейстоценовых отложений и истории черноморского бассейна в антропогене. Однако до последнего времени существовали очень скудные материалы по стратиграфическому расчленению четвертичных отложений Колхидской депрессии, хотя изучение этого вопроса интересно тем, что в продолжение всего плейстоцена в Рионском заливе и во всей прибрежной полосе Колхидской низменности происходило накопление морских осадков. В результате проведения в Колхидской низменности геологических, гидрогеологических и геофизических исследований за последние четыре десятилетия опубликованы интересные труды по геологическому строению и тектонической природе как дочетвертичных отложений, так и особенно интересующих нас в данном случае, плейстоценовых отложений Колхидской низменности (Джанелидзе, 1942; Кахадзе, Мшвениерадзе, 1951; Лалиев, 1957; Вахания, 1957; Церетели, 1961 и, др.).

В результате бурения установлено, что в Колхидской депрессии в стратиграфической последовательности сменяют друг друга все горизонты плейстоценовых морских отложений, от чаудинских до новочерноморских. Общая мощность морских плейстоценовых отложений достигает 450—500 м в прибрежной полосе и постепенно уменьшается в восточном направлении. Интересно, что по последним данным гидрогеологических исследований, проведенных Л. А. Харатишвили, в цент-

ральной части Колхидской низменности установлены пологие складки в дочетвертичных и, в частности, неогеновых отложениях. Вследствие трансгрессии четвертичных бассейнов Черного моря эти складки частично размывы и перекрыты молодыми отложениями неравномерной мощности.

В буровых скважинах фаунистически охарактеризованы чаудинские слои с *Didacna* ex. gr. *crassa* Eichw., *D. tschadae* Andrus, *D. baericrassa* Pavl., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissena tschadae* Andrus., вскрытые с глубины 200 м.

Древнеэвксинские отложения Колхидской депрессии (западная часть) вскрыты на разных глубинах до 157 м с мощностями от 80 до 120 м. В восточном направлении мощность этих отложений снижается.

Фаунистически охарактеризованные узунларские морские террасы прослеживаются на северо-восточном побережье Черного моря, однако в зоне накопления морских осадков в Колхидской депрессии разграничить узунларские и древнеэвксинские осадки из-за их постепенного перехода пока затруднительно.

Карангатский горизонт западной части Колхидской низменности мощностью 40—120 м хорошо отбивается на глубинах от 60—70 до 120—140 м. Он содержит остатки фауны (по определению А. Г. Эберзина), характерные для карангатского морского бассейна (*Venus gallina* L., *Mactra subtruncata* Da Costa var. *trigonula* Ren., *Donacilla cornea* Poli., *Donax* sp., (cf. *lubianea* Andrus), *Corbulamya meotica* Mil., *Cardium edule* L. и др.).

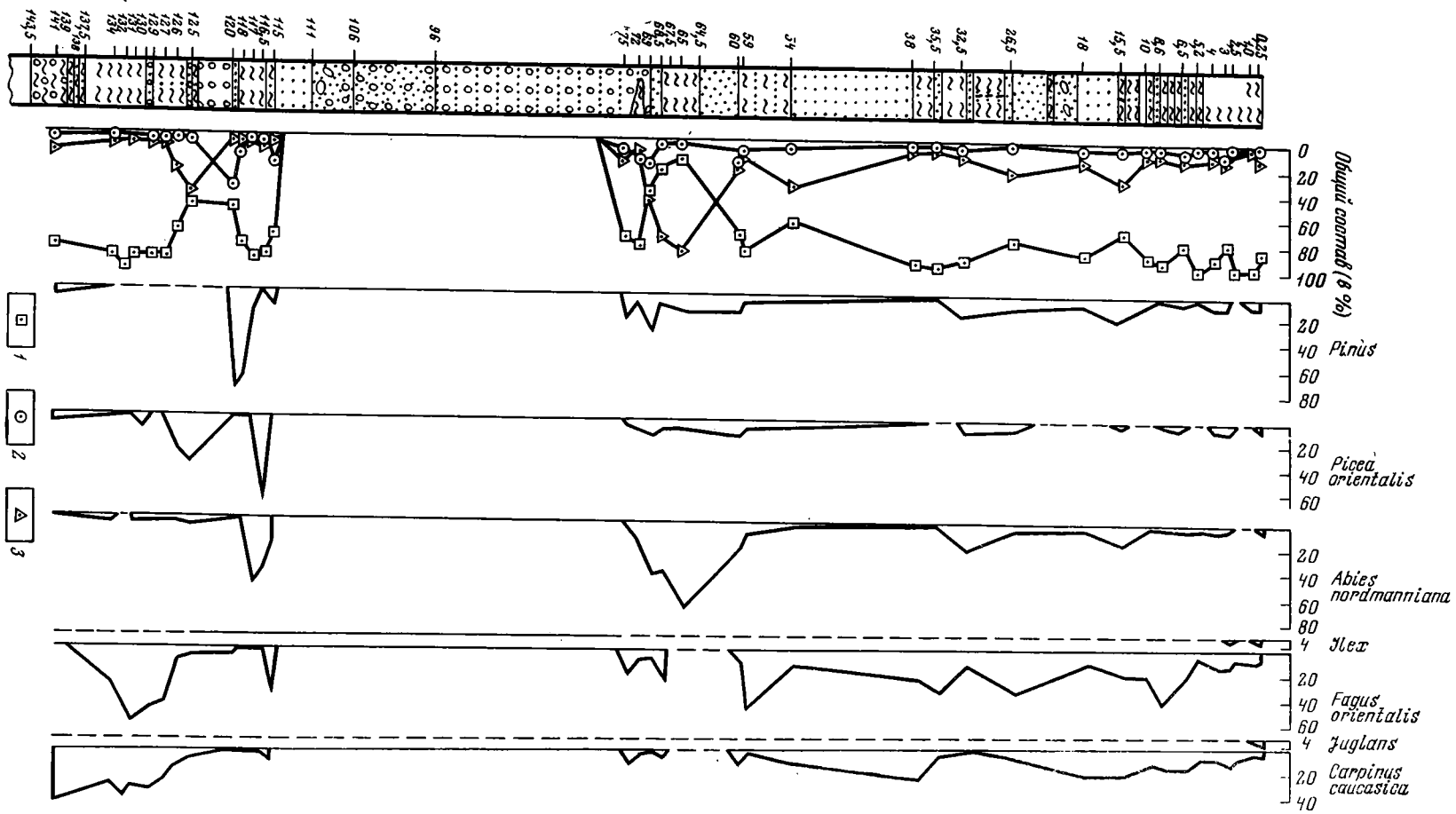
Маркирующим горизонтом между эвксино-узунларскими отложениями и карангатским горизонтом можно считать торфяной горизонт, вскрытый буровыми скважинами (окрестности Малтаква) на глубине 121 м. По-видимому, формирование торфяного горизонта и регрессия моря совпадают с формированием узунларских террас на Черноморском побережье.

Новоэвксинские отложения, вскрытые буровыми скважинами в Ринском заливе на расстоянии 12—16 км от современного моря на глубине 40—45 м (лагунно-дельтовые отложения новоэвксинского озера-моря), содержат пресноводную фауну моллюсков: *Monodacna pontica* Eichw., *Corbicula fluminalis* Mull, *Dreissena polymorpha* Pal. и др.

Между новоэвксинскими и древнечерноморскими отложениями также встречается горизонт торфа, указывающий на колебание уровня моря. Отложения этих бассейнов имеют распространение в причерноморской полосе Колхидской низменности и на первых приморских террасах. В древнечерноморских отложениях Колхидского побережья и Ринского залива отмечаются остатки фауны: *Cardium edule* L., *Venus gallina* L., *Corbulomya meotica* Mil., *Nassa reticulata* L., *Hydrobia* sp., *Mytilus galloprovincialis* и др.

Вскрытые на разных глубинах 3—4 горизонта торфа выше новоэвксинских отложений на глубине 41; 36,8; 18,9 и 10,9 м указывают на кратковременные трансгрессивные и регрессивные фазы, связанные, по-видимому, с климатическими колебаниями в поздне- и послеледниковое время (Церетели, 1962, 1966).

Для изучения характера фациальных изменений осадконакопления интерес представляет материал буровой скважины 1 (1971), заданной на расстоянии 2,5 км от правого берега р. Супса (окрестности с. Тбата-на) и в 7 км от береговой линии Черного моря. Литолого-минералогическое исследование образцов керна с разных глубин (скв. 1), проведенное в лабораториях Ростовского-на-Дону государственного университета И. А. Шамраем и С. Я. Ореховым, указывает на то, что пройденный



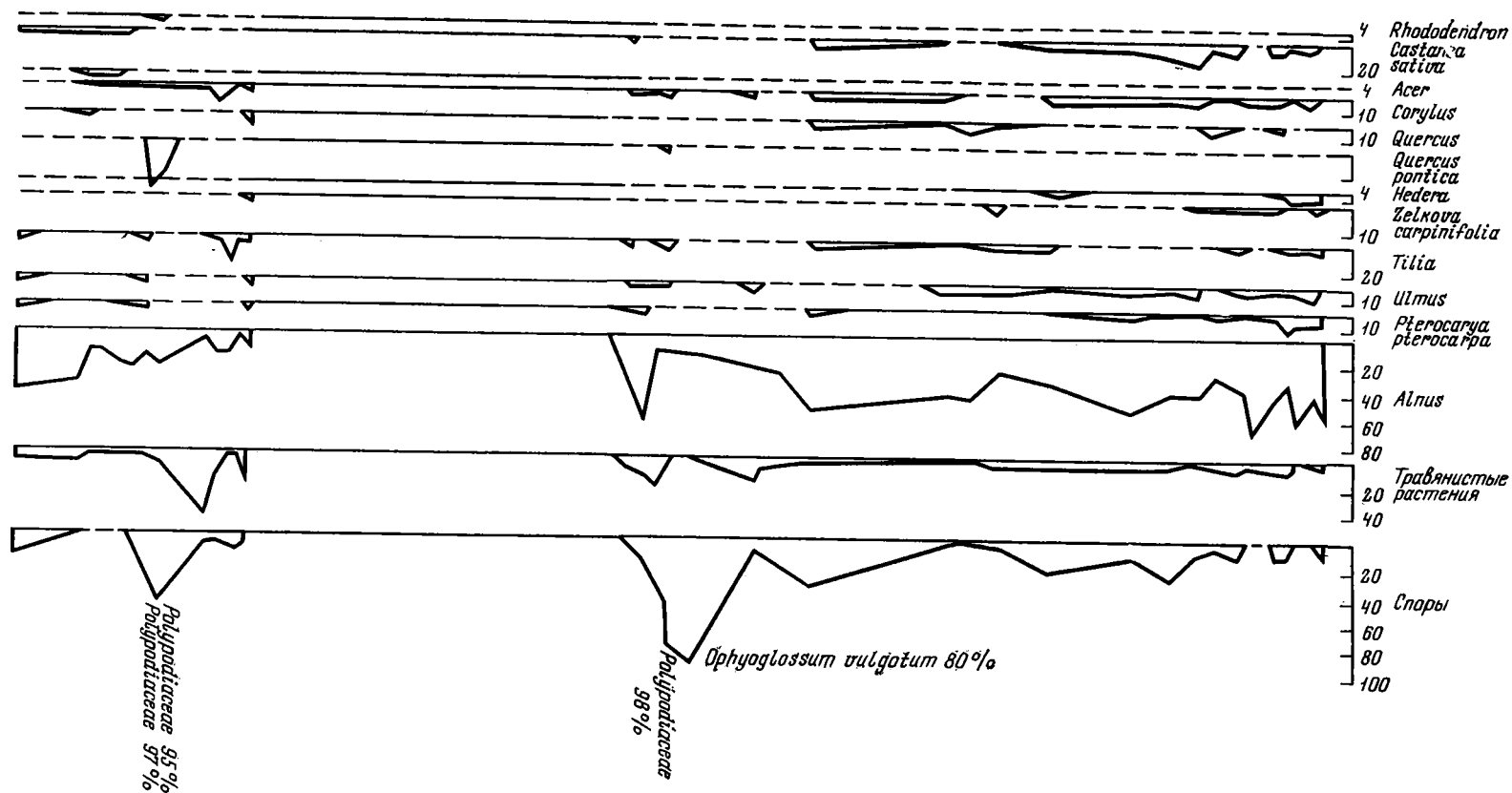


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма скважины 1. Супса. Анализ И. И. Шатиловой, 1971 г.

1 — пыльца древесных; 2 — пыльца травянистых; 3 — споры

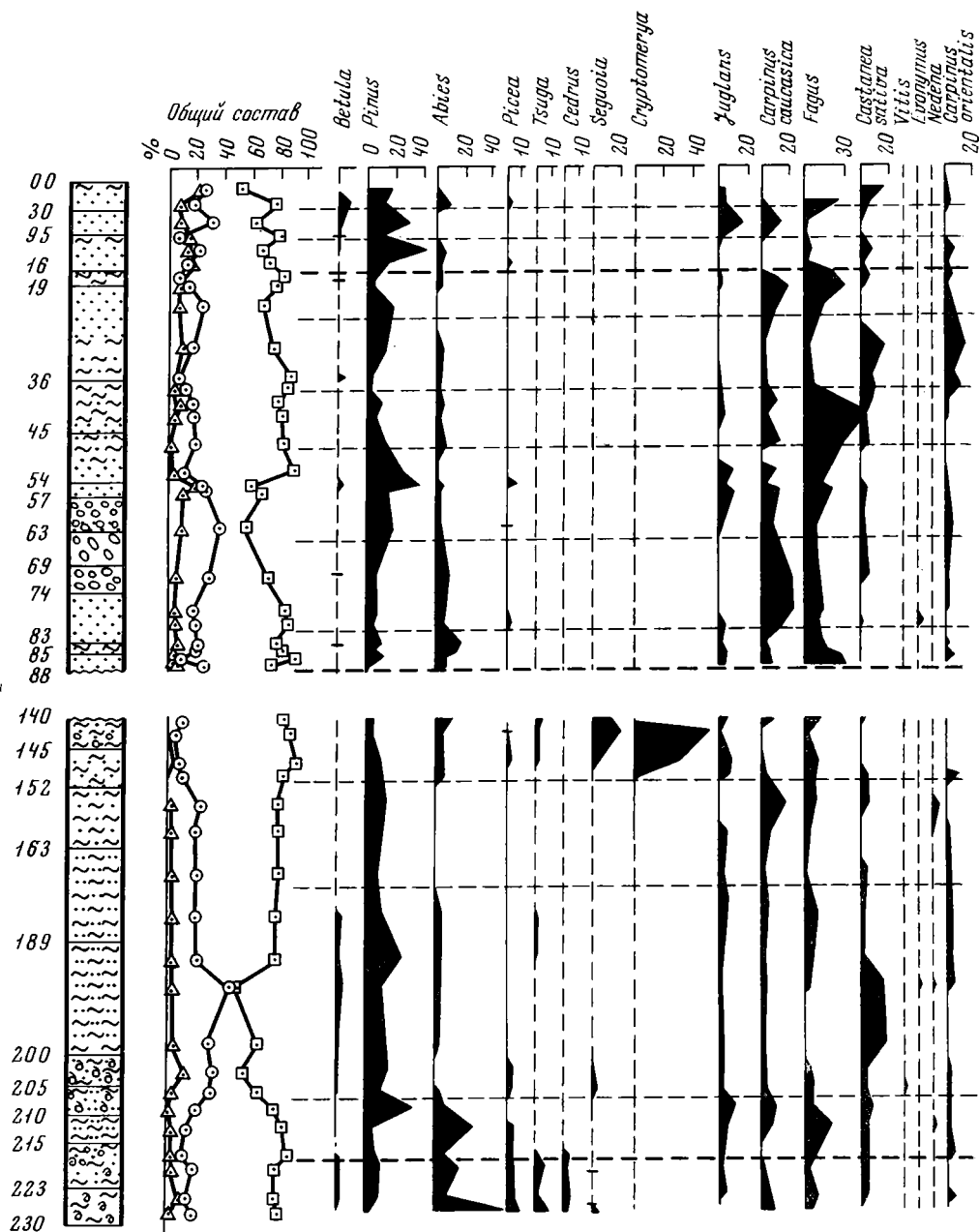
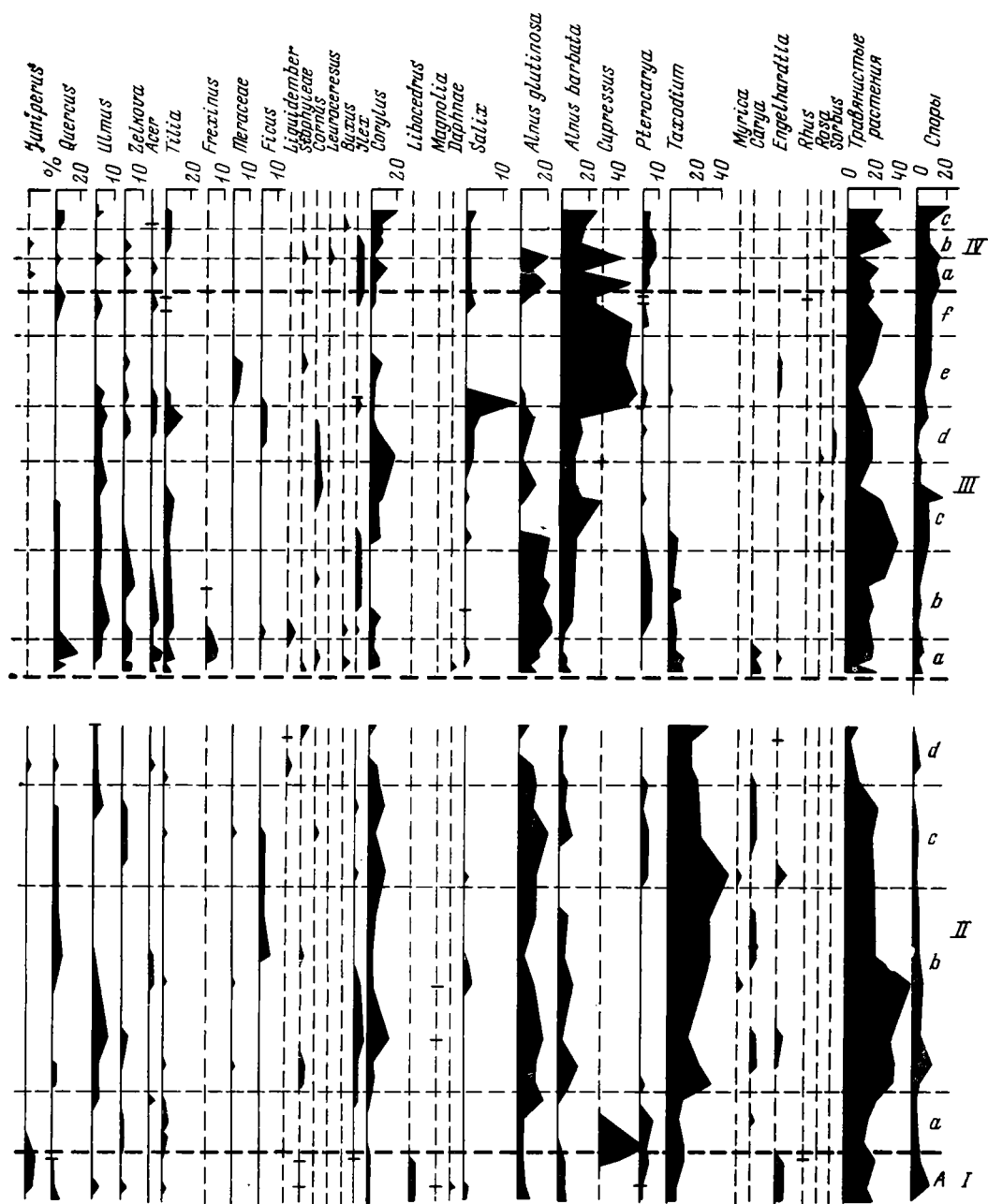


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма скважины 3. Патара-Поти. Анализ Н. С. Мамацашвили, 1971 г.

разрез начинается аллювиально-пойменными глинами и глинистыми алевритами мощностью 4 м с остатками растений. На глубине 4,5 м обнаружен торфяной горизонт, перекрывающий алеврито-песчанистые (баровые) приустьевые отложения. В интервале глубин от 10 (9,66) до 21 м чередуются литорально-пляжевые прибрежно-морские лагунные осадки мелкого моря. В отложениях преобладают туфитовые пелиты и туфито-алевритовые пелитовые пелиты. Мелководные осадки лагунного и прибрежного характера на глубине 21,5—22,5 м отделяют



субаквальные осадки от туффитовых пелитолитов серого цвета. По мнению И. А. Шамрая и С. Я. Орехова, накопление под субаквальными отложениями тонкопесчанистых пепловых туффитов связано с началом трансгрессивной фазы, после чего происходит образование мелководных осадков до глубины 39 м. На глубине 53 м были вскрыты пелитолиты туффито-субаэрального происхождения, указывающие на отсутствие моря. На глубине от 61 до 111 м чередование песков, глин, песчано-галечных отложений носит характер накопления в прибрежноустьевых условиях. В интервале 119—140 м наблюдаются пепельно-серые или с

голубоватыми оттенками глины морских отложений, которые чередуются с прослойками песка, галечника и иногда валунов. Глубинный интервал 151—161 м в скважине представлен глинистым песком с прослойками галечника, а дальше вниз идут галечники, чередующиеся с крупнозернистыми песками. Характер отложений указывает на частую смену морского режима и осадконакопления в устье р. Супса.

Для расчленения плейстоценовых отложений за последние годы были собраны материалы микрофауны моллюсков. За исключением данных по чаудинскому горизонту и верхнему голоцену, исследователи имели сравнительно мало данных спорово-пыльцевого анализа для суждения о палеогеографической ситуации антропогенного периода Западного Закавказья и, в частности, Колхидской низменности.

Для этой цели в 1971 г. в Колхиде были заданы три буровые скважины. Результаты спорово-пыльцевых анализов керна скв. 1 и 3 приводятся выше (рис. 1 и 2).

Спорово-пыльцевой анализ из скв. 1 показывает, что в верхней части разреза, где преобладают аллювиально-пойменные и лимано-болотные осадки, до глубины 10—12 м пыльца древесных пород достигает максимума развития. Кроме спор и пыльцы в этих отложениях встречаются плохо сохранившиеся остатки микрофауны, а также торфяной горизонт мощностью 0,5 м на глубине 6,8 м. Из пыльцы древесных растений в верхнем горизонте преобладает пыльца *Fagus orientalis* (40%), *Castanea sativa* (25%), *Alnus* (64%). Сравнительно мало представителей хвойных (*Picea*, *Pinus*, *Abies*), а также широколиственных пород: вяза, дуба, граба, дзельквы, липы и др.

Почти такое же содержание пыльцы отмечается в составе кобулетских и потийских торфяников, встречающихся на глубине от 6 до 12 м. Причем возраст торфяного слоя (глубина 11,3 м) М. И. Нейштадт и Н. А. Хотинский определяют в 5825 ± 215 лет, а возраст морских отложений от 8 000 и более лет. При сопоставлении разрезов Патара-Поти, Кулевы с верхней частью разреза скв. 1 Супсы отложения до глубины 10—12 м можно отнести к верхнему голоцену, причем торфяной горизонт на глубине 6 м, по-видимому, образовался во время поднятия уровня моря после эгриской стадии регрессии (Церетели, 1961). Такие мелкие трансгрессивные фазы, установленные Д. В. Церетели по другим разрезам Колхидской низменности до 22—24 м глубины скв. 1 Супсы, относятся к нижним и верхним древнечерноморским осадкам и современным образованиям.

Результаты спорово-пыльцевого анализа показывают, что начиная с глубины 6 м вниз происходит возрастание в процентном отношении представителей хвойных (*Abies nordmanniana*—65%). С 115 м содержание пыльцы *Pinus* увеличивается до 75—80%, *Picea orientalis*—60%, а широколиственных *Fagus orientalis*—58%, *Carpinus caucasica*—35%. Много пыльцы *Quercus pontica*. Довольно бурное развитие, по-видимому, имели *Artemisia* (35%), *Chenopodiaceae* (53%), *Polypodiaceae* (95%). Литофациальный характер отложений, а также анализ ископаемой пыльцы при сопоставлении с другими разрезами буровых скважин Колхидской низменности позволяют предполагать, что седиментация прибрежных морских осадков, судя по отложениям в интервале 60—70—130 м (в них находится промежуточный 40-метровый галечниковый горизонт) происходила при наступании моря, совпадающем с началом новозвксинского бассейна последней ледниковой эпохи.

Недалеко от Супсы, около Патара-Поти, скважина 3 прошла до глубины 230 м морские четвертичные отложения, из которых были отобраны образцы микрофауны и материал для спорово-пыльцевого анализа.

Результаты спорово-пыльцевого анализа позволяют выделить четыре основных горизонта, каждый из которых делится на палинологические зоны (табл. 1).

Таблица 1

**Распределение родов древесных и кустарниковых растений
по палинологическим зонам отложений скв. 3 Патари-Поти**

Глубина, м	Горизонт	Зона	Количество родов			Возраст отложений по морской микрофауне
			хвой- ные	покры- тосе- менные	всего	
0—16	IV горизонт Pinus	c—Betula—Fagus—Castanea	3	15	18	Голоцен
		b—Juglans—Carpinus cau- casica—Pterocarya	3	18	21	
		a—Fagus—Castanea—Alnus	4	14	18	
		f—Fagus—Carpinus cau- casica—Pinus	2	17	19	
16—88	III горизонт	e—Carpinus orientalis— Castanea—Ficus	3	20	23	Средний (и верх- ний?) плейстоцен
		d—Fagus—Tilia—Corylus	2	18	20	
	Alnus	c—Pinus—Juglans—Corylus	4	19	23	
		b—Carpinus caucasica— Ulmus—Zelkova	4	21	25	
		a—Abies—Fagus—Carya	5	21	26	
		Отсутствие керна				
		d—Abies—Cryptomeria— Sequoia	8	16	24	
140—220	II горизонт Taxodium	c—Pinus—Carpinus cau- casica (max. Taxodium)	2	23	25	Древнеэвксинский
		b—Betula—Pinus—Castanea	6	28	34	
		a—Abies—Fagus—Cupres- sus	8	21	29	
219—230	I горизонт	A—Tsuga—Abies—Liboce- drus	11	22	33	Чаудинский верхи

I горизонт (от 219 до 230 м): по данным микрофаунистического анализа в этом горизонте присутствуют: *Caspyocypis trapezoidalis* Imn., *Caspiolla venusta* (Zal.), *Vacu-
nella* aff. *roberti* (Zel), *Advenocypis* sp., *Candona* sp., *Pontoniella acuminata pontica*,
Cytherissa bogatschovi Liv., *Leptocythere multituberculata* Liv., *L. aff. scita* Step., *L. sp.*,
L. striatocosta Schw., *Loxoconcha tschudaue* Imn., *L. petasa* Liv., *Ammonia beccarii*
Limne и др.¹ Это позволяет датировать его, как верхи чауды и низы древнего эвксина.
По данным спорово-пыльцевого анализа этот горизонт характеризуется спорово-пыль-
цевыми спектрами, не дающими основания для его более дробного деления. В их соста-
ве значительную роль играет пыльца хвойных пород: *Pinus*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Cedrus*,
Sequoia, *Libocedrus*, *Juniperus*, *Cupressus*. Значительное участие пыльцы представителей
родов *Tsuga*, *Abies*, *Libocedrus*, образует специфическое сочетание, не повторяющееся
в других стратиграфических горизонтах изученного разреза. Широколиственные породы
представлены *Juglans*, *Carpinus caucasica*, *C. orientalis*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus*,
Ulmus, *Zelkova*, *Tilia* и пыльцой ряда растений, свойственных болотным и приречным
лесам: *Staphylea*, *Salix*, *Alnus glutinosa*, *A. barbata*, *Cupressus*, *Pterocarya* и представи-
телей семейства таксодиевых. При переходе от чаудинских отложений к древнеэвксин-
ским встречаются также единичные зерна *Magnolia* и *Daphne*.

Приведенные в списке растения принадлежат главным образом лесам горного пояса,
характеризующимся большой пестротой и разнообразием. Судя по содержанию спор и

¹ Здесь и далее определения З. Имнадзе.

пыльцы травянистых растений чаудинские леса имели редкий травянистый покров. Известно, что тсуговые и тсугово-буковые леса и в настоящее время почти лишены нижних ярусов.

Данные спорово-пыльцевого анализа вполне согласуются с результатами, полученными И. И. Шатиловой (1970) для чаудинских отложений Гурин.

II горизонт (от 140 до 220 м) по микрофауне датируется древнеэвксинским возрастом. В нем определены следующие виды фораминифер: *Cytherissa* ex. gr. *bogatschovi* Liv., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Leptocythere pirsagatica* Livent, *Trachyteberis azerbaijanica* Livent, *L. pseudoconvexa* Livent, *Loxosconcha gibboides* Livent, *Bacuncella dorsocruata* (Zal.), *Leptocythera adulata* Asl., *L. bicornis* Asl., *L. planus* Asl., *Carpocypris tsapocoidalis* Imn., *Cytherissa bogatschovi* Livent, *C. fagiana* Mand., *Leptocythere pirsagatica* Livent, *L. sp.*, *Tyrrenocythere azerbaijanica* Livent, *Loxosconcha arcuata* Step., *L. gibboides* Liv.

III горизонт (от 16 до 88 м) по присутствию в микрофауне *Cyprideis littoralis* (Br), *Leptocythere pirsagatica* Livent, *Loxosconcha* sp., *Elphidium* sp. датируется средним и верхним плейстоценом. По данным спорово-пыльцевого анализа для этого горизонта характерно высокое содержание пыльцы *Alnus* (*Alnus glutinosa* и *Alnus barbata*) при постепенном исчезновении пыльцы *Taxodium*.

IV горизонт (от 0 до 16 м), относящийся к голоцену (по микрофауне установлены переотложенные фораминиферы *Globigerina* sp., *Elphidia* sp.), характеризуется резким повышением содержания пыльцы *Pinus*, а в верхней части — значительным содержанием пыльцы *Betula*.

Перечисленные выше горизонты, пройденные скважиной 3 (чауда, древний эвксин, средний и верхний (?) плейстоцен и голоцен) характеризуются особенностями, которые достаточно уверенно могут быть выделены и в других разрезах. В связи с этим их, по-видимому, можно рассматривать как наиболее дробные стратиграфические подразделения.

Приведенные данные по составу спорово-пыльцевых спектров древесных и кустарниковых растений показывают изменения характера растительного покрова за время накопления изученных отложений, в частности, изменение количества представленных в спорово-пыльцевых спектрах родовых типов.

Число родов хвойных пород и покрытосемянных растений закономерно изменяется от более древних лесов к более молодым. Но в этом процессе намечаются и ритмические колебания. Уменьшение числа родов растений в пыльцевых спектрах несомненно указывает на ухудшение климатических условий. Естественно думать, что горизонты с более бедной флорой отражают эпохи оледенения или похолодания (зоны IIa, IIIc, IIIa и IVa), более богатые зоны (IIb, IIIa, IIIe, IVb) (Мамацашвили, Хазарадзе, 1973) указывают на межледниковые периоды. Флористический анализ полученных результатов дает возможный критерий для датировки охарактеризованных отложений, независимо от присутствия в них морской фауны. Анализ географических групп родов, представленных в спорово-пыльцевых спектрах, показывает, что постепенное обеднение флоры происходило за счет выпадения все большего числа экзотических родов. Соотношение географических элементов в слоях с наиболее богатыми флорами² показано в таблице 2. По данным таблицы видно, что в нижнем горизонте (I a), относящемся к чаудинскому времени, в исследованной толще присутствует пыльца максимального количества экзотических (американо-среди-

² Мы рассматриваем только эти горизонты потому, что состав родов в обедненных флорах может быть случайным. Распределение родов по географическим группам дано по работе В. П. Гричука, 1959 г.

Таблица 2

Распределение представителей южно-голарктических и тропических родов по зонам отложений скв. 3, Патара-Пати

Горизонт	Зона	Географические группы родов														Возраст отложенный по морской микрофауне		
		Американо-средиземноморско-азиатские							Американо-азиатские		Североамериканские	Азиатские	Тропические					
		Pterocarya	Juglans	Castanea	Buxus	Zelkova	Vitis	Cedrus	Cupressus	Carya	Magnolia	Tsuga	Libocedrus	Sequoia	Cryptomeria		Ficus	
Горизонт IV	IV	+	+	+	+												4	Голоцен
	IIIb	+	+	+	—	+										+	6	Средний (и верхний?) плейстоцен
Горизонт III	III	+	+	—	+	+			+				+			+	8	Древнеэвксинский
Горизонт II	IIb	+	+	+	+	+	+		+	+			+	—		+	11	Чаудинский
Горизонт I	Ia	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+	15	(верхи)

земноморско-азиатских родов *Cedrus*, *Cupressus*, американо-азиатские *Tsuga* и *Libocedrus*). В древнеэвксинских и вышележащих отложениях пыльца представителей этих родов отсутствует. Из 11 родов, отмеченных в древнем эвксине (в нижнем горизонте среднеплейстоценовых отложений), переходит в средний плейстоцен только 8, причем характерно, что из трех выпавших родов два (*Magnolia* и *Cryptomeria*) относятся к экзотическим родам, не представленным в современной флоре Кавказа.

В верхней части отложений (верхний плейстоцен) представители этой группы уже не встречаются, присутствуют роды, распространенные на Кавказе и в настоящее время и только один представитель группы тропических родов (*Ficus*) еще встречается в верхней части этого горизонта, но не переходит в голоцен. Таким образом, наличие и выпадение тех или иных групп родов в отдельных горизонтах может быть хорошим стратиграфическим критерием при расчленении почти всей четвертичной толщи Колхиды. Но при разграничении узунларских, карангатских и голоценовых отложений необходимо принимать во внимание и количественные соотношения компонентов спорово-пыльцевых спектров.

Скважина 21, заложенная у с. Кетилари, западнее г. Самтредиа на Колхидской низменности, почти полностью пройдена среди аллювиальных и аллювиально-пойменных отложений до 228 м. Верхняя часть разреза до 35 м характеризовалась чередованием суглинков, алевроитопесчаных глин с пресноводной фауной и растительными остатками, песков с вязкими глинами. Нижележащие отложения представляли собой крупные галечники, труднодоступные при бурении.

На основе изучения литолого-минералогического состава И. А. Шап-рай и С. Я. Орехов отмечают, что «весь песчаный материал (не говоря о галечниках крупных размеров более глубоких слоев) — почти не окатан, неотсортирован и наличие в нижней части данного глубинного интервала гравийно-галечникового материала свидетельствует о принадлежности этих осадков к пойменно-русовым фракциям».

Микрофаунистические исследования материала керна из скв. 1 у р. Супса были проведены в Лаборатории Грузинского отдела

ВНИГНИ З. Имнадзе на 14 образцах с глубин от 0,25 до 143 м. Описание остракод ею приводится для образцов с глубин до 38,5 м с интервалом в 2—5 м и для трех образцов из более глубоких слоев (126 м, 132,8 м и 141 м). Весь комплекс образцов, содержащих микрофауну — *Darwinula* sp., *Zonocypris* sp., *Candona* ex. gr. *elongata* (Schw), *Cypriideis litoralis* (Brady), встречающихся до глубины 38 м, по геологическим условиям относится к верхнему плейстоцену, нижним и верхним древнечерноморским отложениям. По заключению З. Имнадзе, он характерен для более высоких горизонтов, чем древнеэвксинский, узунларский и карангатский. Для древнего эвксина комплекс остракодовой фауны представлен солоноводными формами — *Leotocythere*, *Pseudocythere* и др.

К сожалению, скудность видового состава остатков пока не позволяет опереться на них для точного разграничения горизонтов четвертичных морских отложений Колхидской низменности.

Анализ геологических и биостратиграфических материалов из вышеописанных и других скважин Колхидской низменности показывает чередование трансгрессивных и регрессивных фаз плейстоценовых бассейнов в Колхидском заливе, как это отмечалось рядом авторов (А. Лалиев, Д. В. Церетели, П. В. Федоров, А. Г. Эберзин и др.).

В скважине Супса, Патара-Поти и Кетилари, заданных в 1972 г., не были вскрыты нижние горизонты чаудинских отложений. Однако геологические материалы, полученные при бурении скважины Кетилари, показывают, что в плейстоцене береговая линия моря по Рионскому заливу Колхидской низменности не доходила до Самтредского меридиана. Это имеет значение для истории Черного моря в плейстоцене и палеогеографии Колхиды и Западного Закавказья в целом.

Для изучения четвертичных отложений всего побережья черноморской акватории и особенно Кавказа решающее значение имеет стратиграфическое расчленение и уточнение отдельных горизонтов плейстоценовых морских отложений Колхидской низменности, где осадконакопление происходило непрерывно в продолжении всего четвертичного периода.

Можно надеяться, что дальнейшее исследование, при содействии Грузинского производственного геологического управления «Грузгеология», путем заложения глубоких (до 1000 м) опорных скважин и получения кернов, даст возможность окончательно решить проблему четвертичных отложений Колхидской низменности.

Остатки ископаемой макрофлоры из чаудинских отложений Черноморского побережья Кавказа описаны И. А. Палибиным, А. Л. Абрамовым, Э. Н. Кара-Мурза, К. И. Чочиевой и др. Кроме хвойных и широколиственных растений эти отложения содержат представителей вечнозеленых видов, как *Lauri officinalis* Roem, *Buxus sempervirens* L. и др. Спорово-пыльцевое изучение керна скв. 3 (глубина 219—230 м) верхнечаудинских отложений показало содержание большого количества представителей широколиственных *Carpinus*, *Fagus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Tilia* и хвойных *Picea*, *Cedrus*, *Sequoia*, характерных для чаудинских отложений *Tsuga*, из вечнозеленых — *Magnolia*. Характер флористического состава верхних горизонтов чаудинских отложений Колхиды указывает на существование вертикальных растительных зон на южном склоне Большого Кавказа до сохранения указанных реликтовых вечнозеленых растений Колхидской низменности. Характерно, что в спорово-пыльцевом материале чаудинского времени отсутствуют *Betula* и представители травянистой растительности альпийской зоны. Можно предполагать, что в умеренно-теплых климатических условиях конца чаудинского времени и миндель-рисского межледниковья на Кавказе (южный

склон) еще не был сформирован альпийский пояс. В восходящем разрезе (скв. 1 и 3) над чаудинскими отложениями сохранилась пыльца широколиственных пород (*Castanea*, *Fagus*, *Ulmus*, *Corylus* и др.), появляется в значительном количестве пыльца *Betula*, что можно объяснить ухудшением климатических условий в днепровскую ледниковую эпоху (древнеэвксинский век), формированием субальпийской и альпийской зон в связи с предкавказским поднятием Главного Кавказского хребта. Мощный (30—40 м) галечниковый прослой, вскрытый скв. 1 и 3 и лежащий над древнеэвксинскими отложениями, лишил возможности изучить спектр спор и пыльцы. Однако в спорово-пыльцевом составе отложений, лежащих выше галечников, появляются теплолюбивые широколиственные растения (*Fagus*, *Castanea*, *Juglans*, *Carpinus*, *Quercus*, *Pterocarya*, *Alnus*, из вечнозеленых *Ficus*). Горизонт, содержащий эту растительную ассоциацию, содержит палеофаунистический материал узунлар-карангатских видов. По-видимому, в ресс-вюрмскую межледниковую эпоху в Колхиде климатические условия, совпадающие с условиями узунларского и карангатского бассейнов, стали более теплыми по сравнению с предыдущей эпохой. В верхнем горизонте сохраняются представители широколиственных пород, увеличивается количество хвойных, и особенно много пыльцы *Betula*, выпадает *Carua*, *Cryptomeria*, также *Zelkova* и *Ficus*. Горизонт, содержащий приведенный состав пыльцы, коррелируется с фаунистически охарактеризованным горизонтом новоэвксинского времени (валдайская ледниковая эпоха) других разрезов Колхиды. Изучение спорово-пыльцевого спектра потийских и кобулетских торфяников (8—12 м; Нейштадт и др., 1965) показывает сравнительно малое изменение спектра растительного покрова в голоцене. В заключение можно сказать, что спорово-пыльцевой анализ флоры плейстоценовых отложений Колхидской низменности указывает на воздействие ритмических изменений климата, связанных с ледниковыми и межледниковыми эпохами Северного полушария. Однако, как показывают реликты третичных вечнозеленых растений, эти явления не вызвали коренных изменений в общей палеогеографической среде Западного Закавказья и, в частности Колхиды, в отличие от районов к северу от Главного Кавказского хребта, в зоне непосредственного воздействия европейского ледникового покрова. Изменение флористического состава в Западном Закавказье в плейстоцене проявилось в соответствии с гляциальными и интергляциальными эпохами в понижении или поднятии вертикальных растительных зон в среднем от 800 до 1000 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнеплистоценовую, понтийскую, чаудинскую эпохи и эпоху эвксинского озера.— Бюлл. МОИП, т. IV, № 3—4, 1926.
- Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение истории развития Черного моря. М.—Л., 1938.
- Варданянц Л. А. Постплистоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, 1948.
- Вахания Е. К. О возрасте Колхидской серии.— Сообщения АН Груз ССР, № 3, 1957.
- Горецкий Г. И. О возрастных соотношениях осадков узунларской и карантской трансгрессии.— Бюлл. МОИП, сер. геол., т. XXX, № 2, 1955.
- Гричук В. П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине.— Тр. Ин-та географии, вып. 77. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Громов В. И. Итоги изучения геологических условий нахождения палеолита на Кавказе и его значение для четвертичной стратиграфии. Бюлл. Моск. комиссии по ИЧП, № 6—7, 1940.

- Джанелидзе А. И. Проблемы Грузинской глыбы. Сообщения АН Груз ССР, т. III, № 2, 1942.
- Кахадзе И. Р., Мшвениерадзе Д. М. К вопросу о погруженных черноморских террасах. Сообщения АН Груз ССР, № 7, 1951.
- Кемхадзе М. К вопросу о происхождении Колхидской низменности в историческую эпоху. Сообщения АН Груз ССР, т. XXX, № 1, 1957.
- Лалиев А. Г. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. Тр. Ин-та географии АН Груз ССР, сер. геол., т. X, № 15, 1957.
- Мамацашвили Н. С., Хазарадзе Р. Д. Палинологическая характеристика основных стратиграфических горизонтов четвертичных отложений Колхиды (Западная Грузия). Сообщения АН Груз ССР, № 4, 1973.
- Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девриц А. Л., Маркова М. Г. Имнатское болото (Грузинская ССР). Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. К VII конгрессу INQUA (США, 1965). М., 1965.
- Прендель Р. П. Отчет о результатах экскурсии, проведенной летом 1878 г. в прибрежной полосе Абхазии и Черноморского округа. Записки Новороссийского о-ва естествоиспытателей, т. V, Новороссийск, 1879.
- Федоров П. В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. Докл. АН СССР, т. 110, № 5, 1956.
- Церетели Д. В. Четвертичные отложения Абхазии. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз. ССР, т. XIV, 1961.
- Церетели Д. В. Связь колебаний уровня Черного моря с ледниковыми и межледниковыми эпохами четвертичного периода. Сообщения АН Груз ССР, т. XXIII, № 6, 1962.
- Церетели Д. В. Рельеф и четвертичные отложения центральной части Колхидской низменности. Тр. Ин-та географии им. Вахушти АН Груз ССР, т. XX, 1964.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, 1966.
- Шатилова И. И. Палинологическое обоснование стратиграфии морских отложений верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, 1970.

Ю. Б. ГЛАДЕНКОВ

БИОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАССЕЛЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ МОЛЛЮСКОВ

В настоящее время одной из главных задач стратиграфии является выявление степени детальности стратиграфических подразделений при широких корреляциях. Поскольку эти подразделения выделяются в основном по органическим остаткам, дробность стратиграфических единиц определяется возможностями биостратиграфии. Естественно, что при выделении реальных подразделений в осадочных толщах биостратиграфу прежде всего приходится обращать внимание на изменение фаун в связи с эволюцией тех или иных групп. Однако со всей тщательностью тот же исследователь должен изучать и другую смену комплексов — смену, обусловленную изменением фациального состава вмещающих толщ. Это особенно относится к бентосным фаунам, зависимость которых от фациальных условий проявляется особенно сильно. Без расшифровки причин изменения ископаемых ассоциаций в разрезах, без понимания закономерностей этих изменений, без учета факторов, влиявших на формирование и расселение тех или иных древних комплексов, строить сколько-нибудь достоверные и детальные стратиграфические схемы практически невозможно.

Среди факторов, непосредственно сказавшихся на облике ископаемых сообществ, важная роль принадлежала, конечно, палеогеографической зональности и палеоэкологическим особенностям того или иного бассейна и его различных частей. Поэтому не кажется случайным, что в последние годы появилось много работ, посвященных не только разработке вопросов эволюции фаун, но и проблемам практического использования палеогеографической и палеоэкологической методик, которые позволяют проследивать стратиграфические подразделения в разных фациях, выделять дробные подразделения на основе этапности геологического развития бассейнов и т. д.

Такие исследования, базирующиеся на выявлении взаимоотношений организмов и среды бассейнов прошлого, приобретают все большее значение. При этом важная роль в этих исследованиях принадлежит сравнительной характеристике ископаемых и ныне живущих комплексов. В частности, для выявления многих закономерностей развития и расселения кайнозойских моллюсков, которые широко используются для разработки региональных стратиграфических шкал, большое значение имеют данные, освещающие особенности расселения современных комплексов. Они содержатся в работах С. Peterson (1913), Е. Ф. Гурьяновой (1957), G. Thorson (1957), З. А. Филатовой (1957), А. Н. Голикова, О. А. Скарлато (1967) и т. д.; многие важные в этом отношении материалы отражены в сводках S. Ekman (1953), Л. А. Зенкевича (1963) и др.

К сожалению, в отечественной литературе гидробиологи недостаточно полно освещают эти особенности и не всегда рассматривают их

в совокупности, в связи с чем палеонтологам и палеоэкологам приходится самим «выуживать» их из публикаций. Поскольку для геологов, занимающихся биостратиграфией и палеогеографией, сведения об особенностях расселения современного бентоса представляют большой интерес, полезно специально осветить некоторые из этих особенностей, используя для этой цели прежде всего упомянутые гидробиологические материалы. Основное внимание при этом уделяется моллюскам. Диктуется это двумя обстоятельствами. С одной стороны, названная группа больше всего известна автору, поскольку ему на протяжении ряда лет приходилось изучать ископаемые (третичные) комплексы именно моллюсков, что постоянно заставляло знакомиться с материалами по современным комплексам. С другой, моллюски, как справедливо подметил Г. Торсон, играют роль «index-fossils» нашего времени, подобно тому, как это делали трилобиты, аммониты, белемниты в прошлые геологические периоды. И именно поэтому эту типичную для современного бентоса группу целесообразно использовать при рассмотрении интересующих нас вопросов.

Много ценного на этот счет уже опубликовано: выделение двух различных групп бентоса — эпифауны и инфауны, установление тесных взаимоотношений между средой и донными сообществами, выявление экологических и других связей в последних, сведения о конституции биоценозов и т. д. — все это можно найти в упомянутых работах К. Петерсона, Г. Торсона и других, многие из которых по праву можно считать классическими. Недавно интересное в этом отношении исследование провел Ф. Штраух (Strauch, 1972б), чьи материалы мы частично в дальнейшем используем.

Биогеографическая зональность

Давно известно, что на расселение органического мира, в частности морской его части, большое влияние оказывает климатическая (географическая) зональность (Докучаев, 1899; Берг, 1915; Ерман, 1935 и др.). Г. Торсон назвал в связи с этим температуру «фактором-мастером», считая ее одним из самых существенных абиотических факторов, вызывающим наиболее важные изменения фауны, которые связаны прежде всего со сменой климатических поясов (в Северном полушарии это — тропический, бореальный и арктический поясы). Именно климатическая обстановка в первую очередь обуславливает определенное «жизненное пространство» какой-либо группы, и только на этом «фоне» может рассматриваться модифицирующее воздействие на расселение бентоса таких факторов, как условия питания, характер дна, соленость и т. д.

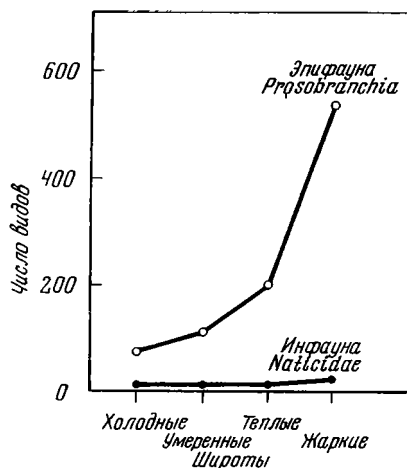
Как следует из литературы, для моллюсков важнейшим жизненным фактором является температура размножения и жизни молоди. Даже эвритермные организмы обычно обнаруживают stenothermную раннеонтогенетическую стадию. Исключение представляют лишь немногие формы, имеющие раннеонтогенетические фазы, которые «терпимы» к любой температуре (например, космополит *Hiatella arctica*). В связи с этим не кажется случайным, что по мнению ряда исследователей, в определении границ биогеографических провинций, устанавливаемых по моллюскам, наибольшее значение имеют не среднегодовые температуры воды и северная граница климатической зоны, как это часто принимается, а амплитуда и продолжительность максимально низких температур воды зимой и количество времени, благоприятное для развития и роста молоди (Clarence, 1964). В умеренных широтах близким к опти-

мальному оказывается диапазон температур между летними температурами у северных границ видовых ареалов и зимними температурами — у южных (Голиков, Скарлато, 1972).

Некоторые аспекты влияния климата на особенность расселения комплексов моллюсков и формирование их облика хорошо видны из следующих примеров:

Климатическое влияние на расселение органического мира, в том числе и моллюсков, проявляется прежде всего на различии в количестве отдельных групп и видов организмов в разных широтах («правило Уоллеса»). Если полярные области характеризуются относительно

Рис. 1. Среднее число видов эпи- и инфаунистических группировок современных прозобранхий из различных климатических зон (по Thorson, с упрощением).



однообразной фауной, то с приближением к тропикам фауна делается несравненно многообразней (Eckman, 1953 и др.). Данные по распределению моллюсков на восточно-тихоокеанском побережье (Keen, 1937), на западном и восточном берегах Америки (Фишер, 1964), в восточной Атлантике (Strauch, 1972б) и других районах наглядно свидетельствуют о ярком проявлении этой закономерности. При этом однако необходимо учитывать, что намеченная тенденция проявляется главным образом на эпифауне. Количество видов инфауны остается, как правило, во всех климатических зонах достаточно близким (Thorson, 1957; рис. 1).

Давно было подмечено (Eckman, 1935 и др.), что климат сказывается еще на одном важном обстоятельстве: число индивидуумов в отдельных видах (и их биомассе) возрастает к северным широтам. Моллюски в этом отношении не являются исключением. Материалы, посвященные современным *Muscula*, *Hiatella*, *Syringina* и др., хорошо подтверждают эту закономерность.

Рассматривая две последние закономерности вместе, можно прийти к выводу, что практически число таксонов на отдельных широтах часто обратно пропорционально числу индивидуумов отдельных видов.

Анализ гидробиологических данных давно привел к выводу, что в южных, более теплых зонах, содержание CaCO_3 в скелетах морских организмов (животных и растений) более высокое, нежели в холодных зонах (Шварцбах, 1955). Оно уменьшается в низкотемпературных водах из-за большей растворимости в них CO_2 . Среднее содержание CO_2 уменьшается и с глубиной.

Поэтому совсем не случайно, что в верхних горизонтах моря вблизи экватора отмечается более высокий процент выделяющих известь форм,

чем в полярных областях. С другой стороны, широко известен факт уменьшения толщины раковин моллюсков по мере приближения к полюсу: обычно северные и глубоководные формы имеют более тонкую раковину (данные Г. Торсона, З. А. Филатовой и др.). На эту тенденцию могут накладываться некоторые исключения. Часть из них связана с тем, что, моллюски, обитающие в грунтах, а не на их поверхности, часто не обнаруживают отмеченной выше закономерности в утолщении или утоньшении раковин, которая более типична для организмов, живущих на грунтах. Другие исключения обуславливаются, по-видимому, повышенным или пониженным содержанием солей в воде, непосредственно влияющим иногда на толщину раковин, а также — в ряде случаев — спецификой фациальной обстановки осадконакопления (различная скорость накопления осадков, различный характер грунта и т. д.).

Зависимость размеров организмов от климата отмечена давно. Она отражена, в частности, в ряде «правил» или «законов», относящихся, правда, в основном к сухопутным организмам, но действующих в принципе и в морских районах. Эта зависимость проявляется в больших размерах тропических форм и относительно меньших размерах северных форм. Моллюски часто являются в этом отношении хорошей иллюстрацией. Так, в Арктике и Субарктике обычные размеры раковин — менее 10 мм, в то время как в тропических широтах более 80% видов имеют величину больше 10 мм. При этом заметные различия в размерах раковин отмечаются не только между тропическими и самыми северными видами, но и между бореальными и арктическими формами (*Vuccinum*, *Macoma*, *Astarte* и др.). Одновременно можно констатировать и другое важное обстоятельство: у определенных систематических групп уменьшение размера раковин происходит также к периферии биологически благоприятных областей их распространения (*Thais*, *Neptunea* и т. д.).

Однако, несмотря на то, что общая тенденция изменения размеров организмов с широтой (увеличение к тропикам) выражается в ряде случаев достаточно ярко, ряд ученых отмечал обратные случаи изменения размеров (бурые водоросли, некоторые виды фораминифер, полихеты и т. д.), рассматривая их иногда тоже в виде «закономерности». Судя по литературе, это относится в ряде случаев и к моллюскам. И что особенно интересно, размеры последних определяются при этом влиянием климата, сказывающемся одновременно и на продолжительности жизни организмов: южные формы растут быстрее, раньше достигают зрелости, достигая в этой стадии крупных размеров; северные же формы превосходят южные в продолжительности жизни и окончательной величине (*Cardium corbis*, *Siliqua patula* и др.). Вместе с тем, как указал Ф. Штраух, размеры некоторых форм подвержены лишь косвенной климатической регулировке. В частности, увеличение размеров *Hiatella arctica* в арктических районах может быть связано с отсутствием конкуренции со стороны других, экологически сходных видов, которые в большом количестве присутствуют в бореальных районах, что, видимо, и приводит здесь к уменьшению числа и размеров *Hiatella*.

В конечном счете размер раковин обуславливается благоприятными условиями развития тех или иных видов, зависящими от сочетания абиотических и биотических факторов.

Уже говорилось, что в холодных водах заметно замедляется рост и созревание организмов и одновременно часто достигается высокая продолжительность жизни (в несколько раз большая, чем в южных широтах). Пониженная активность зимой и нехватка пищи могут при-

водить к замедлению роста через периодические паузы. Поэтому на раковинах большинства моллюсков холодных и умеренных областей часто можно наблюдать четкие годовые кольца. Относительно большая продолжительность жизни у некоторых форм может привести к значительной изменчивости, непосредственно определяемой температурой среды.

При сравнении раковин моллюсков современных климатических зон выявляется, что раковины моллюсков из теплых вод везде обладают значительно более богатой скульптурой, чем раковины холодноводных моллюсков. Поэтому не случайно, что сильно скульптурированные виды практически отсутствуют в полярных водах, зато их число быстро возрастает — до $\frac{1}{4}$ всей фауны — к субтропикам и еще более — к тропикам. Отметим, что низшая температура, при которой еще образуются иглы на раковинах, равна 10°C ; длина игл увеличивается с повышением температуры (Nicol, 1967).

Климат часто и исключительно сильно сказывается на форме раковин. Представители одного и того же вида в разных климатических областях нередко настолько отличаются друг от друга, что их иногда принимают за разные виды. Если, к примеру, раковина арктической *Astarte borealis* имеет замкнутые правильные очертания, относительно округлена, ее макушка отодвинута назад, скульптура проявлена в задней части раковины, ребра низкие, плотные, неправильные, то бореальные формы *Astarte* характеризуются равномерно распределенными ребрами, более вытянутой раковиной и т. д. Иногда различия в форме раковины (через ее уплощение и соответственно уменьшение объема) может привести к определенным различиям в биомассе вида в разных широтах (Зенкевич, 1963). Например, коэффициент выпуклости у *Masoma balthica* заметно изменяется, по Ф. Штрауху, при движении с севера на юг: от 0,195 в Баренцевом море до 0,240 в южной части Северного моря. При анализе формы раковин необходимо однако учитывать возможность ее изменчивости у некоторых индивидуумов на периферии ареала вида, где возможны отклонения формы, связанные и с иными причинами.

Климатическое влияние на морскую фауну в целом сказывается и на окраске раковин. В принципе, если раковины тропических моллюсков обычно окрашены ярко и пестро, то северные формы имеют более скромную одноцветную окраску. Разница в окраске часто отмечается для форм одного и того же вида и в соседних климатических поясах — в частности, в бореальном и арктическом (например, красные, желтые раковины *Masoma balthica* в Северном море и белые раковины того же вида в арктической области). Существуют сведения, что при температуре моря ниже 12° в самый теплый месяц, цветные узоры на раковинах моллюсков отсутствуют вообще (Nicol, 1967).

Климат сказывается также и на количестве видов моллюсков, которые прикрепляют раковину цементом к твердому основанию. В полярных водах таких видов практически нет, они появляются только в более теплых районах. Одна из причин этого возможно, заключается в небольшом количестве CaCO_3 , вырабатываемом северными видами с обычной для них тонкой раковиной.

Одновременно при приближении к полюсу заметно уменьшается число видов моллюсков с биссусными нитями и, с другой стороны, сверлящих моллюсков. Вместе с тем необходимо учитывать, что наличие прикрепляющихся форм часто зависит от экологических условий: совершенно очевидно, что прибрежные фации значительно богаче сессильным бентосом, нежели относительно глубоководные.

Климат — важный регулятор питания моллюсков, как в раннеонтогенетическую фазу, так и в стадию зрелости. Он практически определяет для каждой широты специфические ресурсы питания, которые соответственно и используются моллюсками. Этим в целом определяется специфика питания в каждом климатическом районе. Если в арктических широтах растительным детритом питаются до 25% мелководных (литоральных) видов (Масома и др.), в бореальном — 13,5%, то в тропиках только 4%. В то же время при движении к тропикам увеличивается процент видов, питающихся органическим материалом из сусpenзии или частями организмов из грунта (Strauch, 1972b).

Распространение организмов в большой степени зависит от подвижности и длительности существования личиночной стадии их развития. Многие из моллюсков имеют планктонные личинки, которые способны широко распространяться и которые питаются обычно растительным детритом. Климат в этом случае выступает в качестве регулирующего фактора, в тот или иной период способствуя или — наоборот — ограничивая расцвет фитопланктона, что прямо влияет и на расселение личинок моллюсков.

Кроме того климат в принципе определяет количество видов с планктонной личинкой и одновременно длительность жизни личинок. Если планктотрофная личиночная стадия у многих полярных организмов сильно уменьшена, а у прозобранхий пелагические стадии даже отсутствуют, то в относительно теплых водах виды с личинками, живущими относительно долго (до трех недель) и питающимися планктоном, получают уже большое значение. По данным Г. Торсона, Ф. Штрауха и др., процент видов, размножающихся таким образом, возрастает от Арктики к тропикам с 0 до 85%. Сходные данные для двустворок приводит В. Оккельман (Ockelmann, 1965). В связи с тем, что размер протоконхов и протодиссоконхов зависит от размера личинок (и яиц), вершина раковины гастропод и ее характер свидетельствует о некоторых особенностях личиночной стадии. Размеры же личинок и яиц как было показано Г. Торсоном (Thorson, 1936) прямо зависят от климатических особенностей.

Многие исследователи обращают внимание еще на одно обстоятельство, связанное с климатом: на своеобразие сообществ фауны, меняющееся с широтой. Если в арктических районах раковины моллюсков относительно редко существенно обрастают водорослями, микрофауной и т. д., то в более теплых водах, где подрастающая фауна более многообразна, это обрастание заметно увеличивается, а в тропиках створки раковин часто полностью маскируются приросшими организмами.

Заканчивая этот раздел, отметим, что, по-видимому, влияние климата на формирование биоценоза и определение облика встречаемых в них моллюсков далеко не исчерпано приведенными примерами. Это влияние сказывается, например, на своеобразии донных ассоциаций, находящихся в тропических районах вблизи границы с умеренной зоной, когда на относительной глубине (около 200 м) появляются организмы бореальных широт и зона «перекрытия» в этом своеобразном слое пириге достигает 5—10° по широте (как это происходит, в частности, вблизи Японских островов; Uozumi, 1962)¹.

Это же проявляется и в становлении биоценозов на различных батиметрических уровнях моря, когда в связи с вертикальной зональностью

¹ Японские исследователи указывают на большую роль морских течений, способствующих формированию подобных донных ассоциаций. Вопрос о значении течений для расселения морских моллюсков специально разбирался Г. Торсоном (Thorson, 1961).

происходит определенное расхождение организмов по разным зоогеографическим группировкам. Например, в пределах Восточной Камчатки, в целом приуроченной к бореальной области, имеются две относительно холодноводные (нижнесублиторальная и верхнеабиссальная) и две более тепловодные зоны, которые отличаются друг от друга зоогеографическим составом бентоса (Кузнецов, 1964). Интересные в этом отношении сведения получены недавно по заливу Посыет (Японское море), где на мелководье фауна — субтропическая, на глубинах 30—40 м — южнобореальная, а в пределах 60—100 м — бореально-арктическая (Голиков, Скарлато, 1967). Однако о вертикальной зональности речь будет идти дальше.

Изопалеоценозы и трофическая зональность

В последнее время, особенно после работ Г. Торсона 50-х годов, большое внимание стало уделяться анализу изобиоценозов и зональности, связанной с их распространением. Еще в начале века было отмечено (Peterson, 1913), что одинаковые типы грунтов в значительной степени обуславливают формирование определенных типов биоценозов; в нашей стране на решающее значение грунта в распространении бентоса давно указывал С. А. Зернов и др. Как было показано Г. Торсоном, в изобиоценозах различных климатических районов часто преобладают викарирующие виды одних и тех же родов. Так представители *Masco*, обычно тяготеющие к илистым грунтам, распространены практически от Северного полюса до Южного; в литературе отмечены переходы сообщества *Venus* от Гренландии к Персидскому заливу и т. д. (данные Торсона и др.). Вследствие того, что грунты в значительной степени влияют на становление определенных пищевых группировок бентоса², для анализа донной фауны широко стал использоваться именно трофический признак (трофическая зональность). Трофическая зональность является отражением ряда сходных приспособительных особенностей, которые возникают в связи с близким образом жизни у организмов различных систематических групп. Главные факторы, определяющие такую зональность — особенности характера питания животных, которые зависят от многих факторов: пищи, рельефа дна, циркуляции вод, степени их насыщенности взвешенным материалом, богатства органическим веществом поверхностного донного осадка, скорости осадконакопления, механического состава грунта, аэрации и т. д. Определенное сочетание этих факторов приводит к образованию четырех трофических зон.

Хорошей иллюстрацией являются, например, материалы по Восточной Камчатке (Кузнецов, 1963), где эти зоны четко охарактеризованы (рис. 2). Первая зона — неподвижных сестонофагов — приурочена к районам массового развития фильтраторов, способных фильтровать большие объемы воды для получения пищи. Она расположена в наиболее мелководных прибрежных участках (0—50 м), где преобладают валунно-галечные и жесткие грунты, где отмечаются сильные придонные течения и где в воде находится много взвеси. Из моллюсков типичными для нее являются *Mytilus*, *Musculus*, *Hiatella* и др.

² Смену биоценозов, может быть, правильнее связывать не непосредственно с механическим составом грунта, а с изменением условий осадконакопления и распределения пищевого материала, которые определяются характером поступающего терригенного материала, деятельностью поверхностных и придонных течений, разносящих этот материал вместе с органическим детритом, кислородом и биогенными элементами и т. д. (Савилов, 1961).

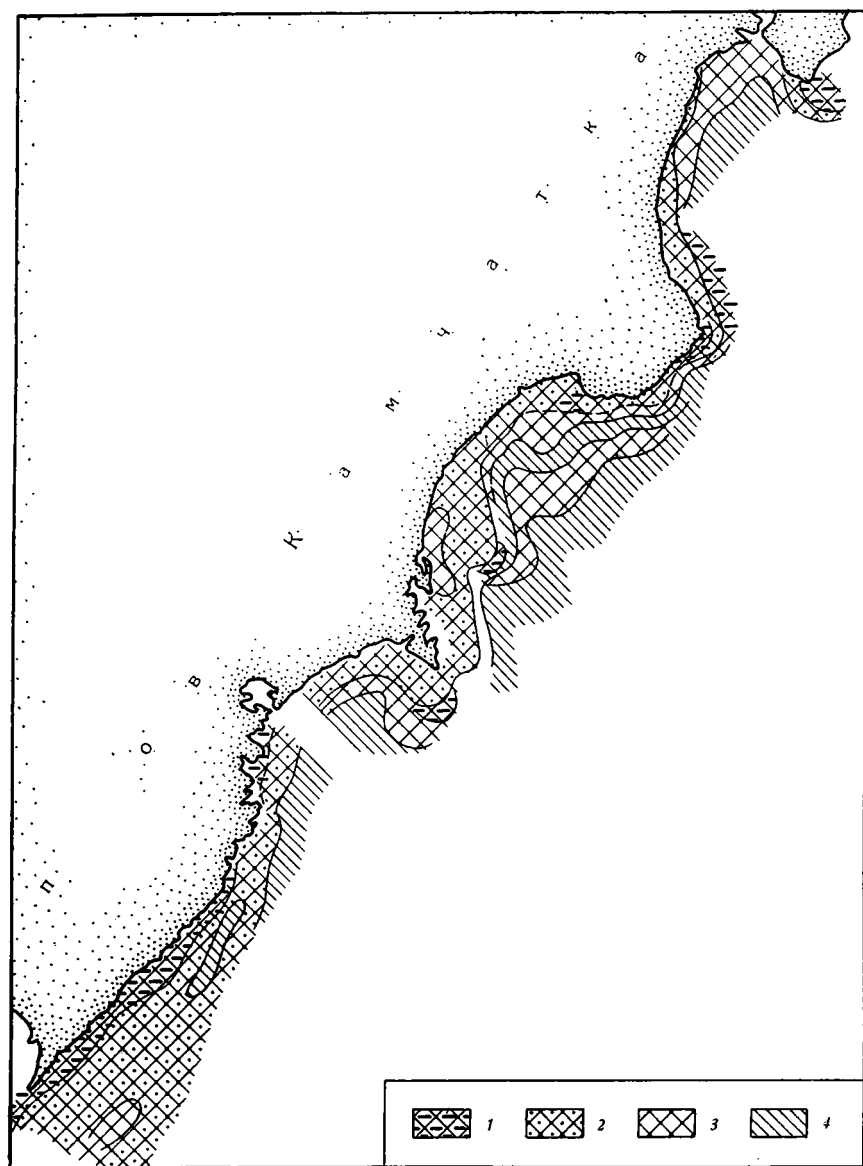


Рис. 2. Распространение трофических зон у берегов Восточной Камчатки:

1 — зона преобладающего развития неподвижных сестонофагов; 2 — зона преобладающего развития подвижных и малоподвижных сестонофагов; 3 — зона преобладающего развития собирающих детритофагов; 4 — зона преобладающего развития грунтоедов, заглатывающих грунт целиком (Кузнецов, 1963).

Вторая зона — подвижных и малоподвижных сестонофагов — охватывает районы развития организмов с более слабыми ловчими аппаратами. Из моллюсков в ней доминируют *Astarte*, *Cardium*, *Serripes* и др., которые распространены преимущественно на глубине 0—100 м, на песчаных грунтах, в условиях менее интенсивной подвижности вод, которая однако достаточна для поддержания во взвешенном состоянии в придонном водяном слое основной массы органического сестона.

Третья зона — собирающих детритофагов — объединяет районы массового развития *Macoma*, *Acila*, *Joldia*, *Tellina* и др., т. е. форм, которые как правило имеют специальные органы для обшаривания окружающего пространства и собирания находящегося на его поверхности органического детрита. Районы их обитания характеризуются слабыми придонными течениями, в связи с чем процессы оседания органической взвеси превалируют над процессом ее переноса. Область максимального развития зоны совпадает с участками алевритовых грунтов нижней сублиторали — верхней батiali (100—200, иногда до 300 м и более).

Четвертая зона — грунтоедов — охватывает участки преобладающего развития форм, питающихся детритом и органическим веществом, которые они заглатывают безвыборочно, поселяясь на тонких грунтах, в условиях малоподвижных вод, нередко с высоким дефицитом кислорода (батiali). Моллюсков здесь мало.

В общей схеме трофическая зональность весьма четко выдерживается в пределах всей зоны сублиторали Берингова и Охотского морей (Савилов, 1961; Нейман, 1963), а недавно А. П. Кузнецов предпринял небезуспешную попытку проследить эти зоны в масштабе Мирового океана (Кузнецов, 1964). При этом выяснилось, что зона неподвижных сестонофагов имеет сравнительно небольшие разорванные ареалы, разделенные существенными по протяженности интервалами. Зона малоподвижных и подвижных сестонофагов представлена более «устойчивыми» широкими ареалами. Но самое широкое, практически планетарное, площадное распространение имеет зона собирающих детритофагов, которая прослеживается во многих морях Мирового океана (с представителями *Macoma*, *Joldia*, *Nucula* и др.).

Сходные глубины и характер осадка дна, идентичные величины придонных температур и ряд других абиотических факторов, отмечаемых в разных морях, обуславливают формирование таких бентосных ассоциаций, которые обнаруживают близость по составу ряда руководящих форм, экологическому облику и зоогеографической характеристике и которые Г. Торсон назвал «параллельными сообществами» (Thorsen, 1950, 1957).

При анализе трофических зон следует учитывать, что в принципе названные типы группировок встречаются также и на больших глубинах (в связи с изгибами профиля океанического дна, действием морских течений и пр.), и это приводит к многократному чередованию зон в глубоководных морях, хотя в целом с глубиной увеличивается роль грунтоедов (Соколова, 1964).

Вертикальная зональность

На формирование биоценозов и состава входящих в них моллюсков сильное влияние оказывает, помимо климатической зональности, вертикальная зональность, связанная с изменением многих показателей водной среды и связанных с ней факторов (температуры, солености, содержания кислорода, количества и качества пищи, грунтов и т. д.). О важном значении вертикальной зональности писали многие ученые, начиная с Форбса. Однако ее роль особенно ярко была подчеркнута в гидробиологических работах последних двух десятилетий (Ушаков, 1953; Гурьянова, 1957; Зенкевич, 1963; Кузнецов, 1963; Голиков, Скарлото, 1967, и др.).

Как показывают эти работы, основная масса моллюсков приурочена к литорали и сублиторали и лишь в меньшей мере — к батiali.

И именно эти горизонты морского дна отличаются повышенной биомассой и плотностью моллюсков. Многочисленными исследованиями установлено также, что с глубиной в биоценозах происходит значительное уменьшение количественного состава и систематического («качественного») разнообразия моллюсков.

Выше сказанное хорошо иллюстрируется рис. 3, на котором отражен характер изменения видового разнообразия и биомассы моллюсков у побережья Восточной Камчатки (составлено по материалам А. П. Кузнецова, 1963). На рисунке видно, что наиболее высокие по-

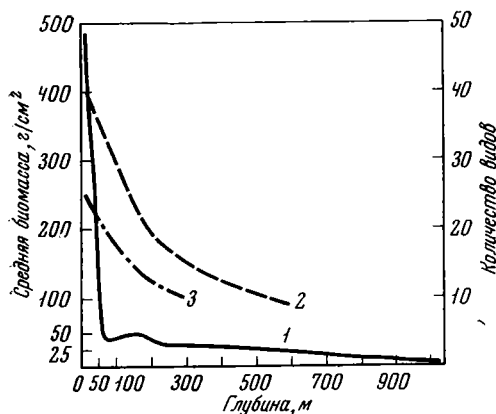


Рис. 3. Изменение биомассы и количества видов моллюсков с глубиной у берегов Восточной Камчатки (составлено по материалам А. П. Кузнецова).

1 — биомасса; 2 — общее количество видов; 3 — наиболее распространенные виды.

казатели биомассы отмечаются в зоне 0—50 м; остальная часть моллюсков приурочена в основном к глубинам 50—500 м, причем наибольшие относительная и абсолютная средние биомассы отмечаются в зоне глубин 100—200 м.

С тенденцией уменьшения общей биомассы по мере роста глубины связана и другая закономерность — изменение в соотношении основных составляющих эту фауну экологических подразделений. Вблизи берегов, где развиты жесткие грунты, обильное распространение получают сессильные (неподвижные) формы эпифауны. На глубинах 50—100 м (песчанистые грунты) преобладают представители вагильного (подвижного) бентоса. Дальнейшее увеличение глубины до 500 м и более (глинистые осадки) приводит к резкому преобладанию инфауны, которая здесь приобретает основное значение.

В связи с тем, что конкретные биоценозы формируются в условиях строгого сочетания абиотических факторов, а последние в принципе меняются с глубиной, не кажется случайным, что в глубь моря меняется и состав донных сообществ (и их моллюсковой части). Тяготение биоценозов к более или менее определенным глубинам дна часто обуславливает их поясное расположение вдоль береговой линии и последовательную смену в глубину (рис. 4). Узкие пояса, как показывают материалы по Восточной Камчатке, могут прослеживаться на многие десятки и даже сотни километров, хотя в силу локальных условий (рельефа дна, очертания берега и др.) эта тенденция местами может нарушаться («не типичные взаимопереходы» и «смещения» по глубине биоценозов и т. д.).

При анализе моллюсков, входящих в состав биоценозов, и особенностей их развития на площади, выяснилось, что моллюски сублиторали (особенно ее верхней зоны) характеризуются изменчивым составом; в нижней же сублиторали и батiali их состав более устойчив. Это об-

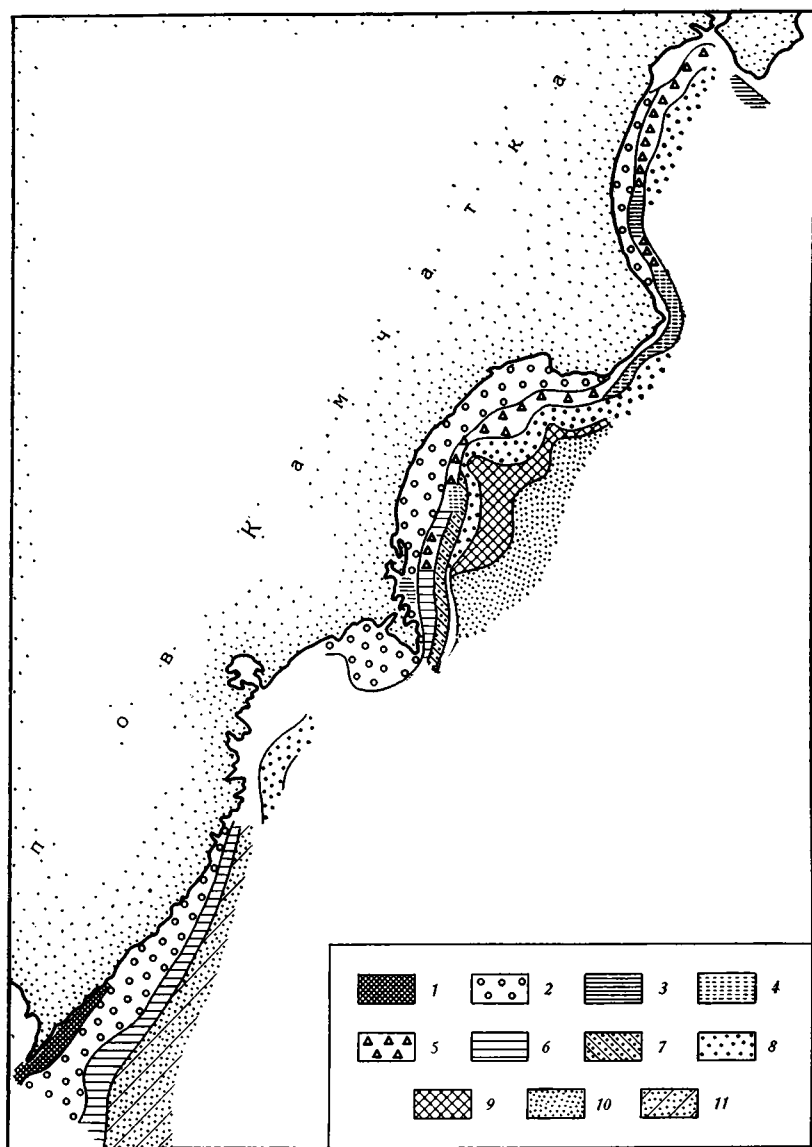


Рис. 4. Распределение биоценозов у берегов Восточной Камчатки.

1 — *Modiolus modiolus*+*Mytilus edulis*+*Spongia*+*Hydroidea*; 2 — *Echinarachnius parma*; 3 — *Astarte rollandi*; 4 — *Astarte alaskensis*; 5 — *Macoma calcarea*; 6 — *Cardium ciliatum*; 7 — *Astarte ioani*; 8 — *Brisasrer townsendi*; 9 — *Acila castrensis*; 10 — *Rhodine gracilior*+*Pista vinogradovi*; 11 — *Ampe-lisca macrocephala* (Кузнецов, 1963)

стоятельство не требует специального объяснения: очевидно, в верхней сублиторали моллюски обитают в более разнообразных условиях по сравнению с относительно глубоководными формами, которые тяготеют к глубинам с более выровненными условиями обитания.

Значительная изменчивость эпифауны в противоположность менее разнообразной инфауне, которая обычно является более глубоководной, прежде всего отражает, как указывали К. Петерсон, Г. Торсон и др., более тесную связь эпифауны с климатом. В принципе, мелководные,

т. е. верхнесублиторальные — литоральные моллюски более ярко и рельефно связаны с климатом и в связи с этим являются более хорошими климатическими индикаторами, нежели более глубоководные моллюски, связь которых с климатом более косвенна.

В связи с выше сказанным не кажется случайным, что лучше всего на площади прослеживаются биоценозы (и их моллюсковая часть) нижней части сублиторали — верхней батiali; биоценозы верхней сублиторали, более сильно зависящие от климата, очертания берегов и т. п., обнаруживают в этом отношении не только бóльшую изменчивость, но и прерывистость (см. рис. 4).

Необходимо учитывать также, что на расположение донных биоценозов (и соответственно трофических группировок) большое влияние оказывает характер шельфа. На более крутом шельфе биоценозы расселяются на несколько бóльших глубинах, нежели соответствующие биоценозы пологих участков шельфа. Кроме того, в принципе, на крутом шельфе (Восточная Камчатка) биоценозы, как правило, располагаются в виде более или менее выдерживающихся в плане поясов, а на пологом шельфе (Берингово море) в их площадном распространении отмечается «пятнистость» («мозаичность»).

Анализ особенностей распространения моллюсковой части биоценозов мы окончим замечанием о влиянии интенсивности осадконакопления на расселение моллюсков, которое в ряде случаев связано с вертикальной зональностью непосредственно, в других случаях — лишь косвенно. Из работ гидробиологов вытекает, что биологическая продуктивность бентоса прежде всего является функцией аккумуляции. Аккумуляция (степень накопления органического вещества, солей, коллоидов, ила, гравия и т. д.) до известных пределов положительно влияет на рост биомассы бентоса, однако в случае «гипераккумуляции» — фауна угнетается. Примером являются слабо заселенные участки морского дна в местах интенсивного осадконакопления — в устьях рек и пр. (Зенкевич, 1963).

Высокий темп процессов седиментации — одна из причин бедности моллюсков и в глубоководных желобах (Беляев, 1966). Естественно, что скорость и интенсивность осадконакопления обусловлены в большей степени характером источников размыва на дне, интенсивностью размыва, деятельностью рек, тектоническим и географическим положением той или иной области и т. д. (Марковский, 1966 и др.).

Некоторые биологические аспекты

Один из самых основных вопросов гидробиологии, который особенно привлекает внимание палеонтологов, — вопрос о внутривидовой изменчивости. Проблемы возрастной, экологической и внутривидовой изменчивости, проблемы изменчивости межпопуляционной и межподвидовой — эти проблемы, решаемые даже на современном материале не просто, особенно трудны для анализа на ископаемом материале. К сожалению, в исследованиях малакологов детальному изучению этих вопросов обычно отводится не много места (если оно вообще отводится), хотя их данные в этом отношении несравненно богаче и объективнее соответствующих материалов палеонтологов.

Другой чрезвычайно важный вопрос, данные для решения которого также с большим интересом изучаются палеонтологами с целью использования их в своей работе, — вопрос о конституции биоценозов, зависимости их распространения от биологических и физических факторов. Информацию гидробиологов в этом отношении трудно переоценить, и

не случайно, что именно в связи с поступлением новых сведений о современных биоценозах были сделаны существенные дополнения и коррективы и в расшифровке многих особенностей палеоценозов. Остановимся на этом подробнее.

Чрезвычайно важным показателем того или иного биоценоза являются руководящие (наибольшая средняя биомасса и встречаемость — более чем на 70% станций) и характерные (с встречаемостью более чем на 50% станций, с несколько меньшей плотностью и биомассой) виды. Практически ареалы наиболее массовых видов представляют собой в общем ареалы определяемых ими биоценозов. Такой характер количественного распределения руководящих форм — результат пространственного расхождения массовых видов, происходящего в процессе формирования биоценозов: если при формировании биоценозов выделяется несколько экологически близких видов, которые становятся доминирующими, они начинают территориально расходиться, определяя самостоятельные биоценозы (последним и обусловлен параллелизм в распределении сообществ на дне океанов); если же такие виды остаются в одном биоценозе, они расходятся по разным экологическим нишам, ослабляя конкуренцию друг с другом.

В каждом биоценозе существует определенная группа форм, которая доминирует над остальными. В районе Восточной Камчатки и Северных Курильских островов, например, основу бентоса составляют 67 видов. Из них 24 — руководящих (8 видов моллюсков) и 43 — характерных (12 видов моллюсков). Эти виды составляют 80% всей биомассы и только 12—14% видового состава бентоса (Кузнецов, 1963). При этом «ядро» биоценоза обычно представляет группа форм, составленная из видов, которые относятся к разным родам и даже семействам. Так из 46 восточнокамчатских биоценозов в 13 «ядро» составлено из форм, принадлежащих к разным родам. Степень же обилия видов в родах оказывается равной 105 по группе видов, составляющих «ядро» биоценоза, и 113 — по всему видовому составу (это значит, что на каждые 100 родов приходится соответственно 5 и 13 видов). Это свидетельствует о несовместимости видов одного рода, имеющих большое сходство в образе жизни, в ядре одного биоценоза.

Заключение

Появление в начале века ряда работ по строению биоценозов, особенностям их расселения на дне и т. д. значительно продвинули вперед и представления палеонтологов о древних биоценозах. Драгирование, использование тралов и, наконец, бурение как на материках, так и на дне океанов, проведенные в последние десятилетия, дали еще более разнообразный и ценный в этом отношении материал, которым практически теперь охвачена вся наша планета. Это позволило подойти к сравнению данных по разным широтам и поискам общих закономерностей расселения морских организмов (Екман, 1935; Thorson, 1957 и др.).

После того как при анализе донных сообществ стали широко использоваться не только «качественные», но и количественные показатели (были введены понятия о биомассе, плотности, руководящих и характерных видах и др.), гидробиологические материалы стали еще объективнее и нагляднее. И это в большой мере определило возможность использования этих данных в палеонтологии и палеоэкологии. Интересные примеры этого использования мы прежде всего находим в работах специалистов по кайнозою — как за рубежом (Valentine, 1963;

Addicott, 1966; Chinzei, Iwasaki, 1966; Parker, 1960; Strauch, 1970, 1972b и др.), так и в Советском Союзе (Геккер, 1957; Жижченко, 1965; Гладенков, 1972, и др.). Особенно много в этом отношении, как малаколог, сделал у нас Р. Л. Мерклин, который широко использовал данные по палеоценозам и изопалеоценозам (1950, 1962, 1965) в биостратиграфических и палеогеографических построениях. Объем статьи не позволяет дать развернутые иллюстрации по интерпретации ископаемых комплексов: мы отсылаем читателя к соответствующей — и заметим — весьма обширной литературе. Однако еще раз подчеркнем, что перечисленные выше закономерности расселения и формирования современных донных биоценозов могут оказаться полезными любому палеонтологу и биостратиграфу, пытающемуся расшифровать особенности седиментации и жизни в геологическом прошлом.

По-видимому, нет необходимости специально говорить об определенной ограниченности использования актуалистического метода в работе с ископаемыми остатками.

ЛИТЕРАТУРА

- Беляев Г. М. Донная фауна наибольших глубин Мирового океана. М., «Наука», 1966.
- Берг Л. С. Предмет и задачи географии. Изв. Русск. геогр. об-ва, 51, вып. 9, 1915.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. Вопросы биостратиграфии и палеоэкологии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 214. М., «Наука», 1972.
- Голиков А. Н., Скарлато О. А. Моллюски залива Посет (Японское море) и их экология. — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 42. М., «Наука», 1967.
- Голиков А. Н., Скарлато О. А. Об определении оптимальных температур обитания морских пойкилотермных животных путем анализа температурных условий на краях их ареалов. Докл. АН СССР, т. 203, № 5, 1972.
- Гурьянова Е. Ф. Закономерности распределения современной морской фауны и принцип районирования Мирового океана. Вопросы палеобиографии и биостратиграфии. — В кн.: «Труды I сессии Всесоюзного палеонтологического общества 24—28 января 1955 г. М., Госнаучтехиздат, 1957.
- Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные зоны. СПб., 1899.
- Жижченко Б. П. К вопросу об условиях осадконакопления и методах палеогеографических построений. Сов. геология, № 9, 1965.
- Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов А. П. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и северных Курильских островов. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кузнецов А. П. Распределение донной фауны западной части Берингова моря по трофическим зонам и некоторые общие вопросы трофической зональности. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 69. М., «Наука», 1964.
- Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. М., «Недра», 1966.
- Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спириалисовые глин, их среда и жизнь. Труды Палеонт. ин-та АН СССР, 28. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Мерклин Р. Л. Элементы экологии и палеоэкологии морских организмов. — В кн.: «Палеонтология беспозвоночных». М., Изд-во МГУ, 1962.
- Мерклин Р. Л. Жизненные формы и их значение для палеоэкологического анализа. — В кн.: «Материалы к I Всесоюзному палеоэкологическому colloquium». М., Изд-во АН СССР, 1965.
- Нейман А. А. Количественное распределение бентоса на шельфе в верхних горизонтах восточной части Берингова моря. Тр. Всесоюзн. научн.-исслед. ин-та морск. рыбн. хоз-ва и океанографии, 48, вып. 1, 1963.
- Савилов А. И. Экологическая характеристика донных сообществ беспозвоночных Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 16. Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соколова М. Н. Некоторые закономерности распределения пищевых группировок глубоководного бентоса. Океанология, № 6, 1964.
- Ушаков П. В. Фауна Охотского моря и условия ее существования. Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Филатова З. А. Общий обзор двустворчатых моллюсков северных морей СССР. Труды Ин-та океанол. АН СССР, 20. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Фишер А. Г. Широтные изменения в органическом разнообразии. Океанология, 4, № 1, 1964.

- Шварцбах М.* Климаты прошлого. Введение в палеоклиматологию. М., ИЛ, 1955.
- Addicott W. O.* Late Pleistocene marine paleoecology and zoogeography in Central California. U. S. Geol. Surv. Profess Paper, N 523-C, 1966.
- Chinzei K., Iwasaki Y.* Paleoeecology of shallow sea molluscan faunas in the Neogene deposits of Northeast Japan.— In: Abstracts of papers related with geological sciences, v. 5, Tolyo, 1966.
- Clarence H. A.* Shallow-water marine climates and molluscan provinces.— *Ecology*, N 2, 1964.
- Ekman S.* Tiergeographie des Meers. Leipzig, 1935.
- Ekman S.* Zoogeography of the sea. London, 1953.
- Keen A. M.* West North American marine Mollusca. Stanford Univ. Press, 1937.
- Nicol D.* Somme characteristics of cold-water marine pelecypods. *J. Paleont.*, 41, 1330—1340, 1967.
- Ockelmann W. K.* Developmental types in marine bivalves and their distribution along the Atlantic coast of Europe.— *Proc. first Europ. Malac. Congr.*, 25—35, 1965.
- Parker R. H.* Ecology and distribution patterns of marine Macroinvertebrates, Northern Gulf of Mexico.— Recent sediments, Northwest Gulf of Mexico.— *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 43, N 9, 1960.
- Peterson C. G.* The animal communities of the sea bottom and their importance for marine zoogeography. *Danish Biol. Stat.*, vol. 21, 44 p. 1913.
- Strauch F.* Die Thule-Landbrücke als Wanderweg und Faunenscheide zwischen Atlantik und Skandik im Tertiär. *Geologische Rundschau*, Bd. 60, Hft. 1. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 1970.
- Strauch F.* Zum Klima des nordatlantisch-skandischen Raumes im jüngeren känozoikum. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Band 123, S. 163—177, 1972a.
- Strauch F.* Zur Klimabindung mariner Organismen und ihre geologisch-paläontologische Bedeutung. *N. jährlich Geol. Paläout. Abhandlungen* Bd. 140, 1972b.
- Thorson G.* The larval development, growth and metabolism of arctic marine bottom invertebrates. *Meddelelser om Grönland* Bd. 100, N 6, Kobenhavn, 1936.
- Thorson G.* Reproduction and larval ecology of marine bottom invertebrates.— *Biol. Rev.*, 25, 1—45, 1950.
- Thorson G.* Bottom communities (sublitoral or shallow shelf).— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 67, 461—543, 1957.
- Thorson G.* Length of pelagic life in marine bottom invertebrates as related to larval transport by ocean currents.— *Amer. Assoc. Advanc. Sci., Publ.*, 67, 1961.
- Valentine J.* Biogeographic units as biostratigraphic units. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 47, N 3, 1963.
- Uozumi S.* Neogene molluscan faunas in Hokkaido. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV*, 11, N 2, 1962.

В. М. МОТУЗ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ МОЛЛЮСКИ ДОЛИНЫ ДНЕПРА В ПРЕДЕЛАХ БССР

За последние годы в четвертичных отложениях долины Днепра обнаружен ряд пунктов с фауной наземных и пресноводных моллюсков, приуроченных к различным стратиграфическим горизонтам и генетическим типам континентальных осадочных образований. Большинство из них было открыто при выполнении полевых геологических и геоморфологических исследований в долине Днепра и его притоков, а также при описании кернового материала скважин, пробуренных ИГН АН БССР и Управлением геологии при Совете Министров БССР.

Комплекс четвертичных отложений, выполняющих древнюю долину Днепра, состоит из переслаивающихся горизонтов валунных суглинков и супесей, ленточных глин, песчано-гравийных и гравийно-галечных образований. Горизонты морен многими исследователями отнесены к самостоятельным оледенениям древне- и среднечетвертичного возраста. Среди указанных типов осадков нередко встречаются линзы и прослои межледниковых и послеледниковых озерно-болотных, озерно-аллювиальных, аллювиальных, аллювиально-делювиальных и делювиальных отложений с захороненными остатками флоры и фауны млекопитающих и моллюсков.

В долине Днепра развиты три хорошо выраженные в рельефе сквозные террасы, отражающие основные циклы ее развития. Относительные высоты террас над уровнем реки испытывают заметное падение в сторону Полесской низменности. Самым высоким геоморфологическим уровнем современной долины Днепра является II надпойменная терраса. Высота ее над уровнем реки достигает 30—40 м и более (Оршанский район Витебской области). По происхождению это кокольная терраса, сложенная в основном маломощной толщей (до 2—5 м) древнеаллювиальных песков или лёссовидных пылеватых суглинков и супесей, залегающих на морене днепровского (московского?) оледенения¹. I надпойменная терраса прослеживается на значительном протяжении долины реки, имеет высоту всего 12—17 м в пределах Витебской области; южнее широты г. Могилев ее высота не превышает уже 7—10 м. В отличие от II надпойменной террасы она является аккумулятивной, хотя местами приобретает черты цокольной террасы (д. Александрия Шкловского района и др.). Мощность ее аллювиальных отложений составляет 10—20 м. В строении поймы, высота которой колеблется от 7—9 м в пределах Витебской области до 3—4 м на юге БССР, принимают участие рыхлые

¹ Вопрос о времени отложения верхней покровной морены, подстилающей аллювиальные отложения II надпойменной террасы Днепра в пределах южной части Витебской и Могилевской областей, до сих пор остается дискуссионным. Вскрытый скважиной под этой мореной ископаемый торфяник мощностью 7,0 м у д. Старые Стайки Шкловского района относят то к лихвинскому (Махнач, 1961), то к одинцовскому (рославльскому) межледниковью (Москвитин, 1965). В соответствии с такой датировкой ископаемого торфяника верхнюю морену относят то к днепровскому, то к московскому оледенению.

Рис. 1. Карта находок четвертичных моллюсков в долине Верхнего Днепра.

1 — местонахождения, изученные И. В. Данилевским; 2 — местонахождения, изученные автором; 3 — границы областей.

пески, супеси, алевриты, нередко суглинки, особенно в верхней части аллювиальных свит; в нижней — преимущественно разно- и крупнозернистые пески и гравийно-галечные отложения.

Ниже приводим описание новых местонахождений ископаемой малакофауны из наиболее интересных разрезов: д. Левки Оршанского района Витебской области; д. Гребенево Могилевского района, д. Седич Быховского района Могилевской области и д. Белица Жлобинского района Гомельской области (рис. 1).

Разрез у д. Левки (Оршанский р-н, Витебская область). Фауна четвертичных моллюсков обнаружена в отложениях надпойменной террасы Днепра в толще аллювиальных песков на глубине 0,4—1,0 м. В этом разрезе среди широко распространенных рецентных видов пресноводных и наземных моллюсков на глубине 1,0 м встречен один вымерший в Белоруссии вид *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.).

Ниже приводится видовой состав фауны четвертичных моллюсков у д. Левки:

Пресноводные моллюски	Количество экзemplяров	Наземные моллюски	Количество экзemplяров
<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)	2	<i>Succinea oblonga</i> Drap.	7
<i>Segmentina nitida</i> (Müll.)	2	<i>Succinea pfeifferi</i> Rassm.	обломок
<i>Anisus contortus</i> (L.)	12	<i>Pupilla muscorum</i> (L.)	2
<i>Viviparus viviparus</i> (L.)	1	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müll.)	4
Крышечки <i>Viviparus viviparus</i> (L.)	3	<i>Vallonia costata</i> (Müll.)	10
<i>Valvata piscinalis</i> (Müll.)	1	<i>Vallonia tenuilabris</i> (Al. Br.)	1
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	26	<i>Zenobiella rubiginosa</i> (A. Schm.)	1
<i>Unio pictorum</i> (L.)	1		

В этом разрезе фауна моллюсков смешанная. В ней наряду с пресноводными видами встречаются и наземные формы, обитавшие в субэвальной среде на положительных элементах рельефа этой террасы в благоприятных почвенно-эдафических и климатических условиях. Касаясь вопроса захоронения фауны пресноводных моллюсков необходимо отметить, что ее смешение с наземными моллюсками могло происходить и другим путем. Не исключена также возможность переноса раковин наземных моллюсков со склонов речной долины, особенно с уступа вышележащей II надпойменной террасы, во время весеннего половодья и осадения их после спада полых вод в отрицательных формах рельефа, где развивалась пресноводная малакофауна. В таких заиляющихся типа старичных озер водоемах, изолированных друг от друга во время низ-



кого уровня воды в древнем русле реки, обитали вместе со стагнофилами (прудовики, катушки) и реофильные виды моллюсков (живородки, перловицы и др.).

Обращает на себя внимание, что смешанный комплекс фауны наземных и пресноводных моллюсков в аллювии надпойменных террас Днепра и континентальных отложениях других генетических типов представляет собой довольно частое явление среди находок погребенной четвертичной малакофауны, отмеченное многими исследователями в осадках других речных систем.

Помимо раковин четвертичных моллюсков, находимых в погребенных старичных, пойменных и русловых фациях аллювия I надпойменной террасы Днепра, выстилавших днища древних русловых потоков, встречается иногда костный материал (остатки млекопитающих). В гг. Дубовно, Орша, дд. Пашино, Копысь, Александрия и др. на глубине порядка 7—12 м от поверхности террасы в гравийно-галечных отложениях неоднократно находили зубы, кости передних и задних конечностей, трубчатые кости, обломки ребер, которые, по определениям В. В. Щерловой, представлены в основном *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Ceolodonta antiquitatis* (Blum.). В разрезе у д. Пашино кроме костных остатков были обнаружены куски древесины, преимущественно ольхи, окатыши красно-бурого валунного суглинка и жирных шоколадных глин озерно-ледникового происхождения величиной от 20—30 до 60—70 см в поперечнике. Костный материал, судя по условиям его залегания и положению в стратиграфическом разрезе, претерпел неоднократное переотложение.

Разрез у д. Гребенево (Могилевский район, Могилевская область). Несколько иным составом ископаемых раковин четвертичных моллюсков характеризуются моллюски, обнаруженные в керновом материале скважины, пробуренной Управлением геологии при Совете Министров БССР у д. Гребенево вблизи г. Могилев. Здесь под толщей древнеаллювиальных песков надпойменной террасы Днепра мощностью 9,3 м были встречены гумусированные пески, супеси и суглинки, отнесенные по данным спорово-пыльцевых анализов (палинолог А. Римашевская) к микулинскому межледниковью. Разрез четвертичных отложений, в которых найдены раковины пресноводных моллюсков (по данным Г. И. Илькевича, И. А. Линника и др.) следующий:

		Глубина, м
al (II ₄)Q ₃ ¹	1. Песок светло-желтый, разнотернистый полевошпатово-кварцевый	0,0 — 6,9
	2. Песчано-гравийный материал	6,9 — 9,3
al Q ₃ mik	3. Песок темно-серый в нижней части с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, кварцевый с включением зерен полевых шпатов и темноцветных минералов, гумусированный	9,3 — 11,5
	4. Супесь буровато-серая, книзу серая, слабо слюдистая, слегка ожелезненная, карбонатная с обилием растительных остатков	11,5 — 12,55
	5. Супесь темно-серая с зеленоватым оттенком, карбонатная, с включением обломков фауны моллюсков и обилием растительных остатков; в нижней части слоя видны синие и голубые примазки вивьянита	12,55 — 13,40
	6. Суглинок светло-желтый, карбонатный с растительными остатками и обломками раковин моллюсков	13,40 — 20,90
al Q ₁₋₂	7. Песчано-гравийный материал	20,90 — 31,20
	8. Песок желтовато-серый, книзу буровато-серый, мелкозернистый, полевошпатово-кварцевый	31,20 — 40,60
gl Q ₁ br	9. Глина темно-зеленая книзу постепенно переходит в супесь, содержащую на интервале 40,9—42,0 м отторженец мела	40,60 — 46,0
fgl Q ₁ br	10. Песок желтовато-серый, тонкозернистый	46,00 — 52,4
J ₃ cl	11. Глина серая углистая	52,4 и ниже

Из слоя 5 были отобраны образцы для палеонтологического изучения макроостатков фауны, среди которых после промывки породы были определены следующие виды, представленные единичными экземплярами: *Armiger crista inermis* Lindh., *Valvata cristata palustris* Kormos, *Valvata* sp., крышечки *Bithynia tentaculata* (L.), *Bithynia leachi* (Shepp.), *Pisidium obtusale* Jenyns, *Dreissena polymorpha* (Pallas).

В приведенном списке четвертичной малакофауны кроме моллюсков, характерных для временно пересыхающих водоемов, таких как *Armiger crista inermis* Lindh., *Valvata cristata palustris* Kormos, *Pisidium obtusale* Jenyns, встречены формы, обитающие в реках и озерах с различным гидрологическим режимом. Учитывая экологические и морфологические особенности погребенной малакофауны можно предположить, что она развивалась в отшнурованной от русла реки заиляющейся старице, типа пойменного неглубокого озера, периодически обводнявшегося во время весеннего половодья. Руководящих видов пресноводных моллюсков, выделенных И. В. Даниловским (1955) для микулинского (рисс-вюрмского) межледниковья, здесь не обнаружено. За исключением *Valvata cristata palustris* Kormos, вымершей по мнению И. В. Даниловского (1955) в конце бореального времени, указанные виды моллюсков тождественны рецентным формам этого района.

Разрез 4 д. Седич (Быховский район, Могилевская область). Фауна четвертичных моллюсков была обнаружена в керновом материале скважины 6, пробуренной ИГН в 1956 г. на пойме Днепра в слое голубовато-серых супесей и глинистых песков (глубина 15,5—20,2 м). Строение четвертичной толщи, вскрывшей слои с погребенной фауной пресноводных моллюсков, видно из описания нижеследующего разреза:

		Глубина, м
el Q ₄	1. Почвенно-растительный слой	0,0 — 0,40
al Q ₄	2. Песок желтый разнозернистый с преобладанием мелко- и среднезернистого, кварцевый с незначительной примесью зерен полевых шпатов	0,40— 1,0
	3. Песок светло-серый, на интервале 6,30—7,0 м желтовато-серый разнозернистый, кварцево-полевошпатовый с включением зерен темноцветных минералов	1,0 — 7,0
	4. Песок светло-желтый с розовым оттенком, тонкозернистый, однородный, кварцевый с многочисленными блестками слюды и включением полевых шпатов и темных минералов. Вскипает от HCl. В базальной части слоя заметна тонкая горизонтальная слоистость, наблюдается чередование прослоек различных оттенков	7,0—8,0
	5. Песок серый, от крупного до грубозернистого с отдельными мелкими гальками средней и плохой окатанности, рыхлый, слабо вскипает от HCl	8,0 — 10,0
	6. Песок серый с желтоватым оттенком, средне- и крупнозернистый, с мелкой и средней галькой изверженных и метаморфических пород	10,0 — 12,8
l, gl Q ₂ ⁴	7. Супесь зеленовато-бурая, тяжелая, вскипает от HCl, горизонтально слоистая с включением гальки и гравия и блестков белой слюды мусковита. В породе по всему слою обилие растительных остатков (листья и стебли). Переход к нижележащему слою постепенный	12,8 — 15,5
al Q ₂ ⁴	8. Супесь зеленовато-палевая с глубиной замещается желтовато-бурой, слоистая, мергелистая с глинистыми прослойками мощностью до 2,0 см. На верхней границе с вышележащим слоем имеется прослой песка мощностью 20—25 см, обогащенный фауной пресноводных моллюсков. По всему слою обилие растительных остатков	15,5 — 20,2
	9. Песок розовато-желтый, мелкозернистый с включением гальки, бурно вскипает от HCl	20,2 — 23,5
	10. Песок зеленовато-серый, мелкозернистый, однородный, кварцевый с блестками слюды и темными минералами. В верхней	

	части слоя встречены плохо сохранившиеся растительные ос- татки	23,5 — 30,2
gl Q ₁ ²	11. Мергель песчанистый розовато-бурый с единичной галькой	30,2 — 34,9
f gl Q ₁ ²	12. Песок, аналогичный слою 10	34,9 — 44,0
Cr ₂	13. Мел белый	44,0 — 47,0
		и ниже

В песках и супесях (слои 7 и 8) встреченные растительные остатки и раковины пресноводных моллюсков залегают *in situ*. Из слоя 8 были определены следующие виды: *Theodoxus fluviatilis* (L.), *Valvata piscinalis* (Müll.), *Valvata piscinalis antiqua* Sow., *Valvata piscinalis borealis* Mil., *Valvata piscinalis alpestris* Küst., *Valvata pulchella* Stud., *Viviparus* sp., *Lithoglyphus naticoides* C. Pfeiffer, *Bithynia tentaculata* (L.), *Unio* sp., *Sphaerium nitidum* Clessin, *Pisidium* sp., *Dreissena polymorpha* (Pallas).

Как видно из приведенного списка пресноводная фауна состоит из переднежаберных и двустворчатых моллюсков. В погребенной фации рыхлых песков кроме целых раковин моллюсков отмечено большое скопление битого раковинного детрита, состоящего преимущественно из обломков вивипарусов, унионид и других видов, характерных для проточных водоемов. Комплексы ископаемой фауны пресноводных моллюсков представлены преимущественно формами реофильного типа. Легочных моллюсков, обычных для озерных и озерно-проточных водоемов, здесь не обнаружено. Осадки, содержащие ископаемые раковины моллюсков и их фрагменты — древнеаллювиальные отложения русловых фаций и без сомнения могут быть отнесены к этому генетическому типу континентальных отложений. Формирование их протекало на протяжении среднего плейстоцена, когда уровень руслового потока был расположен на 13—15 м ниже современного. В отличие от обнаруженной фауны моллюсков у дер. Левки и Гребенево, пресноводная малакофауна у д. Седич развивалась в более благоприятных условиях, так как комплексы реофильных моллюсков обычно предпочитают селиться в прибрежной части рек с хорошей аэрацией воды. Среди указанных выше форм моллюсков преобладают *Valvata piscinalis* (Müll.) — 24 экз., *Theodoxus fluviatilis* (L.) — 5 экз. и *Dreissena polymorpha* (Pallas) — 7 створок. Присутствие речной дрейссены указывает на расселение этого моллюска в водах древнего Днепра и других реках значительно раньше, чем полагал И. Ф. Овчинников (1933), считавший, что только человек в историческую эпоху способствовал расширению ареала дрейссены, перенося их на судах и рыболовецких принадлежностях через водоразделы и речные долины. Все перечисленные виды моллюсков обитают и в настоящее время в бассейне верхнего Днепра и других реках запада Европейской части СССР (Жадин, 1952, 1959; Даниловский, 1955 и др.) Возраст отложений, вмещающих фауну пресноводных моллюсков и растительные остатки, из разреза скважины у д. Седич был установлен Н. А. Махнач как лихвинский (миндель-рисский) на основании изученных ею пыльцы и спор, сохранившихся в зеленовато-серых супесях.

Разрез у д. Белица (Жлобинский р-н, Гомельская область). В разрезах верхней части четвертичной толщи, залегающей в долине Днепра, иногда наблюдаются заметные изменения в распределении различных комплексов фауны моллюсков. Смена отдельных биотопов во времени была связана с нарушением гидрологического режима, вызванным не только колебанием стока по сезонам года, но и миграцией древнего руслового потока по долине реки. Так в 1 км западнее д. Белица в древней погребенной долине Днепра на уровне ее II надпойменной террасы была пробурена скважина, вскрывшая два слоя (интервалы 7,20—9,25 и 12,80—14,00 м) с наземными и пресноводными моллюска-

Рис. 2. Разрез скважины 4 у дер. Белица.

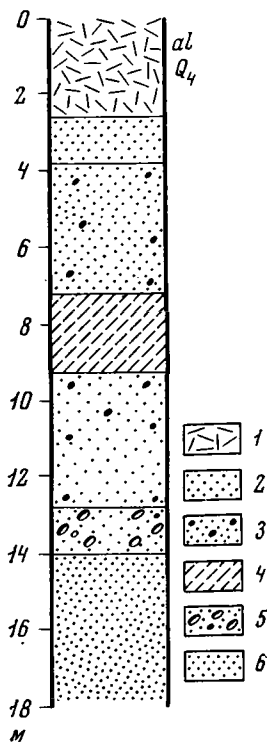
1 — торф, слабо разложившийся, низинный; 2 — песок тонкомелкозернистый, серый; 3 — песок мелкозернистый с включением крупных зерен кварца и полевых шпатов; 4 — супесь пылеватая, с фауной наземных и пресноводных моллюсков; 5 — песок мелко- и разнозернистый с гравием и галькой, содержит фауну пресноводных моллюсков; 6 — песок тонкозернистый кварцево-глауконитовый.

ми. Геологическое строение четвертичных отложений можно видеть из разреза скважины 4, вскрывшей толщу речных и озерно-болотных фаций (рис. 2).

Как видно из приведенного списка (таблица), фауна четвертичных моллюсков из верхнего и нижнего слоев развивалась в условиях заполнения песками и супесями из покинутых русел реки и превращения его постепенно в старичную озерную котловину, периодически заливаемую водами Днепра в период весеннего половодья. Слой 6 (12,80—14,00 м), характеризует собой фацию русловых отложений, постепенно сменяемых отложениями пойменного и старичного типа. Смена по вертикали разреза состава фауны моллюсков, а также изменение литолого-фациальных условий осадконакопления континентальных отложений явно указывают на сокращение площади водоема. Вытеснение ряда пресноводных видов моллюсков и появление наземных форм в верхнем слое серых супесей — обычно характерное явление для фауны, развивающейся и в современных пойменных и старичных биотопах. Относить два слоя с фауной моллюсков к разновозрастным горизонтам нет никаких оснований, так как нижний и верхний слои (пески и супеси) с захороненными раковинами четвертичных моллюсков отражают единый формировавшийся во времени комплекс осадков без заметного перерыва.

В субаэральных отложениях (эоловых, эолово-делювиальных, делювиальных, пролювиальных и др.) четвертичная малакофауна состоит преимущественно из наземных моллюсков. Так в районе д. Теолин (окрестности г. Дубровно) на склоне водораздельного плато, обращенном к тыловой пониженной части II надпойменной террасы Днепра, в 1961 г. в переотложенных разнозернистых песках делювиального происхождения на глубине 0,6 м встречено несколько целых раковин и их обломков *Eumorphalia strigella* Drap. В районе г. Орша в делювиально-элювиальных пылеватых лёссовидных супесях, на глубине 0,8—1,2 м были обнаружены раковины *Pupilla muscorum* (L.) и *Succinea oblonga* Drap.

В результате проведенного изучения фауны четвертичных моллюсков в долине верхнего Днепра удалось установить близость погребенной малакофауны рецентной. Вымерших форм пресноводных моллюсков, выделенных И. В. Даниловским (1955) в качестве руководящих видов для отдельных межледниковий (миндель-рисского и рисс-вюрмского возраста), не обнаружено. Комплексы четвертичных моллюсков, захороненные в континентальных отложениях различных генетических типов и фаций, позволяют уточнить генезис осадков и дополняют данные о происхождении отдельных погребенных фаций, установленные на основании литологического изучения отложений среднего и верхнего плейстоцена и голоцена.



Таблица

Видовой состав фауны моллюсков из отложений II надпойменной террасы Днепра у д. Белица

Вид	Интервал 7,20—9,25 м					Интервал 12,80—14,00 м					
	обр. 22	обр. 23	обр. 24	обр. 25	обр. 26	обр. 27	обр. 28	обр. 29	обр. 35	обр. 37	обр. 42
1 <i>Galba cf. truncatula</i> (Müll.)	—	—	—	Фрагм.	—	—	—	—	—	—	—
2 <i>Galba</i> sp.	—	—	—	—	Фрагм.	Фрагм.	—	—	—	—	—
3 <i>Anisus spirorbis</i> (L.)	—	—	—	1 экз.	—	—	—	—	Фрагм.	—	—
4 <i>Gyraulus albus</i> (Müll.)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Фрагм.
5 <i>Valvata piscinalis</i> (Müll.)	—	—	2 экз.	—	—	—	—	—	1 экз.	—	—
6 <i>Valvata pulchella</i> Studer	—	—	—	—	—	—	—	—	1 экз.	2 экз.	—
7 <i>Valvata cristata</i> Müll.	—	—	1 экз.	2 экз.	5 экз.	1 экз.	1 экз.	Фрагм.	Фрагм.	1 экз.	—
8 <i>Valvata</i> sp.	Фрагм.	—	—	Фрагм.	—	—	—	—	—	—	—
9 <i>Lithoglyphus naticoides</i> C. Pfeiff.	—	—	—	—	—	—	—	—	Фрагм.	—	—
10 <i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	—	—	—	Фрагм.	—	—	—	—	Фрагм.	—	—
11 Крышечки <i>B. tentaculata</i> (L.)	—	—	—	1 экз.	—	—	—	—	—	—	—
12 <i>Anodonta</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	Фрагм.	—	—
13 <i>Sphaerium</i> sp.	—	Фрагм.	—	—	—	—	—	—	—	Фрагм.	—
14 <i>Pisidium amnicum</i> (Müll.)	—	—	—	—	—	—	—	—	2 ств.	1 ств.	—
15 <i>Pisidium subtruncatum</i> Malm.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1 ств.	—
16 <i>Pisidium</i> sp.	—	—	Фрагм.	Фрагм.	—	—	—	—	—	—	—
17 <i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Наземные моллюски											
18 <i>Succinea oblonga</i> Drap.	—	—	3 экз.	Фрагм.	2 экз.	—	—	—	—	—	—
19 <i>Pupilla muscorum</i> (L.)	—	—	Фрагм.	Фрагм.	Фрагм.	—	—	—	—	—	—
20 <i>Vertigo modesta</i> (Say)	—	—	—	—	Фрагм.	—	—	—	—	—	—
21 <i>Vertigo</i> sp.;	—	—	—	—	Фрагм.	—	—	—	—	—	—

Как показали работы предыдущих лет (Даниловский, 1941, 1955, 1961; Жадин, 1952; Лихарев и Раммельмейер, 1952; Мотуз, 1962, 1967, и др.) к началу четвертичного периода современная наземная и пресноводная малакофауна в бассейне верхнего Днепра и смежных областей запада Русской платформы в основном уже сформировалась. На протяжении плейстоцена происходила лишь подвидовая дифференциация отдельных видов, вымирание плиоценовых форм и сокращение ареалов теплолюбивых видов. Влияние плейстоценовых оледенений сказалось лишь на изменении ареалов отдельных групп наземных и пресноводных моллюсков, но оно не могло ускорить или замедлить эволюцию континентальной малакофауны на протяжении четвертичного периода.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарчук В. Г. Об ископаемых моллюсках из четвертичных отложений УССР.— Сб. «Тр. Советской секции международной ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. 1. Ленинград, Изд-во ОНТИ НКТП СССР, 1937.
- Беклич М. Ф. Четвертинні Вкладки правобережжя середнього Дніпра. Київ, Изд-во АН УССР, 1958.
- Гричук В. П. Растительность Русской впадины в нижне- и средне-четвертичное время.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 46, № 3. Изд-во АН СССР, 1950.
- Гричук В. П. Нижняя граница четвертичного периода (системы) и ее стратиграфическое положение на Русской равнине.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 77, № 21. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Даниловский И. В. Материалы к изучению ископаемых четвертичных раковин из слоев II террасы р. Ижоры.— Изв. Геолкома, том XIV, № 4. Ленинград, 1925.
- Даниловский И. В. Значение раковин наземных и пресноводных моллюсков для стратиграфии верхней половины четвертичной эпохи.— Изв. Всесоюз. Географ. об-ва, т. 73, вып. 3. М., 1941.
- Даниловский И. В. Опорный разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и четвертичные моллюски.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 9. М., Гостеолтехиздат, 1955.
- Даниловский И. В. История четвертичных моллюсков СССР и их значение для стратиграфии четвертичных отложений.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 47. Ленинград, 1961.
- Дорофеев П. И. Новые данные о плейстоценовых флорах Белоруссии и Смоленской области.— Сб. «Материалы по истории флоры и растительности СССР», том. IV. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Жадин В. И. Моллюски пресных вод СССР. Тр. Зоологического ин-та АН СССР, вып. 46. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Жадин В. И. Моллюски реки Венты и некоторых других водоемов Латвийской и Литовской ССР.— Сб. «Рыбное хозяйство внутренних водоемов Латв. ССР», вып. III. Рига, 1959.
- Куниця М. О. До питання про умови та способи нагромадження середньо-дніпровського надмореного лісу на основі фауни моллюсків. Геол. журнал, том XVIII, вип. 6. Київ, Изд-во АН УССР, 1958.
- Лихарев И. М. и Раммельмейер Е. С. Наземные моллюски фауны СССР. Тр. Зоологического ин-та АН СССР, вып. 43. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1952.
- Манькин С. С. Пыльца верхнеолигоценовых и неогеновых отложений Белоруссии и ее стратиграфическое значение.— Сб. «Палеонтология и стратиграфия БССР», вып. V. Минск, 1966.
- Махнач Н. А. Стратиграфическое значение спорово-пыльцевых спектров межледниковых отложений Белоруссии. Докл. АН СССР, том 114, № 3, 1957.
- Махнач Н. А. Стратиграфическое значение растительности раннего и начала среднего антропогена Белоруссии.— Сб. «Материалы по антропогену Белоруссии». Минск, 1961.
- Мартинсон Г. Г. Четвертичные моллюски в древних террасах Ангары и Иркутка.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 16. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Москвитин А. И. Плейстоцен Европейской части СССР.— Тр. Геологического ин-та АН СССР. М., «Наука», 1965.
- Мотуз В. М. Малакофауна антрапагенавых адкладанняў Беларусі Весті АН БССР, серыя фізіка-тэнічных навук, № 2, Мінск, 1962.
- Мотуз В. М. Четвертичные моллюски из Хотылевского нижнепалеолитического место-

- нахождения Брянской области.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР, № 33. М., «Наука», 1967.
- Овчинников И. Ф. Современное распространение *Dreissena polymorpha* (Pallas) в БССР.— Тр. Зоологического ин-та АН СССР, том I, вып. 3—4. Ленинград, 1933.
- Путь А. Л. Сравнительная таблица современных моллюсков Отдела палеозоологии Института Зоологии АН УССР.— Сб. Праць зоол. музею, № 26, Київ, 1954.
- Соколовский И. Л. Лёссовые породы западной части УССР.— Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Ložek V. Měkkysi československého kvartěru. Praha, 1955.
- Ložek V. Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Praha, 1964.
- Petrbok J. Měkkyši českého plistocenu.— Sb. SGU, IX, 1931.
- Steusloff U. Neue Beiträge zur Molluskenfauna und Ökologie periglacialer und altalluvialer Ablagerungen im Emscher — Lippe — Raume.— Archiv. für Molluskenkunde, Bd. 70, N 4, 1938.
- Urbanski J. Interglacialna fauna mićczakow (Mollusca) z Zukiewicz kolo Grodno.— Acta geol. pol., II, Warszawa, 1951.
- Zeissler H. Die Mollusken aus der zentralen Torfschicht des Köpenicker Burggrabens.— Ergebnisse der Archäologischen stadtkernforschung in Berlin. Teil I. Berlin, Akademie-Verlag Berlin, 1962.
- Zeissler H. Konchylien aus dem Pleistozän von Weimar.— Freiburger Forschunghefte, Heft C 151, 1962.

И. Е. КУЗЬМИНА

**НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О МЛЕКОПИТАЮЩИХ
СРЕДНЕГО УРАЛА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

На территории Пермской области издавна известно много карстовых ниш, воронок и пещер. Их первичным обследованием и изучением занимались местные краеведы. Дальнейшие раскопки под руководством О. Н. Бадера (Москва, Институт археологии АН СССР) были предприняты в 1965—1968 гг., когда были раскопаны (при моем участии в 1968 г.) Грот Столбовой на р. Усьва, Грот Близнецова и грот «Черные Кости» на р. Чаньва. Отложения, содержащие ископаемые костные остатки, состояли из буро-желтого суглинка. Анализ кремневых изделий, обнаруженных в культурных слоях гротов, позволил отнести их к эпохе позднего палеолита (Близнецов, 1964, 1968; Бадер, 1968).

Для характеристики млекопитающих Среднего Урала в позднем плейстоцене использованы ископаемые кости животных, добытые при раскопках в 20 пунктах, расположенных в бассейне р. Камы, по ее левым притокам — рекам Косьва, Усьва и Яйва (Александровский и Кизеловский районы Пермской области). Всего было собрано и просмотрено более 6000 костных остатков 27 видов млекопитающих, относящихся к 6 отрядам (табл. 1). Сборы Н. К. Верещагина (1957), сделанные им в одной из пещер у Кизела, пока подробно не описаны и в таблицу 1 не включены.

При описании фауны Среднего Урала для сравнения использованы изученные ранее позднелейстоценовые остатки млекопитающих из 10 пещер и стоянок бассейна Печоры, расположенных на 500 км севернее. Измерения костей проведены по единой методике (Кузьмина, 1971). Для выяснения морфологических различий северных и южных популяций отобраны те виды, по которым собраны более многочисленные костные остатки. Рассмотрим эти виды в систематическом порядке.

Отряд Carnivora

Песец — *Alopex lagopus* L. В пещерах Пермской области ископаемые кости песца немногочисленны. Длина нижнего зубного ряда без резцов у двух особей 59,0 и 63,5 мм. Эти цифры не выходят за пределы величин североуральских животных, имевших 55,6—67,0 мм. Ширина нижнего эпифиза плечевой кости 17,0 мм. У печорских песцов эта величина изменялась от 16,0 до 18,6 мм. Из лучевых костей одна сохранилась полностью. Ее максимальная длина 93,5 мм, ширина верхнего эпифиза 10,0 мм, ширина нижнего эпифиза 12,5 мм. Сохранились также еще два дистальных конца лучевой кости с шириной нижнего эпифиза 13,0 мм и 14,0 мм. Соответствующие размеры лучевых костей печорских песцов: длина — 98,8 мм, ширина верхнего эпифиза ($n=5$) 9,5—10,0 мм, ширина нижнего эпифиза ($n=4$) 13,3—15,1 мм. Как видно, различия находятся в пределах индивидуальной изменчивости с некоторым уменьшением величин по направлению к югу.

Таблица 1

Видовой состав и количество костных остатков позднелайстоценовых животных на территории Пермской области

Вид	Грот Столбовой, 1965 и 1967 гг.	Усыновская пещера	Грот Холодный	Грот «Черные Кости» 1967 и 1968 гг.	Грот Ближнецова, 1967 и 1968 гг.	Пещера Тайн	Казеловская пещера	Пещера Каменная Межевого	Грот Урса	Пещера Лабиринт	Пещера Махневская	Пещера Носорогов	Всеволодовская пещера	Ивакинская пещера	Ивакинский карьер	Пещера Амональная	Пещера Теплая	Пещера Губаха	Траншея Урса	Пещера Подземных Охотников	Итого
Волк — <i>Canis lupus</i> L.	3	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5
Песец — <i>Alopex lagopus</i> L.	11	—	—	—	33	—	—	3	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49
Большой пещерный медведь — <i>Ursus spelaeus</i> Rosen.	—	—	—	3	—	45	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	51
Малый пещерный медведь — <i>Ursus</i> sp.	—	17	—	—	—	—	10	—	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	41
Светлый хорь — <i>Mustela eversmanni</i> Less.	2	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12	21
Росомаха — <i>Gulo gulo</i> L.	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Барсук — <i>Meles meles</i> L.	—	—	—	—	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	8
Соболь — <i>Martes zibellina</i> L.	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Горностай — <i>Mustela erminea</i> L.	3	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
Пещерный лев — <i>Panthera spelaea</i> Gold.	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Донской заяц — <i>Lepus tanaiticus</i> Gureev.	291	2	2	1	55	—	2	7	2	—	1	—	—	—	—	—	—	1	1	—	365
Степная пищуха — <i>Ochotona pusilla</i> Pall.	30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30
Белка — <i>Sciurus vulgaris</i> L.	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Копытный лемминг <i>Dicrostonyx torquatus</i> Pall.	43	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	44
Водяная полевка — <i>Arvicola terrestris</i> L.	14	—	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26
Узкочерепная полевка — <i>Microtus gregalis</i> Pall.	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
Обыкновенная полевка — <i>Microtus arvalis</i> Pall.	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
Сурок — <i>Marmota bobac</i> Müll.	2	—	—	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7
Суслик — <i>Citellus</i> sp.	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Полевки — <i>Microtinae</i> .	22	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	29
Мамонт — <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.	—	—	—	2	391	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	394
Лошадь — <i>Equus caballus uralensis</i> Kuzm.	19	3	—	80	79	—	—	4	15	—	18	1	4	—	11	2	6	—	8	—	250
Носорог — <i>Coelodonta antiquitatis</i> Blum.	5	—	—	2	17	—	—	1	1	—	5	1	1	1	10	—	—	—	1	—	45
Лось — <i>Alces alces</i> L.	—	—	1	2	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6
Северный олень — <i>Rangifer tarandus</i> L.	109	3	1	20	211	—	—	—	8	—	10	—	2	3	16	1	—	2	9	—	455
Сайга — <i>Saiga tatarica</i> L.	8	—	—	—	15	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24
Овцебык — <i>Ovibos moschatus</i> Zimm.	—	—	—	2	6	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	9
Бизон — <i>Bison priscus</i> Boj.	2	—	—	10	1	—	—	1	—	—	3	—	—	2	4	—	—	—	—	—	23
Птицы — <i>Aves</i>	911	1	—	2	19	—	—	—	29	—	—	—	—	—	—	—	—	1	10	—	973
Земноводные — <i>Amphibia</i>	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Неопределимые	1232	37	35	234	1415	—	34	102	67	12	15	—	6	—	28	54	—	10	73	—	3354
Всего:	2715	62	40	360	2337	46	54	118	123	26	57	2	14	6	69	57	6	14	110	13	6229

Таблица 2

Абсолютные размеры (мм) черепа, нижней челюсти и костей конечностей большого пещерного медведя (*Ursus spelaeus* Rosen.), Средний Урал

Кость	Промер	n	lim	М
Череп	Основная длина	3	360,0—333,0	373,7
Cranium	Кондилобазальная длина	3	333,0—420,0	339,3
	Длина твердого неба	4	213,0—235,0	227,8
	Длина верхнего зубного ряда	4	172,0—198,0	184,2
	Длина М ²	5	43,0— 47,5	45,5
	Ширина в клыках	4	100,0—110,0	106,0
	Ширина в орбитах	6	80,0—105,0	92,0
	Ширина заглазничного сужения	6	66,0— 84,0	77,5
	Ширина в скулах	3	252,0—290,0	265,7
	Ширина в слуховых проходах	6	129,0—178,0	151,7
	Ширина хоан снаружи	7	43,0— 49,0	46,6
	Высота за последним коренным	6	124,0—160,0	140,7
Нижняя	Длина челюсти без резцов	8	275,0—323,0	296,9
челюсть	Длина зубного ряда без резцов	10	163,0—197,0	182,3
Mandibula	Длина ряда коренных	10	98,0—113,0	103,6
	Высота челюсти у М ₂	9	57,0— 77,0	63,6
Плечо	Длина кости от головки	4	350,0—333,0	368,0
Humerus	Ширина нижнего эпифиза	4	104,0—110,0	107,8
Лучевая	Макс. длина кости	3	285,0—327,0	300,0
Radius	Ширина верхнего эпифиза	3	45,0— 47,5	46,2
	Ширина нижнего эпифиза	3	66,6— 76,0	71,0
Бедро	Длина кости от головки	2	376,0; 453,0	
Femur	Ширина нижнего эпифиза	2	87,0; 97,0	
Пятка	Макс. длина кости	3	92,0—106,0	97,7
Calcaneus				

Пещерный медведь — *Ursus spelaeus* Rosen. Костные остатки крупной формы пещерного медведя собраны автором преимущественно в большой Пещере Тайн, расположенной на левом берегу р. Березовка, притока р. Чаньва. Размеры черепа, нижней челюсти и костей конечностей приведены в таблице 2. Длина последнего верхнего коренного зуба — М² пермских медведей составляла (n=5) 43,0—47,5 мм и в среднем 45,5 мм, а у особей, добытых в Медвежьей пещере на Северном Урале (n=5) 41,0—52,5 мм, в среднем 46,2 мм. Сравнение промеров лучевой и пяточной костей также показало, что севернее обитали более крупные животные. У пермских длина лучевой кости составляла 285—327 мм, среднее — 300 мм, а у северных — 332 мм. Соответственно длина пяточной кости камских была 92—106 мм, а у печорских 101—110 мм.

Помимо крупной формы пещерного медведя из пещерных отложений Пермской области известна также мелкая форма, описанная Н. К. Верещагиным (1957) из пещер у Кизела. При раскопках в Усьвинской пещере в 1967 г. О. Н. Бадер собрал еще другие кости скелета этого вида. У более сохранившегося фрагмента черепа, находящегося сейчас в фондах Пермского краеведческого музея, длина верхнего зубного ряда с резцами равнялась 162 мм, без резцов 137 мм, длина ряда коренных — 77 мм, длина Рm⁴ 18 мм, М¹ 26,5 мм, М² 38 мм. Ширина черепа в орбитах равнялась 79 мм, в заглазничном сужении — 66 мм. Наиболее сохранившейся из костей конечностей была плечевая, ее длина 170 мм. Ши-

рина нижнего эпифиза 77 мм. Таким образом, в позднем плейстоцене крупная и мелкая формы пещерных медведей существовали практически рядом, на расстоянии 75—100 км.

Светлый хорь — *Mustela eversmanni* Less. В пещерах Пермской области остатки светлого хоря встречаются значительно чаще, чем в пещерах Северного Урала. В Пещере Подземных Охотников, расположенной на правом берегу р. Чаньва, найдено 8 черепов и 4 нижних челюсти разной степени сохранности (табл. 3).

Таблица 3

Абсолютные размеры (мм) черепа и нижней челюсти светлого хоря (*Mustela eversmanni* Less.), Средний и Северный Урал

Кость	Промер	Средний Урал			Северный Урал
		n	lim	M	
Череп Cranium	Основная длина	5	53,6—62,0	61,0	53,6
	Кондилобазальная длина	5	62,0—67,1	64,8	63,0
	Длина твердого неба	6	30,6—33,9	31,9	31,2
	Длина зубного ряда без i	8	19,0—21,0	20,2	20,3
	Длина Pm ⁴ по коронке	7	7,2—8,3	7,7	8,1
	Ширина в клыках	8	15,1—19,1	17,0	16,6
	Ширина в орбитах	8	15,4—19,2	17,4	18,0
	Ширина заглазничного сужения	8	12,0—15,2	13,2	13,0
	Ширина в слуховых проходах	4	29,5—32,0	30,4	30,0
	Ширина хоан снаружи	6	7,3—8,6	7,8	7,1
Нижняя челюсть Mandibula	Высота позади коренных	7	16,7—19,9	18,7	18,0
	Длина нижней челюсти	1	—	40,4	—
	Длина челюсти без i	2	33,7; 39,9	—	36,5
	Длина зубного ряда без i	3	23,7—24,0	23,8	22,5—23,8
	Длина M ₁ по коронке	4	8,1—8,8	8,4	8,0; 8,6

Кроме этих костей годными для измерений были бедренная и обломок большой берцовой кости. Длина бедренной кости 38 мм, ширина нижнего эпифиза 7,5 мм. Ширина верхнего эпифиза большой берцовой кости 7,4 мм. Аналогичные промеры на костях, добытых в Медвежьей пещере на Северном Урале, соответственно 35,1 мм, 7,1 мм, 7,5 мм (Кузьмина, 1971). Сравнение промеров черепов, нижних челюстей и некоторых костей посткраниального скелета показывает, что светлые хори Среднего Урала были крупнее особей, живших в это же время на Северном Урале.

Отряд Lagomorpha

Донской заяц — *Lepus tanaiticus* Gureev. Среди костных остатков позднплейстоценовых зайцев чаще всего встречались нижние челюсти с длиной зубного ряда (n=6) 20,0—21,5 мм, среднее 20,6 мм и высотой за Pm₃ (n=7) 17,0—19,0 мм, а в среднем 17,9 мм. Аналогичные промеры у пещерных зайцев были: длина зубного ряда 20,0—22,2 мм, в среднем 21,3 мм, высота челюсти за Pm₃ 16,8—20,5 мм, и в среднем 18,1 мм. Длина верхнего зубного ряда пермских зайцев, измеренная по альвеолам, была 19,3 и 19,8 мм.

Из костей конечностей годными к измерениям были плечевая, лучевая и пяточная кости. Длина плечевой кости от головки 110 мм, ширина нижнего эпифиза у двух особей 13 мм и 13,5 мм. Эта величина у север-

ных зайцев колебалась от 11,9 до 14,0 мм и в среднем была ($n=30$) 13 мм. Длина лучевой кости пермских зайцев 113 мм. Ширина верхнего эпифиза 9,5 мм, ширина нижнего эпифиза 10,5 мм. Соответственно средние размеры этой же кости у печорских зайцев 114,7 мм, 9,8 мм, 11,3 мм. Длина пяточной кости пермских зайцев ($n=4$) колебалась от 32,5 до 36 мм, среднее 34,2 мм. По северным, печорским зайцам материал был многочисленней ($n=40$), длина пяточной кости изменялась от 31,8 до 36,8 мм, а в среднем была равна 33,6 мм. Видно, что отличия находятся в пределах индивидуальной изменчивости с некоторой тенденцией увеличения размеров к северу.

Степная пищуха — *Ochotona pusilla* Pall. Остатки степной пищухи найдены в отложениях грота Столбовой на р. Усьва. Для измерений были отобраны наиболее сохранившиеся нижние челюсти, у которых длина зубного ряда ($n=9$) равнялась 7,4—8,1 мм, в среднем 7,7 мм, высота челюсти Pm_3 была 5,0—5,8 мм, в среднем 5,42 мм. Высота в сочленовном отростке ($n=5$) была 15,2—16,5 мм, в среднем 15,56 мм. Длина бедренной кости от головки ($n=3$) изменялась от 27,6 до 29 мм, в среднем 28,1 мм. Ширина нижнего эпифиза 4,8—5,1 мм, в среднем 5 мм.

Сравнение всех перечисленных промеров с аналогичными у особей Северного Урала показало, что севернее обитали менее крупные особи. Так средние размеры длины зубного ряда печорских особей ($n=25$) составляли 7,52 мм, высоты челюсти за Pm_3 —5,18 мм, высоты в сочленовном отростке ($n=17$) 15,27 мм. Такое же уменьшение размеров прослежено и для бедренной кости.

Отряд Rodentia

Сурок — *Marmota bobac* Müll. Наиболее сохранившейся костью сурка оказалась левая половина нижней челюсти, у которой обломан резец и сочленовный, височный и угловой отростки. Длина ряда коренных 21,3 мм. У трех современных животных (Воронежская обл. № 15192; Татарская АССР, Кармалки, № 24510; Лензоосад, № 28153, колл. ЗИН АН СССР) эта величина изменялась от 20,1 мм до 20,4 мм, то есть позднеплейстоценовый экземпляр был крупнее.

Отряд Perissodactyla

Лошадь — *Equus caballus uralensis* Kuzmina, subsp. nova. (рис. 1, 2).

Тип. Осовой череп взрослой особи без большей части теменных костей, дистальной части носовых, наружной части левой верхнечелюстной, задней части небной, без решетчатой кости, сошника, крыловидной и передней части клиновидной кости, с тремя левыми резцами, обоими клыками, левым Pm^2 , правыми Pm^3 , Pm^4 , M^1 , M^3 и фрагмент правой ветви нижней челюсти с Pm_2 , M_1 , M_2 и M_3 , возможно, от этой же особи (№ 29724, колл. ЗИН АН СССР, сборы И. Е. Кузьминой, 1968 г., Пермская область, бассейн р. Чаньва, позднеплейстоценовые отложения пещеры «Черные Кости»).

Диагноз. Череп типично кабаллоидного строения. Основная длина черепа 517 мм, длина верхнего зубного ряда 175,5 мм¹. Зубы со слабо складчатой эмалью. Индекс протокона коренных более 50%. От среднеплейстоценовой лошади с Камы, позднеплейстоценовой якутской, алтай-

¹ Основную работу по реставрации этого черепа выполнила Г. Х. Нураева, лаборант отделения остеологии Зоологического института АН СССР, которой приношу за это свою искреннюю благодарность.

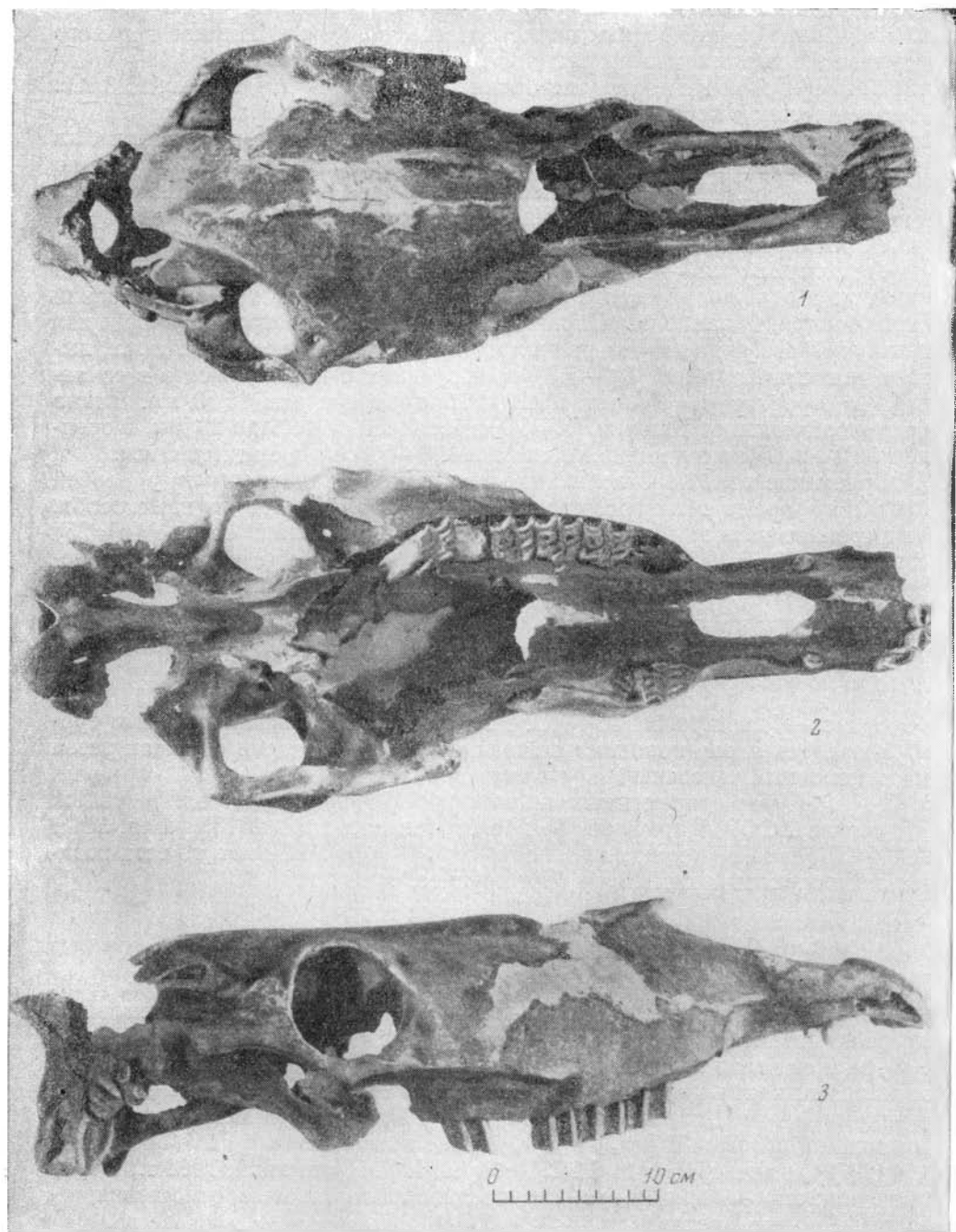


Рис. 1. Череп уральской позднеплейстоценовой лошади *Equus caballus uralensis* Kuzm.
1 — вид сверху; 2 — вид снизу; 3 — вид сбоку.

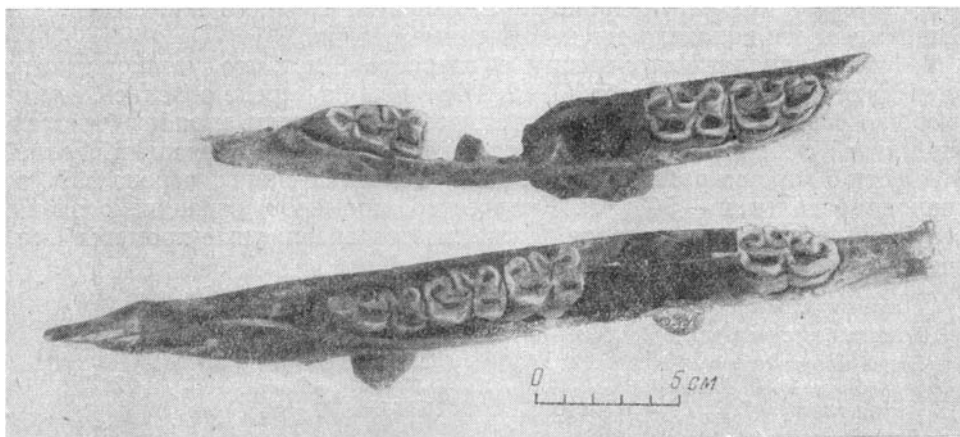


Рис. 2. Две правых части нижних челюстей уральской позднеплейстоценовой лошади *Equus caballus uralensis* Kuzm.

Вид сверху.

ской лошади, жившей 2000 лет назад, тарпана, лошади Пржевальского и современной арабской отличается относительно узким черепом, особенно у заднего края глазниц — 41,5% основной длины черепа, в заглазничном сужении — 16,3%, невысокой мозговой коробкой, малой высотой черепа позади M^3 — 22,8% и в основной кости — 20,2%.

Материал. 4 обломка черепа, 13 обломков нижних челюстей, 128 изолированных зубов и 403 кости посткраниального скелета из пещер бассейна Верхней и Средней Печоры на Северном Урале и 250 изолированных зубов и костей скелета из пещер бассейна Камы в Пермской области.

Геологический возраст. Поздний плейстоцен.

Распространение. Северное и Среднее Приуралье.

Описание, сравнение, замечания. Позднеплейстоценовая лошадь Урала была известна палеонтологам преимущественно по костным остаткам посткраниального скелета. И. Д. Черский (1891) описал один фрагмент черепа из коллекций Геологического Комитета, найденный в бывшей Пермской губернии. В монографии В. И. Громовой (1949) нет упоминаний об этом фрагменте. И. Д. Черский отметил относительную круглость мозговой части этого черепа и суженность его позади орбит. Сравнение некоторых других деталей строения позволило ему сблизить этот фрагмент с черепами, найденными на территории бывшей Казанской губернии и отделить его от черепов сибирских лошадей. Позже казанские черепа были описаны М. В. Павловой (Pavlow, 1930) как особый подвид среднеплейстоценовых лошадей *Equus caballus missi* M. Pavl.

При дальнейшем изучении костей конечностей позднеплейстоценовых лошадей В. И. Громова (1949) указала на некоторое сходство приуральских лошадей и лошадей, распространенных на севере Азии, однако, относила их к разным вариететам. На основании дополнительных сборов и их изучения Б. С. Русанов (1968) выделил якутскую позднеплейстоценовую лошадь в особый подвид — *E. c. lenensis* Russ.

Поэтому после обнаружения нового черепа лошади из Приуралья, тщательной его реставрации и изучения неизбежно встал вопрос о его систематическом положении. Сравнение относительных размеров этого

черепа с аналогичными данными лошадей от среднего плейстоцена до современности показало его несомненные отличия.

Череп принадлежал жеребцу в возрасте 8 лет, что установлено по методике Корневен и Лесбр (1932). Все швы на черепе срослись, клыки хорошо развиты и начали стираться, резцы в профиль изгибаются плавной дугой, зубная звезда ясно выражена на всех зубах, резцы в верхней челюсти с хорошо развитой чашечкой. Основная длина черепа 517 мм, кондилобазальная — 543 мм. Количество промеров ограничено значительной дефектностью черепа. Ниже даются абсолютные промеры (мм) черепа *Equus caballus uralensis* Kuzm.:

Основная длина	517.0	Ширина заглазничного сужения	84.0
Кондилобазальная длина	543.0	Ширина в суставных отростках	207.0
Длина морды от prostion до ближайшей точки края глазницы	330.0	Наибольший поперечник глазницы	67.0
Длина верхнего зубного ряда	175.5	Высота позади М ³	118.0
Длина диастемы	103.0	Мин. высота черепа в основной кости	104.0
Ширина лба у заднего края глазниц	214.0	Длина нижнего зубного ряда	180.0; 180,0

Череп выделяется узостью лба (41,5%) и мозговой коробки (16,3%) и приближается по этим промерам к арабской лошади и лошади Пржевальского. В отличие от лошади Пржевальского у него значительно короче зубной ряд — 34,0% против 38,3% у *E. przewalskii* Pol. Эта величина почти равна соответствующей величине среднеплейстоценовой лошади низовьев Камы, которую В. И. Громова (1949) рассматривала как форму с архаичными признаками. В то же время узколобость уральской лошади сочетается с относительной короткомордостью (табл. 4), что противоречит схеме В. И. Громовой, которая считает, что узколобость должна сочетаться с длинномордостью. Глазница уральской лошади

Таблица 4

Сравнение относительных промеров черепов различных групп лошадей рода *Equus*

Промер	Кама, средний плейстоцен <i>E. caballus missi</i>	Урал, поздний плейстоцен, <i>E. c. uralensis</i>	Якутия, поздний плейстоцен, <i>E. c. lenensis</i>	Алтай, Пазырык, IV—III в.в. до н. э.	Крым, современность, <i>E. c. gmelini</i>	Монголия, современность, <i>E. przewalskii</i>	Судан, современность, Арабская № 518
	n=2	n=1	n=7	n=3	n=2	n=5	n=1
Основная длина, мм	477,0	517,0	492,6	485,0	463,0	435,0	430,0
» » , %	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Длина морды от prostion до ближайшей точки края глазницы	65,8	63,9	63,9	65,3	65,5	66,1	64,3
Длина ряда коренных зубов	33,2	34,0	34,7	34,2	34,5	33,3	35,7
Длина диастемы	—	20,0	19,3	20,0	19,3	16,6	19,1
Ширина лба у заднего края глазниц	43,7	41,5	43,5	43,2	43,6	42,7	42,0
Ширина заглазничного сужения	17,3	16,3	18,5	16,3	16,6	18,4	17,3
Наибольший поперечник глазницы	12,8	13,0	13,0	12,5	13,0	12,6	11,8
Высота черепа позади М ³	26,3	22,8	26,4	26,4	26,1	26,4	24,9
Миним. высота черепа у основной кости	—	20,2	22,0	21,3	20,3	21,0	20,0

Таблица 5

Абсолютные размеры (мм) костей конечностей позднелейстоценовых лошадей Северного и Среднего Урала и Восточной Сибири

Кость	Промер	Equus caballus uralensis Kuzm.			Equus caballus lenensis Russ. (обработанные данные Э. А. Вангенгейм, 1961)			t
		n	lim	M	n	lim	M	
Лопатка Scapula	Макс. диаметр через шишковидный бугор	4	85,0— 95,0	90,8	—	—	—	—
Плечо Humerus	Макс. длина от головки	1	—	256,0	—	—	—	—
	Ширина нижнего эпифиза	6	73,0— 80,0	76,1	6	74,0— 85,0	81,1	2,33
Лучевая Radius	Макс. длина кости	3	312,0—342,0	325,7	—	—	—	—
	Ширина верхнего эпифиза	4	72,5— 84,0	80,9	—	—	—	—
	Ширина нижнего эпифиза	3	75,0— 80,0	77,7	—	—	—	—
	Макс. длина кости	7	212,0—228,0	219,0	13	205,0—222,0	214,0	1,89
Пястная Metacarpale	Ширина верхнего эпифиза	8	49,0— 55,3	52,5	13	43,5— 54,5	49,5	2,52
	Ширина нижнего эпифиза	7	47,5— 54,0	51,5	13	46,0— 52,5	43,6	2,76
	Макс. длина кости	3	318,0—340,0	332,7	2	323,0 ; 330,0	326,5	—
Большая берцовая Tibia	Ширина верхнего эпифиза	2	95,0 ; 100,0	97,5	—	—	—	—
	Ширина нижнего эпифиза	10	66,5— 78,0	73,4	6	68,0— 75,0	71,6	1,10
	Макс. длина от головки	1	—	365,0	—	—	—	—
Бедро Femur	Ширина нижнего эпифиза	3	89,0— 92,0	90,3	—	—	—	—
	Макс. длина кости	11	51,8— 62,0	58,4	4	53,7— 65,0	59,2	0,28
	Ширина дистального конца	11	50,5— 59,0	54,3	4	43,7— 56,0	52,8	0,77
Пятка Calcaneus	Макс. длина кости	4	103,4—112,0	103,4	2	105,0 ; 103,0	106,5	—
Плюсневая Metatarsale	Макс. длина кости	17	249,4—279,0	262,4	17	243,0—261,0	254,2	3,50
	Ширина верхнего эпифиза	23	47,5— 58,0	53,0	17	43,0— 53,2	50,9	3,28
	Ширина нижнего эпифиза	17	47,0— 57,5	52,6	17	43,0— 53,0	50,8	2,31
	Сагиттальная длина по переднему краю	22	68,8— 89,0	76,1	4	63,0— 72,0	69,5	4,46
Первая фаланга Phalanx I	Ширина верхнего эпифиза	22	50,0— 62,0	56,4	4	57,0— 60,0	57,0	0,38
	Ширина нижнего эпифиза	22	42,8— 49,3	45,6	4	46,2— 49,0	48,8	3,16

ди крупная, такая же, как у якутской позднеплейстоценовой лошади и степного тарпана. Эмаль верхних коренных зубов средней складчатости, на передней и задней марках по 1—3 складочки, шпора имеется. Относительная длина протокона на коренных зубах составляет 52,1% длины зуба у M^1 и 50,8% — у M^3 .

Сравнение промеров костей конечностей лошадей Среднего Урала с аналогичными промерами североуральских лошадей показывает, что на Северном Урале обитали менее крупные животные. Длина лучевой, пястной, большой берцовой, таранной, пяточной и плюсневой костей южных особей на несколько миллиметров больше, чем у северных. Эти различия, по-видимому, можно считать на уровне популяционных, так как пропорции костей сходны. Поэтому, автор считает возможным объединять лошадей Северного и Среднего Урала и Приуралья в один подвид. Суммарные промеры костей лошадей обеих популяций приведены в таблице 5. Увеличившийся материал позволил еще раз сравнить и с большей достоверностью выяснить отличия от позднеплейстоценовых лошадей Восточной Сибири, обособленных Э. А. Вангенгейм (1961) в подвид «В».

Автор уже отмечал (Кузьмина, 1971) наряду со сходством достоверные различия в строении первой фаланги, особенно в сагиттальной длине, измеренной по переднему краю. Теперь значительные различия установлены также в ширине нижнего эпифиза плечевой кости, в ширине верхнего и нижнего эпифизов пястной и плюсневой костей, в длине плюсневой кости. В длине пястной кости различия не достигли статистически достоверного уровня, что можно объяснить малой величиной выборки уральских животных. Сравнение пределов колебания размеров показывает, что у уральских лошадей все кости конечностей были длиннее.

Отношения пястной кости к плечевой (85—89%) и лучевой (68—70%), а плюсневой — к бедренной (71—72%) и большой берцовой (78—79%) костям показывает, что позднеплейстоценовые уральские лошади имели относительно короткие проксимальные и длинные дистальные отделы конечностей. Дюрст, Осборн, Мэтью и вслед за ними В. И. Громова (1949, стр. 39) считают, что «удлинение нижних отделов конечности является показателем более быстрого бега».

Все изложенное выше позволяет считать уральских лошадей животными «сухой» конституции, легкими, подвижными, что неизбежно должно быть связано с достаточной сухостью климата и твердостью грунта. Своеобразие анатомического строения черепа и костей конечностей, их размеры заставляют выделить уральских позднеплейстоценовых лошадей в самостоятельный подвид — *Equus caballus uralensis subsp. nova*. Накопление материала и дальнейшие исследования покажут, что, может быть, и лошадей Южного Урала можно будет включить в этот же подвид.

Отряд Artiodactyla

Лось — *Alces alces* L. В 20 пещерах Среднего Урала обнаружено всего 6 костных остатков лося. Заслуживает внимания реставрированная большая берцовая кость. Максимальная длина ее достигает 485 мм, ширина нижнего эпифиза 68 мм. За неимением одновозрастного ископаемого материала для сравнения были взяты кости современных лосей (№ 17620 и № 18286, колл. ЗИН АН СССР) из Ленинградской области и Уссурийского края. У них промеры большой берцовой кости составляют соответственно: длина 449 и 460 мм, ширина нижнего эпифиза —

63,5 и 67,5 мм. Таким образом, берцовая кость позднплейстоценового лося принадлежала очень крупной особи.

Северный олень — *Rangifer tarandus* L. При раскопках пермских пещер остатки северного оленя встречались часто и были самыми обычными в сборах (табл. 6). Сравнение промеров почти всех костей конечностей северного оленя с аналогичными данными о костях оленя Северного Урала показывает, что южнее обитали более крупные особи. Пропорции камского и печорского позднплейстоценовых оленей отличались от пропорций современного тундрового оленя. Для плейстоценового оленя характерен длинный зубной ряд в нижней челюсти, а значит и крупная голова (97—105 мм, $n=4$, у печорских и 111—112 мм, $n=2$, у камских). У современного тундрового оленя зубной ряд короче — 91—103 мм, $n=14$. Длина конечностей, напротив, меньше у печорских и даже более крупных камских оленей, чем у современного тундрового оленя. Вполне вероятно, что в будущем, с накоплением еще большего материала, придется обособить позднплейстоценового северного оленя северо-востока Европы в самостоятельный подвид.

Сайга — *Saiga tatarica* L. Две трети костей сайги было найдено в Гроте Блинецова. Длина зубного ряда одной из нижних челюстей равнялась 79 мм. Ширина верхнего эпифиза одной лучевой кости 34,5 мм, а ширина нижнего эпифиза лучевой кости другой особи 35 мм. У современных животных из Западного Казахстана (№ 26685 ♂ и № 26795 ♀, колл. ЗИН АН СССР) длина нижнего зубного ряда была соответственно

Таблица 6¹

Абсолютные размеры (в мм) нижней челюсти и костей конечностей северного оленя (*Rangifer tarandus* L.), Северный и Средний Урал

Кость	Промер	Средний Урал			Северный Урал		
		n	lim	M	n	lim	M
Нижняя челюсть Mandibula	Длина зубного ряда	2	111,0; 112,0	—	4	97,5—105,0	101,2
Лопатка Scapula	Ширина через шишковидный бугор	3	47,0—53,5	50,2	—	—	—
Плечо Humerus	Ширина нижнего эпифиза	1	—	49,0	27	41,0—51,2	45,1
Лучевая Radius	Макс. длина кости	5	255,0—280,0	273,2	2	236,5—263,5	250,0
	Ширина верхнего эпифиза	5	46,0—53,0	50,7	14	44,0—48,7	45,6
	Ширина нижнего эпифиза	6	40,0—49,0	45,8	14	39,0—47,0	42,0
Пястная Metacarpale	Макс. длина кости	4	199,0—205,0	202,0	14	180,5—203,8	190,6
	Ширина верхнего эпифиза	4	37,0—40,0	37,9	17	31,4—37,2	34,3
	Ширина нижнего эпифиза	3	42,5—46,5	44,7	14	37,5—44,0	41,6
Большая берцовая Tibia	Макс. длина кости	3	300,0—323,0	311,0	4	280,5—328,2	300,6
	Ширина верхнего эпифиза	3	60,0—68,0	63,0	6	53,3—68,0	61,2
	Ширина нижнего эпифиза	5	40,0—43,0	41,2	30	36,0—47,0	40,2
Плюсневая Metatarsale	Макс. длина кости	3	268,0—283,0	277,7	5	254,8—272,6	265,3
	Ширина верхнего эпифиза	5	31,0—33,0	31,8	12	25,7—34,2	30,8
	Ширина нижнего эпифиза	3	42,0—43,0	42,5	3	40,5—45,4	42,6

70 и 68 мм. Ширина верхнего эпифиза лучевых костей 34 и 30 мм, ширина нижнего эпифиза тех же костей — 30 и 27 мм. Эти цифры показывают, что позднеплейстоценовые животные были крупнее современных.

Овцебык — *Ovibos moschatus* Zimm. В пещерах Пермской области найдено всего 9 костей овцебыка. Годными для измерений были верхний конец лучевой, большая берцовая и таранная кости. Ширина верхнего эпифиза лучевой кости 73 мм. Эта же величина у североуральских животных ($n=5$) изменялась от 60,5 до 75 мм. Длина большой берцовой кости 335 мм. Ширина верхнего эпифиза 84 мм, ширина нижнего эпифиза 55 мм. Аналогичные промеры у печорских зверей: 300 мм, 72 мм и ($n=4$) 48,0—49,3 мм. Длина и ширина таранной кости отражают ту же зависимость. У пермских она была 57 и 39 мм, у печорских — длина ($n=6$) 49,6—56,4 мм, в среднем 52,2 мм, ширина 34,0—40,2 мм, в среднем 36,1 мм. Эти сравнения свидетельствуют о том, что южнее обитали более крупные животные.

Бизон — *Bison priscus* Woj. Среди немногочисленных костей бизона из пещер Пермской области наиболее сохранившимися оказались пястная, плюсневая, таранная, кубовидная (центральная + заплюсневая 4-я) и фрагмент дистального конца плечевой кости, передне-задний поперечник нижнего эпифиза которой составлял 123 мм. Максимальная длина пястной кости 230 мм, ширина верхнего эпифиза ее 86 мм, ширина диафиза в середине — 57 мм, а ширина нижнего эпифиза 95 мм. Плюсневая кость имела в длину 274 мм, ширину верхнего эпифиза 60 мм, ширину диафиза 35 мм, ширину нижнего эпифиза 71 мм. Размеры трех таранных костей колебались в пределах 90—96 мм в длину, а в среднем 92,7 мм и 58—66 мм по ширине нижнего эпифиза, а в среднем 61,3 мм. Для сравнения с северными животными можно было использовать только размеры таранной кости. Мелкие размеры кости (длина 77 мм, ширина нижнего эпифиза 48 мм) северных бизонов должны соответствовать менее крупным размерам тела животных.

Пястная кость бизона была найдена и на Северном, и на Среднем Урале. Однако, пясть из Медвежьей пещеры отличалась значительной длиной (242 мм) и малой шириной эпифиза и диафиза. Пясть бизона из пещеры «Черные Кости» напротив выглядела короткой и широкой до такой степени, что по промерам и пропорциям могла бы быть отнесена к среднеплейстоценовому подвиду — *Bison priscus longicornis* V. Громова. Однако, позднеплейстоценовый возраст этой кости не вызывал сомнений. По всей вероятности, различия в строении и пропорциях этих двух костей были вызваны тем, что они принадлежали разным по полу животным. Из работ В. И. Цалкина (1967 и др.) известно, что относительная ширина диафиза пястной или плюсневой кости коррелирует с длиной кости и находится в тесной зависимости от пола животного. Так, относительная ширина диафиза пясти крупного рогатого скота (род *Bos*) колебалась от 15,1 до 18,6% у коров и 19,6—20,1% у быков. Весьма вероятно, что и у бизонов (род *Bison*) должна наблюдаться сходная зависимость. Находящийся в нашем распоряжении материал очень мал, поэтому можно только предположить, что пясть из Пермской области (относительная ширина диафиза 24,4%) принадлежала старому быку, тогда как пясть из Медвежьей пещеры (относительная ширина диафиза 18,6%) — корове.

Индекс ширины диафиза плюсны пермского бизона 12,8%. У крупного рогатого скота Орды этот индекс колебался: у коров — 11,0—13,2%, у быков 14,0—14,2% (Цалкин, 1967). Можно предполагать, что вышеупомянутая плюсна принадлежала самке бизона.

**Видовой состав и относительное количество (%) костей млекопитающих Северного
и Среднего Урала в позднем плейстоцене**

Виды	Северный Урал 10 пунктов 24903 кости	Средний Урал 20 пунктов 1902 кости
Отряд Carnivora		
Волк — <i>Canis lupus</i> L.	1,40	0,30
Лисица — <i>Vulpes vulpes</i> L.	0,05	—
Песец — <i>Alopex lagopus</i> L.	4,80	2,60
Бурый медведь — <i>Ursus arctos</i> L.	0,10	—
Большой пещерный медведь — <i>Ursus spelaeus</i> Rosen.	4,70	2,70
Малый пещерный медведь — <i>Ursus</i> sp.	—	2,15
Горностай — <i>Mustela erminea</i> L.	0,10	0,20
Ласка — <i>Mustela nivalis</i> L.	0,10	—
Светлый хорь — <i>Mustela eversmanni</i> Less.	0,10	1,10
Соболь — <i>Martes zibellina</i> L.	0,10	0,05
Росомаха — <i>Gulo gulo</i> L.	0,05	0,05
Барсук — <i>Meles meles</i> L.	—	0,40
Пещерный лев — <i>Panthera spelaea</i> Gold.	0,05	0,10
Отряд Lagomorpha		
Донской заяц — <i>Lepus tanaiticus</i> Gureev.	20,00	19,20
Степная пищуха — <i>Ochotona pusilla</i> Pall.	1,10	1,55
Отряд Rodentia		
Белка — <i>Sciurus vulgaris</i> L.	1,00	0,15
Сурок — <i>Marmota bobac</i> Müll.	—	0,35
Суслик — <i>Citellus</i> sp.	—	0,10
Бобр — <i>Castor fiber</i> L.	0,05	—
Рыжие полевки — <i>Clethrionomys</i> sp.	0,10	—
Обский лемминг — <i>Lemmus obensis</i> Brants.	1,30	—
Копытный лемминг — <i>Dicrostonyx torquatus</i> Pall.	16,50	2,30
Водяная полевка — <i>Arvicola terrestris</i> L.	0,70	1,35
Обыкновенная полевка — <i>Microtus arvalis</i> Pall.	0,10	0,20
Узкочерепная полевка — <i>Microtus gregalis</i> Pall.	0,40	0,15
Полевка-экономка — <i>Microtus oeconomus</i> Pall.	0,10	—
Полевки — <i>Microtinae</i>	—	1,50
Отряд Proboscidea		
Мамонт — <i>Mammuthus primigenius</i> Blum.	9,50	20,70
Отряд Perissodactyla		
Лошадь — <i>Equus caballus uralensis</i> Kuzm.	2,20	13,15
Шерстистый носорог — <i>Coelodonta antiquitatis</i> Blum.	0,50	2,40
Отряд Artiodactyla		
Лось — <i>Alces alces</i> L.	0,10	0,30
Северный олень — <i>Rangifer tarandus</i> L.	33,35	24,00
Сайга — <i>Saiga tatarica</i> L.	0,20	1,25
Овцебык — <i>Ovibos moschatus</i> Zimm.	1,00	0,50
Бизон — <i>Bison priscus</i> Bcj.	0,25	1,20
Всего:	100,00	100,00

* * *

В итоге обзора морфологических особенностей отдельных видов позднеплейстоценовых животных Среднего Урала можно отметить наличие географической изменчивости для видов, обитавших на Северном и Среднем Урале. Она проявилась в увеличении размеров животных южных (среднеуральских) популяций светлого хоря, степной пищухи, лошади, северного оленя, овцебыка и бизона.

Если принять во внимание правило географических изменений млекопитающих Аллена (Allen, 1906), по которому вид в центре своего распространения (возникновения) наиболее многочислен и достигает наибольших размеров (цитирую по Лариной, 1966) и правило оптимума П. В. Терентьева (1947), то измельчание к северу перечисленных видов будет свидетельствовать о том, что на Среднем Урале в позднем плейстоцене были более благоприятные условия существования, чем на Северном Урале, и что направление заселения этими видами Приуралья шло с юга на север. Конечно, изложенные материалы не позволяют еще решить вопрос о месте возникновения рассмотренных видов. Однако, они могут быть приняты во внимание при дальнейшем решении этого вопроса.

Сравнение видового состава млекопитающих в позднем плейстоцене Северного и Среднего Урала показало значительное сходство их териокомплексов (табл. 7). Отсутствие на Среднем Урале лисицы, ласки, бобра, рыжей полевки, обского лемминга и полевки-экономки, найденных на Северном Урале, не имеет принципиального значения. Важно, что к югу заметно сокращается относительное количество волка, песца, большого пещерного медведя, копытного лемминга, северного оленя и овцебыка. На Среднем Урале, напротив, более высоко относительное количество костей светлого хоря, пещерного льва, степной пищухи, водяной полевки, мамонта, лошади, шерстистого носорога, лося и бизона. В связи с этим становятся интересны находки костей барсука, суслика и сурка, сделанные в позднеплейстоценовых слоях пещер Пермской области.

Сравнительно низкое относительное количество костей лося по Среднему Уралу, как уже отмечалось, связано с тем, что лось, как вид, сформировался «...в начале четвертичного периода в средних широтах Евразии в долинных ландшафтах, среди приречных лесов и болот. В условиях холодных степей, получивших большое развитие в плейстоцене, лось не мог достичь ни большого распространения, ни большой численности» (Верещагин, 1967, стр. 20). Поэтому большое увеличение относительного количества костей лося к югу кажется вполне закономерным.

При довольно большом сходстве качественного состава фауны двух сравниваемых районов различия в относительном количестве костей упомянутых выше видов не могут быть случайны. Они свидетельствуют о том, что в позднеплейстоценовой фауне Среднего Урала, как и следовало ожидать, преобладали животные степного ландшафта. Об этом говорит также укрупнение южных популяций большинства перечисленных видов и своеобразие морфологического строения черепа и костей конечностей позднеплейстоценовой лошади Урала, близкой к современной арабской, степному тарпану и алтайской лошади из Пазырыкских курганов. Сопоставление состава фауны, результатов морфологического обзора и относительного количества ископаемых костей животных двух соседних районов показывает, что и в позднем плейстоцене на территории Приуралья проявлялось хотя бы в слабой степени зональное распределение видов, которое по прошествии многих тысяч лет привело к современному распределению животных.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадер О. Н. Северная палеолитическая экспедиция.— В кн. Археологические открытия 1967 г. М., «Наука», 1968.
- Близнецов Е. П. Пещера подземных охотников.— Пещеры, вып. 4/5. Пермь, 1964.
- Близнецов Е. П. Обследование пещер в Пермской области.— В кн. «Археологические открытия 1967 г.» М., «Наука», 1968 г.
- Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 48. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Верецагин Н. К. «Следы» древней жизни на Северном Урале.— Природа, № 4, 1957.
- Верецагин Н. К. Геологическая история лося и его освоение первобытным человеком.— Биология и промысел лося. Сборник 3. М., Россельхозиздат, 1967.
- Громова В. И. История лошадей (рода *Equus*) в Старом Свете, ч. 1 и 2.— Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 17, вып. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Корневен и Лесбр. Определение возраста по зубам и производным эпителия. М.—Л., 1932.
- Кузьмина И. Е. Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене.— Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 49. Л., «Наука», 1971.
- Ларина Л. И. Направление географической изменчивости размеров тела у голотермных животных и условия возникновения и расселения видов.— Сб. «Внутривидовая изменчивость наземных позвоночных и микроэволюция». Свердловск, 1966.
- (Павлова М.) *Pavlow Marie*. Mammifères posttertiaires trouvés sur les bords du Volga.— Ежег. Русск. палеонт. об-ва, 1930.
- Русанов Б. С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М., «Наука», 1968.
- Терентьев П. В. О применимости правила Бергмана к животным с постоянной температурой тела.— Вест. ЛГУ, № 12, 1947.
- Цалкин В. И. Домашние животные Золотой Орды.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, т. 72, вып. 1. М., «Наука», 1967.
- Черский И. Д. Описание коллекций послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885—1886 гг. СПб., 1891.
- Allen I. A. 1906. The influence of physical conditions in the genesis of species.— Ann. Report of Smithsonian Institut. Washington, 1906.

Ю. И. ГОЛЬДФАРБ, А. В. ЛОЖКИН

ИСТОРИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Позднеплейстоценовая и голоценовая история развития растительности Северо-Востока СССР в настоящее время изучена лучше всего в верховьях Колымы и Индигирки. В значительной степени этому способствовали детальные палинологические исследования аллювиальных и ледниковых отложений, находящихся на различных уровнях террас в горных районах и в межгорных впадинах.

До недавнего времени поздний плейстоцен здесь разделялся только на отложения эльги-бохапчинского межледникового и бохапчинского оледенения (Решения Межведомственного совещания..., 1959; Васьковский, 1963). В решениях Межведомственного стратиграфического совещания, принятых в Магадане в 1957 г., было отмечено, что «выделение сартанских стадильных и каргинских межстадильных отложений в горных районах до сих пор не получило подтверждения». Материалы, полученные в последние годы, позволяют нам разделить поздний плейстоцен центральных районов Северо-Востока СССР на четыре горизонта. Эльги-бохапчинскому межледниковью в бассейне Индигирки соответствует усть-нерский горизонт, а в бассейне Колымы — мальдякские слои. Отложения бохапчинского оледенения разделены в бассейне Индигирки (снизу вверх) на мукэлкэнский, худжахский и иннокчанский горизонты, которым в бассейне Колымы соответствуют далекинские, тенгкеляхские и сахынбинские слои (таблица).

Т а б л и ц а

Стратиграфические схемы позднего плейстоцена центральных районов Северо-Востока СССР

Схема А. П. Васьковского (1963)	Схема автора		
	Бассейн Индигирки (горизонты)		Бассейн Колымы (слои)
отложения бохапчинского оледенения («макровюрм»)	бохапчинский над-горизонт	иннокчанский худжахский мукэлкэнский	сахынбинские тенгкеляхские далекинские
отложения эльги-бохапчинского межледникового		усть-нерский	мальдякские

Аллювиальные отложения усть-нерского горизонта представлены галечниками, содержащими прослой ила, суглинков, песков с растительными остатками. На территории предпорожного бассейна Индигирки, характеризующейся значительными амплитудами неотектонических движений, они принимают участие в строении террас высотой 120—150 м; на участках с меньшими амплитудами поднятий, — долины рек Нера, Худжах, Артых, Делянكير и др., — террас высотой 40—60 м. В бассейне Эльги они установлены под более молодыми образованиями в пределах современных пойм, на террасах высотой 25—35 м, во впадине руч. Промежуточный и других местах. В верховьях Колымы мальдяк-

ские слои палеоботанически охарактеризованы на 40-метровой террасе среднего течения р. Берелех, в районе Малык-Сиенской впадины, где они венчают разрез 30—35-метровой террасы Берелеха, на 50-метровой террасе подпорожного участка Колымы и т. д. С ними связаны находки фауны позднепалеолитического комплекса: *Mammuthus primigenius* Blum., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus deminutus* W. Grom.

В ряде мест устанавливается взаимоотношение отложений усть-нерского горизонта и мальдякских слоев с осадками среднелейстоценового ледникового, подстилающими их во впадинах (руч. Промежуточный, Малык-Сиенская впадина и др.) или находящимися на более высоких террасах.

Аллювиальные отложения мукэлкэнского горизонта в предпорожном бассейне Индигирки развиты на террасах высотой 50—110 м; в устье Неры они слагают верхнюю часть разреза 40-метровой террасы, а в долине Худжаха и в долинах его притоков (р. Мукэлкэн и др.) — террасу высотой 30 м. В пределах современных пойм Эльги, Большого Тарына и их притоков эти отложения непосредственно перекрывают осадки усть-нерского горизонта и нередко содержат обильную фауну млекопитающих позднепалеолитического комплекса. Известна также датировка по С¹⁴ мягких тканей *Equus caballus fossilis* L. из отложенный руч. Сана — 37 700 ± 2000 лет назад (Гарутт, Юрьев, 1966). В бассейне Колымы далекинские слои установлены во многих местах на 20—30-метровых террасах, а также в нижней части разреза 10-метровой террасы среднего течения Берелеха. Кроме того, к ним относятся морены, перекрывающие мальдякские слои в районе Малык-Сиенской впадины и южнее оз. Джека Лондона и в свою очередь перекрытые более молодыми сахыннинскими моренами.

Аллювиальные отложения худжахского горизонта установлены в предпорожном бассейне Индигирки на террасах высотой 35—45 м; в долинах рек Худжах, Мукэлкэн они развиты на террасе 20-метровой высоты. Тенгкеляхские слои в бассейне Колымы слагают верхнюю часть разреза 30-метровых террас, а также находятся в основании разреза 15-метровой террасы подпорожного участка Колымы, низовьев Дебина, Оротукана. В долине Берелеха они слагают верхнюю часть разреза 10-метровой террасы и содержат остатки *Mammuthus primigenius* Blum.

Отложения инокчанского горизонта, венчающие разрез плейстоценовых образований, развиты на террасах высотой 20—40 м в предпорожном бассейне Индигирки. Они установлены здесь также под осадками современных пойм в устьевых частях ее притоков и в основании разреза I надпойменной террасы (6—10 м). В верховьях Худжаха и в долине Неры высота террас, сложенных аллювием инокчанского горизонта, не превышает обычно 5—10 м. В бассейне Колымы сахыннинские слои установлены в бассейне Берелеха под отложениями современных пойм р. Табога и притоков р. Сусуман, а на подпорожном участке — на 15-метровой террасе. Одновозрастные сахыннинским слоям морены хорошо сохранились в районе Малык-Сиенской впадины, у оз. Джека Лондона и во многих других местах вблизи высокогорных массивов. Отложения инокчанского горизонта и сахыннинские слои включают фауну *Mammuthus primigenius* Blum., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Equus caballus fossilis* L., *Rangifer tarandus* L. К голоцену отнесены галечники с прослоями глин, ила, торфа, песка, слагающие поймы и I надпойменную террасу.

Детальное палеоботаническое изучение разрезов усть-нерского горизонта и мальдякских слоев позволяет выделить три фазы развития растительности в эпоху позднеплейстоценового межледникового. Если

растительность конца среднеледстоценового ледникового времени можно охарактеризовать как тундростепную, соответствующую криоксеротической климатической стадии (Гричук, 1961), то потепление климата и последующее увеличение количества годовых осадков в начале позднеледстоценового межледникового приводит к увеличению в составе растительного покрова роли кустарниковых и древесных растений.

Первая фаза развития усть-нерской растительности, отраженная в спорово-пыльцевых спектрах аллювия, венчающего разрез 150-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага, характеризовалась распространением светлехвойных лесов. Количество пыльцы древесных и кустарниковых растений в спектрах, характеризующих нижние слои усть-нерского горизонта, составляет 60—84% от общего количества микрозерен. Основной лесообразующей породой являлась лиственница, но также значительным было участие березы (33—61%)¹, формировавшей, по-видимому, и самостоятельные насаждения в приречных участках и на склонах гор. В поймах обычными были, очевидно, леса из тополя душистого и чозении с лиственницей и густым подлеском из ивы, шиповника, рябины, жимолости, смородины, ольховника, сходные, по-видимому, с современными пойменными лесами центральных районов Северо-Востока. Ближе к верхней границе своего распространения в горах растительность принимала лесотундровый характер. Здесь господствовали, по всей вероятности, горные ольховнико-березово-лиственничные лесотундры с небольшим участием кедрового стланика (1—4%). Еще выше сохранились тундровые ассоциации.

Вторая фаза развития растительности соответствует климатическому оптимуму усть-нерского времени. Для нее характерно чрезвычайно широкое распространение горных светлехвойных лесов, господствующей породой в которых была, очевидно, лиственница сибирская; шишки ее в изобилии встречаются в отложениях 40-метровых террас Неры, Малдыка и в других местах. Заметную роль в составе лесов играли лиственница даурская, лиственница Сукачева, а также сосна обыкновенная (*Pinus silvestris*), ель сибирская (*Picea obovata*) и реже — *Picea engelmannii*, *P. anadyrensis*, произраставшие, очевидно, главным образом в долинах рек. Палинологический анализ показал большое содержание (до 52%) в спектрах пыльцы сосен подрода *Harpoxylon*, — в основном *Pinus pumila* и свидетельствует также о присутствии в составе растительности другой сосны из секции *Seabra*, которой могла быть, по предположению А. П. Васильковского (1963), сосна сибирская (*Pinus sibirica*). Присутствие пыльцы *Abies* (до 2%) может указывать, что один или несколько видов этого рода были представлены в лесах в виде единичных экземпляров или групп деревьев. В отложениях усть-нерского горизонта встречается также пыльца *Tsuga*, которая обычно считается переотложенной. Однако частое ее нахождение (от единичных зерен до 1—2%) во многих разрезах (40—50-метровые террасы рек Дебин, Колыма, Берелех и др.) позволяет предполагать, что представители этого рода возможно произрастали в «усть-нерское» время в верховьях Колымы и Индигирки. Одним из основных компонентов лесной растительности являлась береза (до 54%); менее широко была распространена ольха (до 10%) и очень редко — лещина (до 1%).

В травяном покрове преобладали вересковые (до 90%), злаковые (до 36%) и осоковые (до 26%). Из споровых растений присутствовали плауны — *Lycopodium selago*, *L. alpinum*, *L. clavatum*, *L. appressum*,

¹ Здесь и далее % — содержание спор, пыльцы древесных и кустарниковых и недревесных растений отвечает их количеству в составе спектра соответствующей группы.

плаунки — *Selaginella sanguinolenta*, *S. sibirica*, папоротники. В бассейне Колымы во вторую фазу широко распространились сфагновые болота.

Таким образом, усть-нерская флора включает в основном сибирские виды, ареалы которых перекрываются в Южной Якутии. Однако, в лесах еще сохранились такие виды ели как *Picea engelmannii* и *P. apadygensis*, известные по макроостаткам из среднеплейстоценовых и более древних отложений Северо-Востока, но не произрастающие в настоящее время в Сибири и на Дальнем Востоке. Из них вид *Picea engelmannii* — современная высокогорная ель, встречающаяся в лесном поясе Скалистых гор Северной Америки, а вид *Picea apadygensis* вымерший. Климат, господствовавший в середине усть-нерского времени, несомненно более теплый, чем современный, все же был резко континентальным и суровым, так как среднегодовые температуры в районах существования подобной флоры обычно составляют — 5—6°, средняя температура июля +18°, средняя температура января —30°.

Третья фаза развития растительности усть-нерского межледниковья, отраженная спорово-пыльцевыми спектрами в верхних частях разрезов аллювия 40-метровой террасы р. Нера, 120-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага и др., характеризуется сокращением видового разнообразия древесной растительности. Эти изменения были обусловлены прежде всего похолоданием климата, который стал и более влажным. Основными лесообразующими породами, по-прежнему, остаются представители рода *Larix*, но лиственница сибирская уступает свою главенствующую роль лиственнице даурской, завоевавшей, по-видимому, уже в это время полное господство в лесах Северо-Востока. В низинах, очевидно, еще сохранились редкие ели. Среди представителей семейства *Betulaceae*, получивших чрезвычайно широкое распространение (до 95%), главная роль принадлежала *Alnaster* (до 71%), но также существовали и некоторые виды ольхи, такие как *Alnus sibirica* и *A. hirsuta*, характерные для современной флоры Якутии. Береза участвовала в составе растительности в основном, по-видимому, своими кустарниковыми формами. Повышение влажности климата привело также к значительному увеличению площади, занятой осоковыми и сфагновыми болотами, что отражает обилие в спорово-пыльцевых спектрах микрозерен *Suregadaeae* (25%) и *Sphagnum* (57%). Все эти данные свидетельствуют, по всей вероятности, о том, что в конце усть-нерского времени граница леса существенно понизилась и лесотундра завоевала в верховьях Индигирки и Колымы огромные пространства, уступая место лесам лишь на нижних склонах гор и в поймах рек.

В мукэлкэнское время леса деградируют и растительность принимает перигляциальный облик. Палеоботанические данные указывают на преимущественное развитие лесотундровых ассоциаций, господствовавших в поймах и на склонах речных долин, и сменявшихся на более высоких участках горными тундрами.

В первую фазу развития мукэлкэнской растительности широкое распространение лесотундры было связано, очевидно, с ростом ледников, происходившим в условиях достаточно влажного и холодного климата. В составе растительности уже не было ничего «экзотического» для современной флоры Северо-Востока. Полностью вымирают представители якутской тайги — ели, пихты и сосна обыкновенная. Единственным представителем хвойных деревьев лесотундры была, очевидно, лиственница даурская. В кустарниковом ярусе доминировали *Betula exilis*, *B. middendorffii*, *Alnaster* и вместе с ними — кустарниковая ива. Среди кустарничковой растительности были развиты брусничные (*Vaccinium*

uliginosum, V. vitis — ideae), о чем свидетельствуют сохранившиеся в отложениях листья этих растений. В целом спорово-пыльцевые спектры мукэлкэнского горизонта обнаруживают много общих черт со спектрами современных растительных ассоциаций лесотундр Северо-Востока (Васьковский, 1957). Для них также характерно высокое содержание пыльцы травянистых растений (до 46%), отражающее злаково-разнотравные ассоциации. В состав разнотравья входили лютиковые, камнеломковые, зонтичные, кипрейные, бобовые, гречишные и др. На сухих склонах были распространены полынно-разнотравные ассоциации с участием лебедовых. Обилие пыльцы водных и болотных растений, спор зеленых (до 44—99%) и сфагновых (до 25%) мхов указывает, очевидно, на широкое развитие болот. Среди споровых, кроме мхов, присутствовали *Lycopodium appressum*, *L. clavatum*, *Selaginella borealis*, *S. sanguinolenta*, а также в большом количестве (до 20—40%) — *S. sibirica*.

Таким образом, состав групп спор и пыльцы недревесных растений указывает на сочетание сухих остепненных склонов с заболоченными поймами и террасами.

Во время максимального развития мукэлкэнских ледников в верховьях Индигирки и Колымы распространились безлесные ландшафты типа тундростепей. Эта фаза развития растительности, зафиксированная спорово-пыльцевыми спектрами, к сожалению, только в некоторых из исследованных разрезов аллювиальных отложений мукэлкэнского горизонта (30-метровая терраса р. Мукэлкэн, близкая ей по высоте терраса р. Нера, 60-метровая терраса р. Левая Куобах), по своей продолжительности, возможно, уступала первой фазе. Спектры, обнаруживающие значительное сходство со спектрами современной Берингийской тундры (Васьковский, 1957), свидетельствуют о преимущественном развитии травянистой растительности (до 80%), формировавшей злаково-разнотравные ассоциации с крестоцветными, лютиковыми, касатиковыми, ослинниковыми, бобовыми, гвоздичными, вьюнковыми и др. Споровые растения были представлены в основном зелеными мхами (31%), плаунком сибирским (33%) и в меньшем количестве хвощами, сфагновыми мхами, плаунами и папоротниками. В кустарниковом ярусе тундр доминировали карликовые березы (64%) при меньшем участии ольховника (до 48%) и ив (16%). Эти данные свидетельствуют, по всей вероятности, о заметном снижении температур по сравнению с температурными условиями начала мукэлкэнского времени. Средние июльские температуры, очевидно, были ниже +10°.

Климат второй половины мукэлкэнского времени характеризуется потеплением, обусловленным главным образом, по-видимому, увеличением количества летнего тепла. Вслед за отступающими ледниками все большие пространства завоевывают лиственничные редколесья, состоящие из лиственницы даурской, карликовых берез — *Betula middendorffii*, *B. exilis*, кустарниковой ивы и ольховника и напоминающие современную лесотундру в низовьях Яны, Индигирки, Колымы.

Несколько последовательно отобранных образцов из аллювиальных отложений 60-метровой террасы р. Левая Куобах, содержащих относительно большое количество пыльцы древесных и кустарниковых растений (46—60%), указывают, очевидно, на флюктуации климата в течение второй половины мукэлкэнского времени. Спектры этих отложений, заключенных внутри толщи осадков, охарактеризованных тундровыми и лесотундровыми спектрами, отличаются от последних и более высоким содержанием пыльцы семейства Pinaceae — *Pinus* subgen. *Haploxylo*n (*Pinus pumila*) — до 24% и *Larix* (до 4%), и обнаруживают сходство со спектрами современных растительных ассоциаций центральных райо-

нов Северо-Востока. Мы можем, следовательно, предполагать, что во второй половине мукэлкэнского времени в этих районах возникала растительность типа лиственничных лесов, близкая в родовом отношении к современной. Однако климат был, по-видимому, не только холоднее, но и суше современного, о чем свидетельствует обилие пыльцы недревесных (до 36%), среди которой постоянно в заметном количестве встречаются зерна *Artemisia* (14%), а среди споровых *Selaginella sibirica* (10%).

Чрезвычайно широкое распространение ксерофитов составляет основную черту заключительной фазы развития растительности мукэлкэнского времени. В эту фазу господства лесотундры злаково-полынные и полынно-разнотравные ассоциации с участием лебедовых не только расширили занимаемые ими площади, но и играли, по всей вероятности, доминирующую роль в растительном покрове. Вместе с этим следует отметить и значительно большее распространение, чем во все предыдущие фазы развития растительности мукэлкэнского времени, плаунка сибирского (до 82%). Очевидно, эти изменения в составе растительности и, прежде всего увеличение роли ксерофитных группировок, свидетельствуют об усилении сухости климата в конце мукэлкэнского времени.

Спорово-пыльцевые спектры худжахского горизонта отличаются высоким содержанием пыльцы древесных и кустарниковых растений (до 84%). Очень примечательно и постоянное участие в этих спектрах пыльцы рода *Larix* (до 5%), являющегося важным климатическим индикатором для Северо-Востока. Принимая во внимание чрезвычайно плохую сохранность пыльцы *Larix* даже в поверхностных пробах, мы полагаем, что лиственница (*Larix dahurica*) достаточно широко распространилась в худжахское время и, возможно, формировала леса на склонах гор и в поймах рек. Присутствие в пробах из долин Худжаха, Аркагалы пыльцевых зерен *Рісеа* позволяет допустить, что ель могла быть представлена местами в Верхне-Нерской и Худжахской впадинах. Однако, не исключен и дальний занос летучей пыльцы из более южных районов, так что к интерпретации этих данных следует подходить с известной осторожностью. Это положение может быть справедливо и для такого вида как *Pinus silvestris*, пыльца которого, практически отсутствующая в пробах худжахского горизонта в бассейне верхнего течения Индигирки, встречается в аналогичных отложениях в долине Аркагалы. Более надежный климатический показатель — присутствие в составе худжахской растительности представителей *Alnus* (s. str.), указывающих на климат менее суровый, чем современный. В настоящее время в центральных районах Северо-Востока получили распространение лишь кустарниковые виды ольхи — *Alnaster fruticosus*, *Alnaster glutipes*, а восточная граница развития таких видов, как *Alnus sibirica*, *Alnus hirsuta* ограничивается Верхоянским хребтом.

Основной породой в лесах худжахского времени была береза, пыльца которой, принадлежащая как древесным, так и кустарниковым формам, по существу, постоянно доминирует (до 94%) во всех местонахождениях. Береза, по-видимому, не только в изобилии встречалась в лиственничных лесах, но и образовывала самостоятельные насаждения.

Среди недревесной растительности основными компонентами были представители вересковых (до 94%). Вместе с тем постоянное и высокое содержание пыльцы *Сyperaceae* (16%), *Gramineae* (28%), *Artemisia* (11%) и разнотравья свидетельствует о достаточно пышном травяном покрове (количество пыльцы недревесных растений варьирует обычно от 10 до 36%) — осоково-злаковые, злаково-полынные и полынно-раз-

нотравные ассоциации. Значительные площади могли занимать сфагновые болота (до 99% — спор *Sphagnum*).

Таким образом, лесотундра и тундра, господствовавшие в верховьях Индигирки и Колымы в мукэлкэнское время, сменяются во время худжахского потепления лиственничными и березовыми лесами. Однако основными эдификаторами лесных сообществ, по-видимому, остаются роды, представленные в лесотундровой и тундровой растительности мукэлкэнского времени.

В инокчанское время растительность центральных районов Северо-Востока претерпела существенное изменение, обусловленное значительным похолоданием климата и развитием горнодолинных ледников. Спорово-пыльцевые данные определенно указывают на преимущественное распространение ассоциаций кустарниково-моховой и каменистой тундр, иногда уступавших свою ведущую роль лесотундрам и даже лиственничным лесам. Такие изменения растительности могут указывать, по всей вероятности, на то, что климат в послехуджахское время испытывал некоторые флюктуации.

Наиболее ранние фазы развития растительности инокчанского времени, отраженные, в частности, в спорово-пыльцевых спектрах 40-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага, характеризуются распространением тундровых (кустарниково-моховая тундра) и лесотундровых ассоциаций. В кустарниковом ярусе доминировал ольховник (до 78%), но многочисленными были также карликовые березы (до 46%) и кустарниковые ивы (до 16%). В это время широкое развитие получают разнотравно-злаковые ассоциации (до 49% пыльцы недревесных) с участием ксерофитов (*Artemisia* — 13%; *Selaginella sibirica* — 11%).

Еще большее похолодание климата установлено по спорово-пыльцевым данным в вышележащих аллювиальных отложениях. По-существу, полное отсутствие пыльцы кустарниковых растений указывает, очевидно, на то, что даже карликовая береза не была представлена в растительном покрове в это время, как и в современной тундре Аляски на побережье Ледовитого океана. Эпизодически встречающиеся единичные пыльцевые зерна *Betula* или *Alnaster* были, по-видимому, принесены из других мест. Здесь нет пыльцы *Pinus pumila*, обычно всегда присутствующей в рецентных спектрах тундр Северо-Востока, несмотря на дальность местобитания этого вида от зоны тундры, но попадающей в тундровые спектры благодаря своей летучести.

Наиболее характерными элементами растительных ассоциаций в это время были ксерофиты и среди них — плаунок сибирский, споры которого составляют 60—82% в группе спор, вообще резко доминирующей в спектрах (78—94%). Весьма характерны были и другие представители степных ассоциаций южных склонов гор Северо-Востока — *Chenopodiaceae* (29%), *Artemisia* и др. Это чрезвычайно высокое содержание в спектрах пыльцы и спор ксерофитных форм сближает их со спектрами каменистой тундры Северо-Востока (Васьковский, 1957).

Спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в аллювии, венчающем разрез 40-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага, также отражают растительность, соответствующую не менее суровой климатической обстановке. Эта фаза характеризовалась чрезвычайно широким развитием трав (74%), и растительность центральных районов Северо-Востока напоминала, по-видимому, современную Берингийскую тундру (Васьковский, 1957). Господствовавшие в растительном покрове разнотравно-злаковые ассоциации отличались довольно большим разнообразием слагающих их компонентов: лютиковые, камнеломковые, бобовые, ослинниковые, маревые, сложноцветные, в том числе полынь, осоковые, злако-

вые и др. Весьма характерным элементом тундровых ассоциаций был и плаунок сибирский (67%). В заметных количествах представлены водные растения и обитатели заболоченных берегов рек, стариц, озер и болотистых лугов — рогозовые (до 17%), частуховые (3%), рдестовые, что свидетельствует о существовании в пойменных частях долин и на террасах озер и заболоченных участков. Склоны долин, особенно открытые, солнечные, сухие склоны южной экспозиции, были заняты ксерофитной растительностью. Кустарниковый ярус был представлен ольховником, карликовыми березами и ивами. Однако, роль кустарников была невелика (3—7%) и участие их в составе растительности можно сравнить, например, с их распространением в каменистой тундре на побережье залива Креста на Чукотке.

Спектры некоторых проб из аллювия, венчающего разрез 40-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага, привлекают внимание сравнительно высоким содержанием пыльцы древесных и кустарниковых растений (66%). По соотношению групп растительности и их качественно-му составу они обнаруживают сходство со спектрами современных лиственных лесов с кедровым стлаником, развитым в верховьях Индигирки и Колымы, и могут, следовательно, отражать небольшое потепление климата. Более благоприятные условия для развития древесной и кустарниковой растительности были обусловлены, скорее всего, не столько повышением среднегодовых температур, сколько увеличением количества летнего тепла. Принимая во внимание общую картину изменения спорово-пыльцевых спектров в отложениях 40-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага, можно, по-видимому, предполагать развитие во время этого потепления лиственного редколесья (*Larix* — 1,6%) с участием кустарниковых форм берез (27%), ольховника (54%) и кедрового стланика (17%). Травяно-моховой покров состоял в основном из сфагновых (25%) и зеленых (24%) мхов и папоротников (25%).

Более поздние фазы развития растительности иннокчанского времени зафиксированы спорово-пыльцевыми спектрами 20-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага. Спектры нижних слоев разреза, по существу не содержащие пыльцы кустарников, но характеризующиеся обилием спор (до 83%) и пыльцы недревесных (до 77%), обнаруживают значительное сходство со спектрами арктической мохово-лишайниковой тундры Северо-Востока и, в частности, с «ледовитоморской» тундрой (Васьковский, 1957), развитой на побережье Чаунской губы и в других прибрежных районах Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Основными компонентами тундровых ассоциаций были представители злаковых (30%), осоковых (23%), сложноцветных (39%), в том числе *Artemisia* (21%), играющая существенную роль в растительном покрове каменистых тундр Чукотки, а также плаунок сибирской (50%).

Увеличение количества пыльцы кустарниковых растений (9—17%) в спектрах верхних слоев иннокчанского горизонта (средняя и верхняя части разреза 20-метровой террасы), по-видимому, указывает на развитие кустарниковой тундры, возможно, напминавшей тундры побережья Анадырского залива. В этих спектрах очень много пыльцы *Salix* (22—54%) и представители этого рода, очевидно, доминировали в кустарниковом ярусе, так как пыльца *Salix* обычно плохо сохраняется. Заметную роль играли также кустарниковые виды *Betula* (49—72%) и более скромную — *Alnaster* (6—31%). Травяной покров (10—43% пыльцы недревесных) состоял преимущественно из разнотравно-злаковых ассоциаций.

Еще об одном заметном, но по всей вероятности, непродолжительном потеплении климата в конце иннокчанского времени могут свидетельст-

зовать спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в средней части разреза 20-метровой террасы р. Большая Куобах-Бага. В этих спектрах пыльца древесных и кустарниковых растений не только составляет их большую часть (49%), но и довольно разнообразна по составу. Несомненно важным климатическим показателем является сравнительно высокое содержание пыльцы лиственницы (9%), отсутствующей как в нижележащих, так и в перекрывающих этот слой аллювиальных отложениях. Мы полагаем, что во время формирования осадков средней части разреза 20-метровой террасы в верховьях Индигирки развивались лиственничные редколесья с подлеском из кустарниковых берез (34%), ив (35%) и ольховника (18%), близкие лиственничным редколесьям, занимающим в настоящее время обширные пространства в Колымской и Яно-Индигирской низменностях. Отсутствие пыльцы *Pinus pumila*, что вообще характерно для спектров иннокчанского горизонта, свидетельствует, очевидно, о том, что верховья Индигирки и Колымы в иннокчанское время находились вне ареала кедрового стланика. Как и в спектрах современных редкостойных лесов без кедрового стланика в этих спектрах существенную роль играют споры зеленых мхов (25%) и хвощей (16%), а споры сфагновых мхов и плаунов присутствуют в очень небольших количествах (до 3%).

Холодный и достаточно сухой климат, господствовавший в течение большей части иннокчанского времени, в конце его становится, очевидно, более влажным. Среди кустарниковой растительности увеличивается роль ольховника (до 72%). Роль трав резко сокращается (2—4%), а среди доминирующих в растительном покрове споровых растений (до 82%), преобладают папоротники (до 85%), сфагновые и зеленые мхи. Уменьшается и роль таких форм, как *Artemisia*, *Selaginella sibirica*.

Изучение палинологических характеристик аллювия пойм и I надпойменной террасы р. Большая Куобах-Бага позволило установить постепенную смену кустарниково-моховой тундры конца иннокчанского времени лесотундровой растительностью или даже лиственничными редколесьями, развивавшимися в начале голоцена. Такое изменение растительности несомненно связано с потеплением климата, наступившим после деградации иннокчанских ледников.

В голоцене четко выделяются четыре фазы развития растительности.

В первую фазу, характеризовавшуюся распространением лесотундровых растительных ассоциаций, доминантом среди древесных пород являлась лиственница (*Larix dahurica*), пыльца которой от единичных зерен до 1% постоянно присутствует во всех пробах. В поймах могли существовать и такие представители современной колымской флоры, как ива корейская и тополь душистый. В кустарниковом ярусе преобладали ольховник (до 72%) и береза (38%). Среди недревесных растений (7—18%) несравненно большее развитие, чем в иннокчанское время, получают представители вересковых (до 61%), а среди споровых (до 58%) — папоротники (54%) и сфагновые (33%) и зеленые (до 36%) мхи. Очевидно, в целом спорово-пыльцевые спектры первой фазы развития растительности голоцена указывают на климат более влажный и холодный, чем современный.

Вторая фаза развития растительности характеризовалась господством березово-ольховых ассоциаций с участием хвойных из семейства Pinaceae (главным образом *Pinus pumila*) и отвечала голоценовому климатическому оптимуму. Спорово-пыльцевые спектры, отражающие растительность этой фазы, отличаются высоким содержанием пыльцы древесных и кустарниковых растений (до 88%) во всех местонахождениях. Несколько датировок по C^{14} образцов древесины из отложений

этого времени показали возраст 8130—5900 лет назад (Ложкин, Носов, 1968).

Присутствие в составе растительности ольхи (до 14%) свидетельствует о климате менее суровом, чем современный, в течение голоценового оптимума температуры, во всяком случае температуры лета, были выше современных. Заслуживает внимания и присутствие в спектрах пыльцы ели и сосен подрода *Diploxylon* (до 1,5%), отсутствующей как в спектрах поверхностных проб, так и в спектрах подстилающих отложений.

Однако утверждение, основанное лишь на этих данных, что ель сибирская и сосна обыкновенная произрастали в верховьях Индигирки и Колымы в оптимуме голоцена, нам представляется недостаточно обоснованным. В настоящее время только материалы, свидетельствующие о значительном продвижении лесной растительности Сибири и Северо-Востока на север в течение климатического оптимума голоцена (Лаврушин и др., 1963; Карташов, 1963; Орлова, 1964; Гитерман и др., 1968, и др.) могут косвенно подтверждать это предположение.

Среди недревесных растений резко возрастает роль вересковых, пыльца которых преобладает (до 95%) над пыльцой остальных таксонов этой группы, в том числе и над пыльцой злаков (до 33%). В группе споровых многочисленны папоротники (до 67%), но особенно возросла роль сфагновых мхов (до 77%).

Последние фазы развития растительности связаны с новым похолоданием климата. Если спорово-пыльцевые спектры растительности третьей фазы аналогичны по своему качественному составу спектрам современного растительного покрова верховьев Индигирки и Колымы, то соотношение групп (пыльца древесных и кустарниковых — до 46%; недревесных — до 12%; спор — до 56%), а также сравнительно невысокое содержание пыльцы кедрового стланика, сближают их со спектрами лиственничного редколесья. Эти спектры уже не содержат ни пыльцы ольхи (*Alnus s. str.*), ни пыльцевых зерен ели и сосны обыкновенной, и несомненно свидетельствуют о похолодании климата, наступившем после климатического оптимума. В последнюю (четвертую) фазу своего развития растительность бассейнов верхних течений Индигирки и Колымы приобрела современный облик.

Таким образом, палинологические материалы о развитии голоценовой растительности центральных районов Северо-Востока свидетельствуют об изменении климата — от холодного и влажного в начале голоцена к более тепловому в его средней фазе и к новому похолоданию в третьей и четвертой фазах.

Краткие выводы

1. Позднепалеолитический комплекс фауны, данные радиоуглеродного анализа, взаимоотношения отложений усть-нерского горизонта и мальдякских слоев с отложениями среднеплейстоценового ледникового времени и, наконец, общая направленность эволюции растительности и климата Сибири и Дальнего Востока позволяют сопоставить усть-нерский горизонт и мальдякские слои с казанцевским горизонтом, а мукэл-кэнский, худжахский и инокчанский горизонты (далекинские, тенгкеляхские, сахынйинские слои) — с зырянским, каргинским и сартанским горизонтами Сибири.

2. Лесная растительность, господствовавшая в центральных районах Северо-Востока в межледниковую эпоху начала позднего плейстоцена, обнаруживает сходство с современной растительностью более юж-

ных районов Дальнего Востока и Сибири. Последующие значительные флюктуации климата отражены в неоднократной смене растительных ассоциаций типа тундровых, лесотундровых и лиственных лесов, аналогичных которым можно наблюдать сейчас в тундровой, лесотундровой и лесной зонах Северо-Востока СССР, севера Якутии и Аляски.

3. Повышение летних температур в середине второй половины позднего плейстоцена вызвало широкое развитие лиственных и березовых лесов. Присутствие в их составе некоторых представителей южно-якутской тайги — ель, сосна обыкновенная, ольха — может, очевидно, свидетельствовать о том, что это потепление было не менее значительным, чем климатический оптимум голоцена. Это дает основание считать худжахский горизонт и тенгкеляхские слои межледниковыми.

4. Непродолжительные потепления климата в конце позднего плейстоцена, по крайней мере трижды фиксируемые спорово-пыльцевыми спектрами из отложений иннокчанского горизонта, вероятно отвечают паудорфскому, бёллингскому, аллерёдскому интерстадиалам.

5. Позднеплейстоценовые оледенения явились причиной существенной перестройки растительного покрова Северо-Востока, и в настоящее время растительность региона не находит аналогов ни в одном районе земного шара. Однако, несмотря на своеобразие растительности Северо-Востока, общий ход ее развития хорошо согласуется с позднеплейстоценовой эволюцией растительности других районов Северного полушария (Гричук, 1961; Гитерман и др., 1968, и др.), что позволяет использовать палеоботанические данные для стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых отложений этого региона.

6. Фазы развития растительности центральных районов Северо-Востока в голоцене сопоставляются с фазами голоценовой растительности Западной Чукотки (Орлова, 1964), Дальнего Востока (Чемеков, 1961), Камчатки (Шило, Диков, Ложкин, 1967), Северной Америки (Heusser, 1960), Японии (S. Fujii, N. Fujii, 1967).

ЛИТЕРАТУРА

- Васьковский А. П. Спорово-пыльцевые спектры современных растительных сообществ Крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Сев.-Вост. СССР, вып. 11, Магадан, 1957.
- Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений крайнего Северо-Востока Азии. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Сев.-Вост. СССР, вып. 16, Магадан, 1963.
- Гаррут В. Е., Юрьев К. Б. Мумифицированные остатки дикой лошади из вечной мерзлоты бассейна р. Индигирки. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 31. М., «Наука», 1966.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заклинская Е. Д., Коренева Е. В., Матвеева О. В., Скиба Л. А. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене. — Тр. Геологического ин-та АН СССР, вып. 177. М., «Наука», 1968.
- Гольдфарб Ю. И. Пять плейстоценовых оледенений в бассейне р. Берелех. — Материалы по геол. и полезн. ископаемым Сев.-Вост., вып. 20. Магадан, 1972.
- Гричук М. П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода. — В сб. «Палеогеография четвертичного периода СССР». Изд-во МГУ, 1961.
- Карташов И. П. Новые данные о стратиграфии антропогенных отложений и о возрасте оледенений Северо-Востока. — Бюлл. «Колыма», № 2, 1963.
- Лаврушин Ю. А., Девириц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. Г. Первые данные по абсолютной хронологии основных событий голоцена Северо-Востока СССР. — Бюлл. Комиссии по изучению четвертич. периода, № 28. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ложкин А. В., Носов В. В. Новые радиоуглеродные определения абсолютного возраста голоценовых отложений Северо-Востока. — Бюлл. «Колыма», № 4, 1968.

- Орлова З. В. Спорово-пыльцевые спектры аллювия современных речных пойм Западной Чукотки и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, т. 154, № 2, 1964.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Чемеков Ю. Ф. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, том 64. Л., 1961.
- Шило Н. А., Диков Н. Н., Ложкин А. В. Первые данные по стратиграфии палеолита Камчатки.— В сб. «История и культура народов Севера Дальнего Востока». Труды Сев.-Вост. КНИИ СО АН СССР, вып. 8. М., «Наука», 1967.
- Fujii S., Fujii N. Postglacial Sea Level in the Japanese Islands.— Journal of Geosciences, Osaka City University, vol. 10, March, 1967.
- Heusser G. Late-Pleistocene Environments of North Pacific North America. Amer. Geogr. Soc., 1960.

И. К. ИВАНОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ КАМЕННОГО ВЕКА МОЛДАВИИ

Стоянки и местонахождения каменного века, широко, хотя и неравномерно, распространенные на территории Молдавии, входят в состав единой крупной палеолитической провинции, расположенной в юго-западной части СССР.

Неравномерность их распространения имеет самую тесную связь с геологическим строением и геоморфологическими особенностями этой области. Широко известно, что в структурно-тектоническом отношении, северная часть Молдавии относится к юго-западному склону Русской платформы, а южная находится в пределах западной окраины Причерноморской впадины.

В северной части в четвертичном периоде доминировали тектонические движения положительного знака, что привело к глубокому врезу речных долин и образованию лестницы террас. Южная часть находилась в это время в зоне опусканий, вызывавших постепенное снижение и погружение речных террас по направлению к морскому бассейну и общее выравнивание рельефа местности.

Естественно, что природные условия двух этих частей были различными. Если на севере в течение всего четвертичного периода существовала лесостепь, с некоторым смещением зон при колебаниях климата, то на юге преобладал степной ландшафт. Животный мир северной части был несомненно гораздо богаче и разнообразнее. Крутые обрывистые берега рек, узкие овраги создавали удобную обстановку для облавной и загонной охоты. Местами, на склонах обнажались меловые отложения, содержащие кремневые прослои.

Такое положение определило характер заселения территории Молдавии в палеолите. В позднем каменном веке, когда изменились способы охоты, а затем возникло и земледелие, природная обстановка стала играть иную роль и к ней предъявлялись иные требования.

В Молдавии выделяются три крупных района развития палеолита, расположенные в среднем течении трех главных рек этой области — Днестра, Реута и Прута. В этих районах, характеризующихся глубоким каньонообразным врезанием рек, сосредоточено большое количество палеолитических стоянок и местонахождений. Находки палеолита известны и за их пределами. Однако, они встречаются там гораздо реже и не образуют значительных групп.

Бассейн Днестра

Приднестровский район, располагающийся на северо-востоке Молдавии, составляет единое целое с пограничным районом развития днепровского палеолита Западной Украины. Он как бы продолжает его к югу, заканчиваясь несколько ниже г. Рыбница.

Днестр в своем среднем течении имеет своеобразный характер. Долина его резко подразделяется на две части: верхнюю, образованную не-

сколькими высокими, плоскими, широкими террасами с плохо выраженными уступами между ними, и нижнюю — узкую и глубоко врезанную, в которой надпойменные террасы сохранились отдельными обрывками. Эти террасы часто прикрываются плащом лёссовидных делювиально-пролювиальных суглинков и не прослеживаются в рельефе. Только наличие большого количества оврагов и промоин¹ по берегам реки дает возможность наблюдать цоколь террас и расположенный на нем аллювий, сохранившийся главным образом в своей русловой фации. Река протекает извилисто, образуя многочисленные врезанные в коренные породы меандры, на вогнутой стороне которых внутриканьонные террасы сохраняются обычно лучше, хотя также вуалируются отложениями склонов. Автором статьи выделяется в Среднем Приднестровьи восемь надпойменных террас высотой от 12—15 до 220 м. Для одной из них, VI, имеющей относительную высоту 150—160 м, предложен термин «надканьонная». В связи со специфическими особенностями долины и, в частности, неравномерным распределением лёссового покрова во внутриканьонной части, возникла необходимость учитывать не только высоту поверхности террасы, но и высоту цоколя коренных пород (Иванова, 1959).

Естественно, что для суждения о геологических условиях нахождения палеолита Приднестровья основной интерес представляет внутриканьонная часть долины. Находки палеолита и других индустрий каменного века, встреченные на поверхности высоких террас, не имеют прямого отношения к долине реки и связаны с покровными отложениями более позднего времени.

Археологические находки в Приднестровском районе известны с 20-х годов нашего века. Первые открытия палеолита были сделаны здесь Н. Н. Морошаном и Ч. Амброжевичем (Moroşan, 1929, 1938, Ambroze-wicz, 1930). Далее, ряд памятников был обнаружен А. П. Чернышом, Н. А. Кетрару, В. И. Маркевичем, Г. В. Григорьевой (Moroşan, 1938, Черныш, 1949, 1960, Кетрару, 1969, 1973). Обследование района производилось С. Н. Бибиковым, П. И. Борисковским и другими археологами.

Палеолитические памятники Приднестровья разновозрастны. Имеются указания на наличие среди них ряда домустьерских местонахождений, обнаруженных в разных условиях. В большинстве случаев это очень небольшие коллекции или единичные кремневые предметы, связанные с поверхностью или склонами высоких речных террас (окрестности с. Рашков Каменского района на левобережье Днестра, окрестности г. Резина у каменного карьера на правом берегу) или с современным бичевником (с. Пояна Резинского района). Эти находки по-видимому переотложены и не имеют стратиграфического значения.

Не вполне ясен вопрос о кремневых изделиях, собранных А. П. Чернышом в районе с. Выхватинцы Рыбницкого района на левобережьи Днестра. В этом очень интересном, как в археологическом, так и в геологическом отношении, районе хорошо развита днестровская терраса, имеющая высоту около 50 м над рекой. Цоколь ее, сложенный сарматскими известняками, прикрыт толщей галечников и лёссовидными суглинками с ископаемыми почвами. Мощность суглинков увеличивается к северу, где они полностью прикрывают место причленения этой террасы к более высокой (цоколь более 100 м). Однако, все эти соотношения

¹ На Днестре очень четко подразделяются относительно древние овраги, вскрывающие коренные породы, обычно имеющие большую протяженность и незначительные водотоки, и овраги-промоины, прорезающие главным образом рыхлые породы крутых склонов, не имеющие постоянных водотоков и быстро затухающие вверх.

прекрасно прослеживаются в глубоком овраге (Рыпа Мафтея), прорезающем обе террасы и впадающем в Днестр у с. Выхватинцы. Покровные суглинки, в свою очередь, прорезаны узкими промоинами, местами вскрывающими строение террасы до коренного ложа. По положению в долине можно с достаточной уверенностью считать, что 50-метровая терраса является III, а более высокая — V надпойменной террасой Днестра. Всеми геологами, изучавшими долину Днестра, III терраса довольно единодушно относится к рисскому (днепровскому + московскому, по мнению автора) времени. В литературе имеются указания (Черныш, 1949) на то, что в галечниках III террасы Днестра у с. Выхватинцы собраны изолированные кремневые предметы домостерского (ашельского) облика. В связи с этим возникало предположение о рисском (в широком смысле) возрасте этих находок (Иванова, 1969). Однако, по условиям залегания аллювия описываемой террасы, подвергавшегося размыву, нет уверенности в том, что найденные здесь изделия связаны непосредственно с галечниками. И вопрос о возрасте этих находок вероятно правильное оставить открытым.

Район с. Выхватинцы имеет важное значение благодаря другой стоянке. Здесь, в относительно ясных стратиграфических условиях, находится единственный, обнаруженный до сих пор в Приднестровье, палеолитический грот.

Выхватинский грот расположен в неглубоком крутом правобережном отвершке оврага Мафтея, находящемся на расстоянии около 260 м от устья этого оврага. Он был выработан в сарматских известняках, образующих цоколь III террасы Днестра, примерно на 13—15 м ниже ее поверхности и на 8—10 м ниже подошвы аллювия. Это важное обстоятельство не оставляет никаких сомнений в том, что отложения грота моложе аллювия III террасы Днестра. Заполнение его могло происходить лишь при значительно более низком положении уровня реки.

Во время первых раскопок грота в 1946 г. он имел глубину 4,5 м, ширину 2,3 м, высоту около 2 м, считая от кровли пещерных образований, имевших мощность 1,2—1,4 м. Наблюдалась также небольшая узкая полость, заполненная глинистым материалом и идущая от грота в сторону устья отвершка (Сергеев, 1950). Позже грот был разрушен и при последующих раскопках (проводившихся через большой промежуток времени) для исследования оставались доступными только отдельные полости в известняках и участки, сохранившиеся под обвалившимися блоками, а также делювиальные отложения небольшой мощности, спускающиеся сверху (Анисюткин, Кетрару, 1973; Кетрару, 1969, 1973). Литологически пещерные образования состоят из глин с небольшой примесью щебенки известняка и местами гальки. Тот материал, который был доступен для наблюдения в конце раскопочных работ 1972 г., был представлен в верхней части темно-бурыми суглинками с небольшими округлыми более светлыми желтоватыми пятнами, с примесью гравия и окатанных некрупных галек разных пород. Нижние полости выполнялись более тонкими однородными коричневыми глинами. Моллюсков при промывке в этих отложениях найдено не было. Г. П. Сергеев (Сергеев, 1950) выделял в гроте верхнюю толщу темно-бурой илистой глины, и нижнюю сероватую, заключающую в себе основную массу находок. В гроте было обнаружено очень большое количество костей крупных млекопитающих, определенных В. И. Бибиковой (Зубарева, 1949) и А. И. Давидом (Давид, Кетрару, 1970). Фауна имеет смешанный характер. Наряду с типичными пещерными формами здесь много остатков мамонта, и еще больше дикой лошади (крупная форма с массивными костями конечностей), бизона, благородного оленя. Далее в порядке

убывания следуют кости шерстистого носорога, волка, северного и гигантского оленя, лисицы. Мамонт отнесен В. И. Бибиковой к ранней форме. В начале своей работы в Приднестровье автор статьи имел возможность ознакомиться с коллекцией этой фауны в Кишиневском музее краеведения. Интересно отметить, что подавляющее количество остатков мамонта принадлежало молодым особям. Изучение одного из наиболее крупных зубов (предпоследний моляр?)² с музейным шифром 5-1484, показало, что он (7,5 пластин на 10 см жевательной поверхности, при толщине эмали около 1,8 мм) близок к ранней форме мамонта из других местонахождений Приднестровья, имеющих стратиграфическую привязку и относящихся к ресс-вюрмскому (микулинскому) времени (Атаки-Хотинские) или первым интерстадиалам вюрма (Молодова I и V). В целом выхватинская фауна не содержит каких-либо древних элементов. Наличие в ее составе таких форм как шерстистый носорог, и, особенно, северный олень свидетельствуют, с нашей точки зрения, о ее верхнеплейстоценовом возрасте.

Положение грота в долине реки ниже аллювия 50-метровой террасы согласуется с этим выводом.

Археологический возраст Выхватинской стоянки трактуется в пределах: поздний ашель (Г. П. Сергеев, П. П. Ефименко) — раннее мустье (П. И. Борисковский, А. П. Черныш). В результате исследований последних лет Н. К. Анисюткин и Н. А. Кетрару выделяют здесь два слоя: нижний — тайякский и верхний позднеашельский (Анисюткин, Кетрару, 1973; Кетрару, 1973). Обсуждение вопроса о культурной принадлежности стоянки не входит в компетенцию автора. Памятник этот видимо следует считать археологически исчерпанным. В геологическом отношении он не может быть отнесен ко времени более древнему, чем ресс-вюрмское. И скорее, к его концу (холодолюбивые формы в составе фауны млекопитающих).

В Молдавском Приднестровьи зафиксировано 9 мустьерских местонахождений (Кетрару, 1973). Большая их часть находится на северо-востоке на берегу Днестра в окрестностях с. Наславча и пос. Атаки Дондюшанского района. Здесь широко развиты лёссовидные суглинки с ископаемыми почвами, спускающиеся мощным плащом с высокого довольно крутого склона, опирающимся на II террасу Днестра. Они прорезаны глубокими оврагами и сетью промоин. Изделия мустьерского облика (в небольшом количестве) были обнаружены здесь на поверхности склонов и на дне оврагов. Наиболее известно местонахождение, расположенное в юго-западном направлении от с. Наславча близ железнодорожной линии, идущей на Волчинец. Здесь, в глубоком овраге, на высоте от 80 до 60 м над рекой обнажается толща лёссовидных суглинков более 10 м мощности с ископаемыми почвами. В разных местах обнажения правого склона оврага Н. Н. Морошан находил в большом количестве *in situ* кости мамонта и других животных (Moroşan, 1938). На дне оврага им, а позже А. П. Чернышом и В. В. Дубиновым, был собран ряд мустьерских изделий и кости млекопитающих (Кетрару, 1973). Местонахождение представляет известный интерес и заслуживает специального исследования. Перспективным представляется также изучение западных окраин пос. Атаки, где лёссовый шлейф сложного строения достигает особой мощности.

Поздний палеолит имеет очень широкое и почти повсеместное распространение в долине Среднего Днестра. В настоящее время на территории Молдавского Приднестровья зарегистрировано более 70 поздне-

² Этот зуб упоминается в статье А. И. Давида и Н. А. Кетрару (1970).

палеолитических местонахождений и стоянок (Кетрару, 1973). Среди них преобладают местонахождения, обнаруженные на поверхности разных террас и их склонов. В отдельных случаях упоминаются находки, сделанные в лёссовидных суглинках (Атаки, Косоуцы). Раскопочных работ на палеолит в Молдавском Приднестровье проведено немного. Изучению подвергались памятники, залегающие в разных геоморфологических условиях.

На севере, в окрестностях упоминавшегося выше пос. Атаки, Н. А. Кетрару раскопано позднепалеолитическое поселение Атаки II, расположенное в левом борту одного из глубоких оврагов-промоин, на склоне, на высоте около 80—90 м над рекой. Оно приурочено к верхней части светлых, желтоватых лёссовидных суглинков делювиально-пролювиального происхождения, спускающихся по склону и образующих толщу мощностью, не менее 20 м. Суглинки эти, залегающие под голоценовой почвой степного ряда, представляют собой глинистые алевроиты с незначительной примесью тонкого песчаного материала, сильно обогащенные известью, инкрустирующей ходы исчезнувших корешков растений. В культурном слое обнаружены кости животных, указывающие на преобладание степного ландшафта. В количественном отношении на первом месте стоят остатки лошади, затем — северного оленя. Единичны остатки мамонта, бизона (Давид, Кетрару, 1970; Давид, 1969). Фауна моллюсков, встреченная при промывке суглинков из культурного слоя и на 0,5 м ниже, является типично «лессовой». Помимо таких нейтральных форм как *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* L., здесь встречены холодолюбивые *Columella columella* (Mart.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Vertigo parcedentata* Sandb. (определение В. М. Мотуза). По своему стратиграфическому положению и составу фауны поселение может отвечать одному из верхних слоев эталонной стоянки Молодова V, однако, не самым верхним, т. к. последние не содержат остатков мамонта и холодолюбивых форм моллюсков.

В расположенном поблизости в сходных условиях пункте Атаки I, где была заложена серия шурфов, обнаружено два культурных слоя (Кетрару, 1973).

Раскопочные работы были проведены Г. В. Григорьевой в Сорокском районе на поверхности 100—120-метровой террасы Днестра у северной окраины с. Иоржница (Григорьева, 1971, 1972). Значительное количество кремневых изделий (без остатков костей животных) было встречено здесь на глубине 0,6—0,9 м, в коричневых суглинках, в нижней части с вкраплением белоглазки, под почвенным слоем (25—30 см) и переходным слоем³ (30—45 см). Судя по описанию культурного горизонта (Григорьева, 1971), его расположению, мощности, следам окатанности кремней и наличию галек, можно предположить, что здесь происходило некоторое перемещение каменного материала.

В близком геоморфологическом положении в Сорокском районе зарегистрировано около 20 позднепалеолитических пунктов с подъемными находками (Григорьева, 1972).

Третий район, где проводилось изучение позднепалеолитических памятников, находится значительно южнее на левом берегу Днестра в скрестностях с. Рашков Каменского района. В настоящее время здесь выявлено 8 позднепалеолитических местонахождений (Кетрару, 1973). Одно из них (Рашков VII) изучалось Н. А. Кетрару (1962), Г. В. Гри-

³ «Переходным слоем» археологи условно называют слой, залегающий непосредственно под гумусовым горизонтом современной почвы. Он представляет собой горизонт В голоценовой почвы или, по-видимому, иногда реликтовую почву, на которой развивается современная.

горьевой и Н. А. Кетрару (1971—72) путем раскопок. Стоянка Рашков VII находится в 2 км от Днестра, в глубокой каньонообразной долине Валядинки, на выположенной поверхности (террасе?) ее левого берега. Высота поверхности — 12—15 м над р. Валядинка. Стоянка расположена в непосредственной близости от обнаженного склона сарматских известняков, являющихся цоколем высокой (до 180 м над Днестром) надканьонной террасы, образующей левый борт долины р. Валядинка. С ее правого борта, имеющего немного меньшую высоту, спускается небольшой задернованный лёссовый шлейф (рис. 1, 2). Ширина долины Валядинки невелика. Место это находится еще в зоне поднятий четвертичного времени. Глубокое врезание реки обусловило интенсивный размыв, вызвавший чрезвычайную неровность известнякового ложа той площади, на которой расположена стоянка. Местами сарматские известняки выходят здесь на поверхность, образуя небольшие сглаженные бугры, местами имеются понижения разной глубины, выполненные четвертичными глинистыми отложениями. Поскольку параллельно с плоскостным размывом, которому подверглись последние, происходил сильный снос известкового материала с крутого склона высокой террасы, они имеют большой процент карбонатности, обогащены щебнем, валунами и блоками известняка. По механическому составу эти отложения представлены глинами со значительной примесью несортированного песка и глинистыми алевритами. Степень песчанистости увеличивается вниз по разрезу. Отложения приобретают книзу розоватую окраску. Вверху они имеют желтовато-сероватый цвет. Разрез венчается почвенным слоем мощностью от 0,6 до 1,1 м, состоящим из двух горизонтов: верхнего, темно-серого, землистого сложения, «жирного», и нижнего, слегка буреющего, комковатого, называемого здесь «переходным слоем». Между этим слоем и нижележащим желтоватым суглинком наблюдаются следы перерыва и обогащение известняковым щебнем. Именно к этому контакту приурочены основные находки кремневого материала и остатков фауны млекопитающих (Григорьева, Кетрару, 1972), хотя имеются указания и на присутствие их в верхней части желтоватых суглинков (Кетрару, 1967). Среди богатых фаунистических остатков стоянки резко преобладают кости северного оленя и (на втором месте) лошади. Существенное количество составляют остатки носорога и мамонта; меньше остатков других животных. Изучение разреза стоянки Рашков VII, включая минералогический анализ (Н. В. Ренгартен) и послойное определение фауны моллюсков (В. М. Мотуз), позволяет прийти к выводу, что четвертичные отложения образовались здесь в субаэральных холодных и сухих условиях с разреженным растительным покровом и имеют в основном делювиальное происхождение. Культурный слой связан со временем замедления делювиальных процессов и некоторого сокращения аккумуляции, при существовании степного ландшафта с участками леса. По всей вероятности, его следует относить к позднеледниковью, возможно, ближе к его концу. Голоценовый возраст почвы степного ряда, развитой на глинистом делювии, не вызывает сомнений.

Бликие геологические условия наблюдаются для стоянки Рашков VIII, находящейся на выположенной поверхности левого берега притока р. Валядинка речки Багарнянка. Судя по данным шурфов, заложенных на участках понижения известнякового ложа, здесь могут быть обнаружены культурные слои лучшей сохранности, чем в Рашков VII.

Мезолитические поселения распространены в Молдавском Приднестровье значительно меньше, чем позднеледниковские. Выделяются две их небольшие группы — на севере на правобережье в Дондюшан-

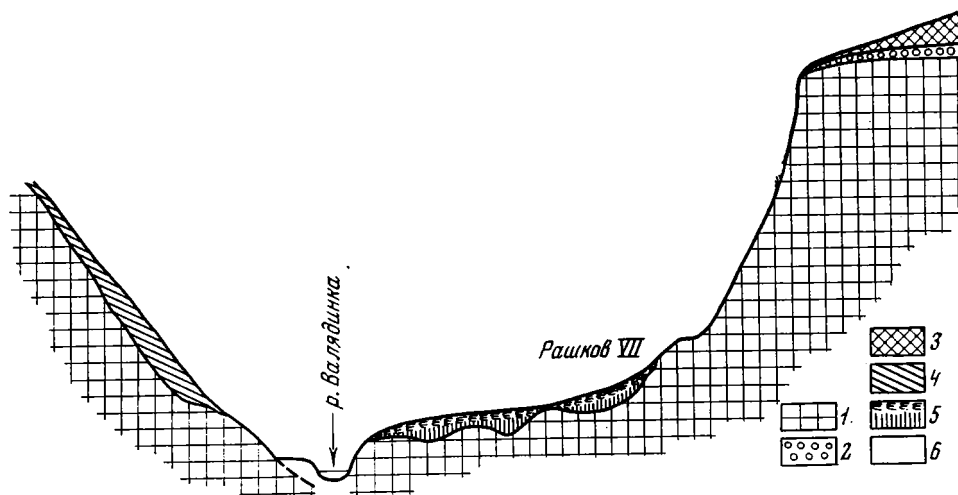


Рис. 1. Схема геологического строения района стоянки Рашков VII. Направление от Днестра.

1 — известняки сармата; 2 — галечники высокой террасы; 3 — красноцветные покровные отложения; 4 — лёссовидные суглинки; 5 — четвертичные отложения, залегающие на размытых известняках; 6 — пойменные образования.

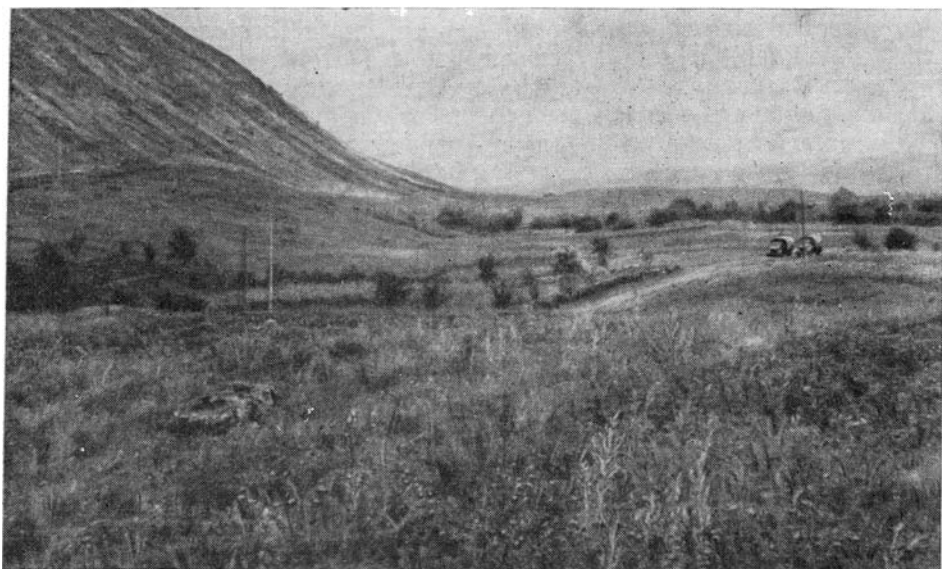


Рис. 2. Место раскопа стоянки Рашков VII (в центре). Вид в сторону Днестра.

ском районе (6 пунктов) и южнее в Каменском и Рыбницком районах (7 пунктов) на левом берегу Днестра (Кетрару, 1973). Во всех случаях это подъемные находки, располагающиеся в разных геоморфологических условиях: на поверхностях как высоких, так и низких надпойменных террас и на разных участках склонов долины. Путем раскопок они в Молдавском Приднестровьи не изучались. По аналогии с более северными районами бассейна Днестра, для мезолита характерна связь с нижними горизонтами голоценовой почвы в тех случаях, когда она раз-

вивалась длительное время. Возможность нахождения мезолитических поселений в отложениях высокой поймы практически исключается.

Неолит и, особенно, широко распространенный энеолит Приднестровья, хорошо известен благодаря многолетним исследованиям, проведенным здесь Т. С. Пассек, В. И. Маркевичем, Е. К. Черныш и другими археологами. Наиболее древние неолитические памятники, отнесенные В. И. Маркевичем к докерамической фазе буго-днестровской культуры, обнаружены и исследовались им в окрестностях г. Сороки на правом берегу Днестра. Город Сороки расположен в вогнутой части крутого меандра Днестра, подмывающего склон надканьонной террасы, пронрезанный оврагами. Более низкие террасы сохранились при этом небольшими участками и пойма имеет незначительную ширину. Из 7 зарегистрированных здесь неолитических памятников, один расположен в южной части города, а остальные — ниже по течению (Давид, Маркевич, 1970). Наиболее известны поселения, находящиеся у подножья высокого залесенного склона при повороте Днестра к востоку, называемые Сороки — Трифауцкий Лес I—V (Маркевич, 1964, 1965). Поселения I и II многослойны. Нижние их слои В. И. Маркевич относит к докерамическому неолиту, верхние содержат и керамику. Опубликованы следующие радиоуглеродные даты для материалов из этих памятников:

Сороки II нижний слой	5570±120 лет до н. э.
» » средний слой	5470±150 » » » »
» » верхний слой	4880±100 » » » »
Сороки V	4545±100 » » » »

Поселения расположены невысоко над Днестром, на склоне к высокой пойме (рис. 3) или на I надпойменной террасе, подмываемой рекой. Они залегают в суглинках, обогащенных щебнем известняка. Культурные слои разделяются прослоями стерильного щебня мощностью 0,7—1,6 м (Сороки — Трифауцкий Лес I), что говорит о склоновом происхождении этих образований. Богатая фауна млекопитающих, среди которой дикие животные количественно преобладают над домашними, и данные о характере растительности свидетельствуют о лесостепном ландшафте и климате атлантического периода голоцена, несколько более теплом и влажном, чем современный (Давид, Маркевич, 1970).

В Приднестровье известен ряд неолитических памятников с линейно-ленточной керамикой, но особенно широко распространены поселения энеолита — трипольской культуры. На этом этапе стираются грани между отдельными географическими районами. Трипольские поселения известны на территории между Днестром, Реутом и Прутом и доходят на юг по Днестру до самого Днестровского лимана.

Охота и рыболовство, игравшие до этого времени главную или значительную роль, уступили место земледелию и скотоводству. Отсюда — естественное следствие — расположение поселений на высоких и ровных участках, где удобно возделывать землю, или на низких, пойменных заливных лугах, являвшихся хорошими пастбищами и также пригодными для земледелия. Во всех случаях поселения концентрировались недалеко от водоемов.

Исследование трипольской культуры в Молдавии связано в первую очередь с именем Т. С. Пассек, работавшей здесь в течение многих лет и создавшей детальную классификацию трипольских памятников, охватывающих время от начала III тысячелетия до середины II тысячелетия до н. э. (Пассек, 1949, 1961).

Значительное число памятников многослойно. Памятники раннего этапа трипольской культуры («А», по Т. С. Пассек) раскапывались, в

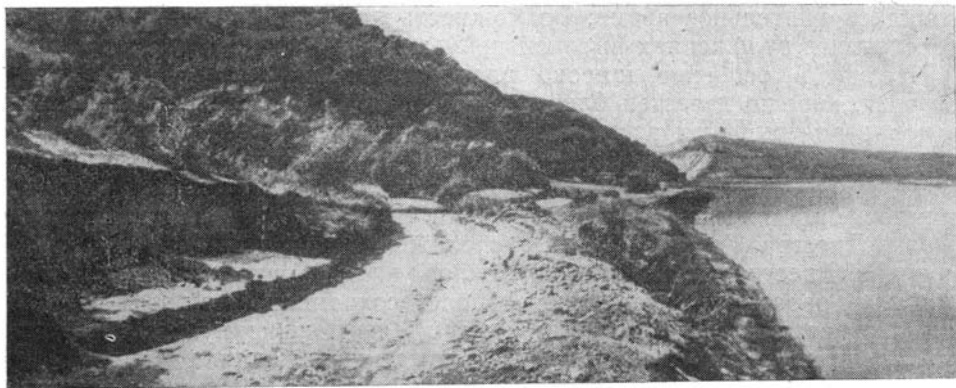


Рис. 3. Положение неолитической стоянки Сороки V (Трифавцкий Лес) в долине Днестра.

Фото Е. К. Черныш.

частности, на правом берегу Днестра у с. Солончены Резинского района и Голерканы Криулянского района. В районе Голеркан поселение находилось на глубине 1,7—2,2 м от поверхности в обрыве поймы высотой 4—5 м над рекой, под мощной черноземной почвой (Пассек, 1961). Солончены I связаны с участком пойменной террасы высотой до 7 м. Культурный слой был расположен на глубине 1,0—1,8 м (Мовша, 1955, Пассек, 1961). На многослойном памятнике Солончены II на высоком берегу Днестра раннетрипольские слои находились в горизонте В голоценовой почвы на глубине 0,7 м от поверхности (Пассек, 1961).

Памятники следующего этапа — VI также встречены на высоком берегу (Солончены II, средний слой) и в отложениях высокой поймы. Особый интерес представляют поселения у сел. Попенки и Журы на левобережье Днестра между Рыбницей и Дубоссарами, изучавшиеся С. Н. Бибиковым. В береговом обрыве высотой 7,0—7,5 м у пос. Журы раскопано трипольское поселение, находившееся в плотных светло-желтых суглинках, на глубине 5,5 м. Выше (3,6—4,2 м) шел гумусовый слой с остатками раннеславянского поселения и над ним толща слоистых песков и супесей (Бибиков, 1958).

Трипольские поселения следующего этапа (VII, по Т. С. Пассек) изучались на высоких террасах у сел Мерешовка (Пассек, 1961), Раковец (Григорьева, Маркевич, Попова, Черныш, 1969), где они залегают на небольшой глубине, обычно не более 0,25—0,5 м от поверхности. Большое поселение Сороки-озеро, отнесенное к концу этого этапа, связанное с отложениями высокой поймы, изучалось Е. К. Черныш в районе Трифауцкого Леса, ниже г. Сороки. Непосредственно у реки терраса имеет здесь высоту 5,15 м. Далее она повышается в сторону крутого залесенного склона до 6,5 м, что связывается по-видимому, с делювиальными процессами, образовавшими здесь небольшой пологий шлейф. Именно на этой площади расположено трипольское поселение, все же имеющее следы затопления. Здесь обнаружены следы дренажных канав, глубиной до 2,23 м и большой ров, идущий параллельно реке, глубиной до 3,8 м — на 2,6 м глубже культурного слоя (Григорьева, Маркевич, Попова, Черныш, 1969).

Позднетрипольские поселения распространены чрезвычайно широко и также находятся в разных условиях — на высоких террасах, где они часто располагаются так близко от поверхности, что уничтожаются при

вспахке, и на низких террасах у самой реки. Интересно положение известного позднетрипольского безкурганного могильника, находящегося недалеко от описанной выше Выхватинской стоянки, в северо-западной части с. Выхватинцы на поверхности 35-метровой террасы. Захоронения (более 60 погребений) прикрывались в свое время известняковыми плитами, которые были открыты при раскопках на глубине 0,5—0,9 м от поверхности в черноземной почве (Пассек, 1961).

В целом можно подчеркнуть уже отмечавшуюся ранее закономерность. Трипольские поселения, расположенные на надпойменных террасах и водораздельных участках, находятся на небольшой глубине в гумусовом горизонте голоценовой почвы. Здесь в это время почти отсутствовала аккумуляция и почвообразовательный процесс развивался длительное время. На поймах, где происходило интенсивное накопление осадков, трипольские поселения могли затопляться, заноситься и оказываться погребенными на значительной глубине.

Фауна трипольских поселений включает как диких, так и домашних животных, причем процентное содержание последних постепенно увеличивается с развитием и усложнением хозяйственной жизни населения (Давид, 1969; Давид, Маркевич, 1970).

Бассейн р. Реут

Главный правобережный приток Днестра Реут имеет большую протяженность и своеобразные черты. В истоках он протекает по узкому водоразделу между Днестром и Прутом, параллельно их течению в юго-юго-восточном направлении. Затем, ниже г. Бельцы, резко сворачивает к востоку и на протяжении нескольких десятков километров течет извилисто на восток-северо-восток, т. е. почти перпендикулярно течению двух главных рек. Ниже г. Флорешты у с. Гура-Каменка, Реут снова образует крутой изгиб, приобретает прежнее направление, которое и сохраняет на самом длинном своем отрезке, до впадения в Днестр у г. Дубоссары. Особенности морфологии долины Реута обусловлены с одной стороны литологическим характером и рельефом дочетвертичных пород этого региона и с другой стороны неотектоническими процессами.

Палеолитические местонахождения сосредоточены в определенной части долины Реута, что дало основание выделить их в особую группу и рассматривать отдельно от днестровских. Наибольшая концентрация местонахождений отмечается на участке, где река образует крутой поворот, от с. Александрены в верхней части до с. Капрешты вниз по течению. На отрезке широтного направления долина имеет асимметричный характер с высоким и крутым правым склоном и более пологим левым. При повороте на юго-восток река глубоко врезается в нижнесарматские известняки и на определенном участке приобретает сходство с Днестром в его среднем течении. Низкие террасы лишь местами наблюдаются здесь в узкой, глубокой меандрирующей части долины, а более высокие образуют как бы «надканьонную» ее часть, прорезанную оврагами. Местами зафиксирован размыв ложа реки до тортонских отложений, содержащих кремневую гальку (Верина, 1957, 1970).

В бассейне Реута разными исследователями выделяется до 10 надпойменных террас (Верина, 1957, Негадаев-Никонов, Арапов, Чепалыга, 1964; Арапов, Негадаев-Никонов, 1967). Автор настоящей статьи имел возможность лишь бегло ознакомиться со строением долины Реута. Тем не менее, удалось отчетливо наблюдать наличие ряда невысоких надпойменных террас и распространение аллювиальных отложений на возвы-

шенных участках долины. По сравнению с Днестром террасы Реута несколько снижены. По количеству они близки.

Палеолит и другие культуры каменного века были открыты в долине Реута сравнительно недавно — в 50-ые годы. Открытия эти связаны в основном с именем В. И. Маркевича, а также А. П. Черныша и Н. А. Кетрару. Как и на Днестре, обнаруженные здесь археологические материалы разновозрастны. Наиболее ранние из них датируются домустьерским временем и характеризуются как позднеашельские или тайякские. Таких местонахождений насчитывается 5 (Кетрару, 1973; Черныш, 1973). Четыре из них находятся на поверхности и склонах высоких террас, в том числе два местонахождения обнаружены в окрестностях с. Варваровка на правом берегу широтного отрезка Реута, одно — много ниже по течению, близ с. Ченуша, и последнее — на мысу левого берега у с. Рогожаны. Собранные здесь коллекции состоят из небольшого числа предметов. Стратиграфическое положение их неясно. Шурфы, заложенные на наиболее богатом местонахождении Варваровка VII, расположенном восточнее села, против с. Бобулешты, не дали положительных результатов. Раннепалеолитических предметов при этом встречено не было (Кетрару, 1973).

В нескольких других условиях обнаружено местонахождение между селами Бобулешты и Гура-Каменка. Река, меняя направление своего течения, делает здесь крутую петлю значительных размеров. Внутри этой петли сохранился пониженный участок, подвергшийся сильному размыву. Левый высокий берег реки окружает этот участок, образуя род амфитеатра, в верхней части которого обнажаются известняки, являющиеся цоколем «надканьонной» террасы. Во внутренней, тыловой части полуострова существовал известковый отрог, почти уничтоженный многолетними разработками известняка. Основная часть петли сложена двумя террасами, немного отличающимися друг от друга по высоте, но резко различными по своему строению (рис. 4). Более высокая терраса (до 25 м) чрезвычайно сильно размыта. На цоколе коренных пород здесь залегает слой перебитого известкового щебня мощностью 2,5—3,0 м, со следами почвообразования в верхней части. В щебне и на поверхности террасы встречается много хорошо окатанных некрупных пестроцветных галек. У внутренней стороны полуострова сохранилось несколько больших карманов, выполненных галечниками и внедряющихся в тонкие, слоистые сарматские песчаники. С восточной стороны к этой террасе приключается более низкая, имеющая небольшой цоколь и довольно мощный суглинистый покров. Обработанные кремни, в том числе имеющие архаический облик, встречаются в большом количестве на поверхности более высокой террасы. Н. А. Кетрару датирует их тайяком, А. П. Черныш — поздним ашелем (Кетрару, 1973; Черныш, 1973). Серией шурфов, заложенных в этом пункте Н. А. Кетрару в 1968 г. было установлено, что находки сосредоточены только в самой верхней части щебнисто-суглинистой толщи. Культурный слой здесь не сохранился и вопрос о геологическом возрасте местонахождения остается открытым.

В ряде пунктов найдены небольшие комплексы кремневых изделий или отдельные предметы, датируемые мустьерским временем. В окрестностях сел Варваровка, Флорешты, Бобулешты, Гиндешты, Ст. Рошетици, Капрейшты это — находки на поверхности высоких или возвышенных участков. Лишь в одном случае мустьерские находки связаны с небольшой пещерой, находящейся в верхней части левого, высокого, крутого берега Реута (меридиональный отрезок долины) к юго-западу от с. Рогожаны. На площадке перед узким входом в пещеру, заваленной блоками известняка, и внутри, близ входа, В. И. Маркевичем была обна-

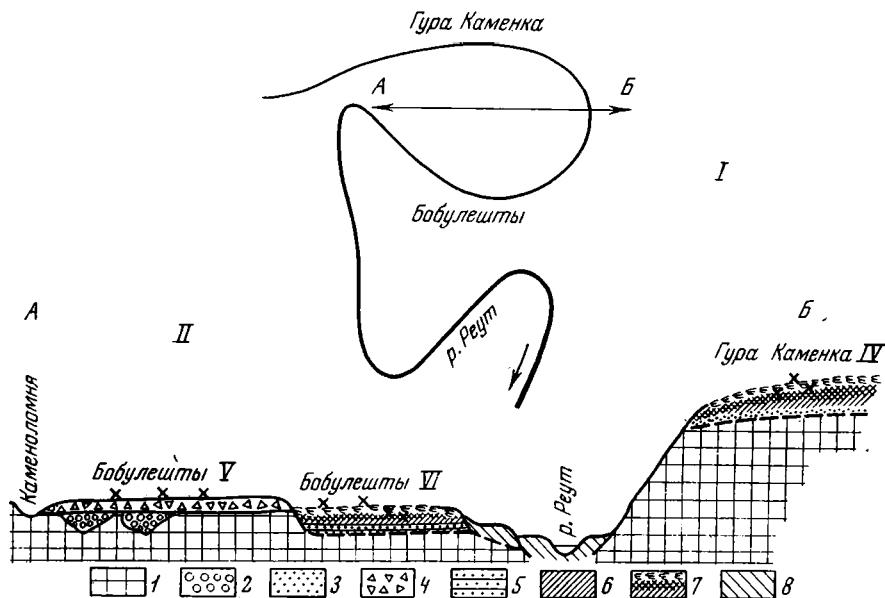


Рис. 4. Схема геологического строения излучины р. Реут в районе стоянок Гура-Каменка — Бобулешты.

I — характер излучины р. Реут в районе палеолитических стоянок; *II* — разрез излучины по линии А—Б. 1 — третичные отложения; 2 — галечники; 3 — супеси с гравийными прослоями; 4 — щебень известняка, перемешанный с галькой; 5 — песчанистые алевриты; 6 — суглинки; 7 — голоценовая почва; 8 — голоценовый аллювий

ружена, а затем им и другими исследователями собрана коллекция мустьерских предметов (Кетрару, 1973).

Поздний палеолит развит в среднем течении бассейна Реута очень широко и захватывает большую территорию. Здесь зарегистрировано в настоящее время не менее 70 позднепалеолитических местонахождений (Кетрару, 1973; Черныш, 1973). В основном это — подъемный материал, образующий иногда значительные скопления. Он встречается на высоких участках, обычно недалеко от бровки берегового уступа, на склонах и на поверхности более низких надпойменных террас. Благодаря интенсивному размыту, культурный слой здесь, как правило, не сохраняется. Раскопочные работы велись в трех местах.

На описанном выше полуострове — между сел. Гура-Каменка и Бобулешты (Бобулешты VI) небольшие раскопки были проведены Н. А. Кетрару в 1968 г. на площади террасы, расположенной ниже той, с которой связаны находки раннего палеолита (см. рис. 4). В шурфе глубиной 3,3 м, пройденном здесь в 1968 г. перед раскопками, был встречен мощный гумусовый горизонт (до 55 см) и ниже желто-бурые с темными пятнами карбонатные (до 30% CaCO_3) глины с значительным содержанием алевритовой фракции (33%) и примесью тонкого песка (10%). Мощность этого горизонта, характеризуемого археологами как «переходный» — до 0,6 м. Ниже шли бурые, сменяемые еще ниже желтоватыми, алевритовые глины и глинистые алевриты, несколько менее карбонатные (до 20% CaCO_3) и более песчанистые (около 20% песчаной фракции). Можно считать, что здесь имеется полный профиль черноземной почвы, развитой на суглинистых отложениях пойменной фации этой террасы. Плохо сохранившийся культурный слой был встречен в верхней



Рис. 5. Береговой обрыв стоянки Чутелешты I.
Фото Н. А. Кетрару.

части разреза (в шурфе на глубине 0,7—0,85 м), но в основном каменный материал был также собран здесь на поверхности. По заключению Н. А. Кетрару, он может быть отнесен к ранней поре позднего палеолита (Кетрару, 1973).

Второй недалеко расположенный пункт (Гура-Каменка IV) находится на относительно высокой (IV?) террасе левого берега Реута в верхней части амфитеатра, окружающего излучину реки, показанную на рис. 4. У бровки амфитеатра мощность четвертичных отложений ничтожна, но вглубь она довольно быстро увеличивается. В 1968 г., помимо раскопок Н. А. Кетрару, здесь был заложен для производившегося строительства котлован, размером 100×25 м, глубиной до 4,7 м, вытянутый параллельно реке. Это дало возможность достаточно хорошо исследовать разрез местонахождения. Здесь развита почва, состоящая из темно-серого, землистого, светлеющего книзу гумусового горизонта (0,25—0,3 м) и серого комковатого суглинка с черными кротовинами (0,5—0,6 м). Ниже идет

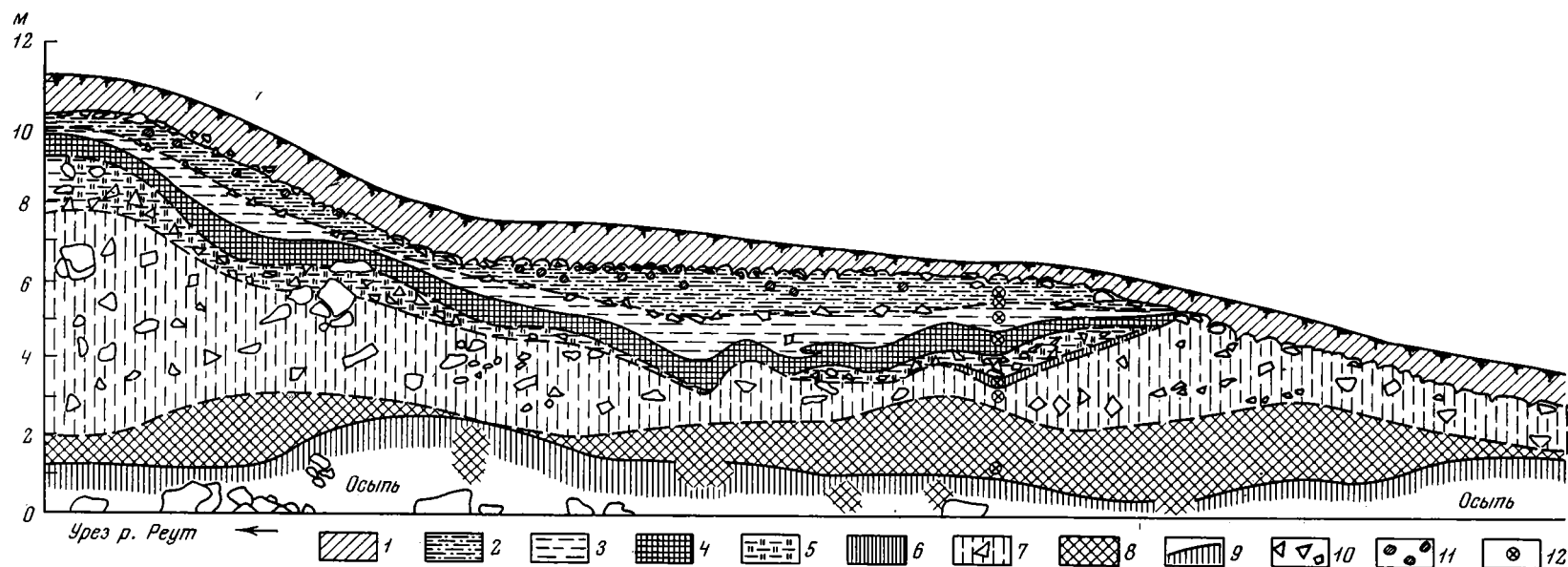


Рис. 6. Продольный разрез берегового обрыва в районе стоянки Чутулешты I (составлен И. К. Ивановой, 1968).

1 — почва черноземного типа, проникающая клиньями вниз и содержащая в основании выдержанный горизонт изолированного щебня; 2 — глина светло-желтая, сильно известковистая с мелким щебнем известняка и прослоем единичного щебня в подошве; 3 — глина желтоватая, известковистая, сходная со слоем 2, без кротовин; 4 — глина темная, буроватая, рыхлая, с культурными остатками позднего палеолита;

5 — прослой желтоватой, известковистой породы, обогащенный щебнем известняка; 6 — темный гумусированный суглинок; 7 — суглинок известковистый, грязно-желтый, с большим количеством щебня; 8 — глинистый алевроит сероватый песчанистый со следами почвообразования; 9 — осыпь; 10 — кремневый щебень и блоки известняка; 11 — кротовины; 12 — места отбора проб.

желто-бурый суглинок (1,5—1,8 м) с многочисленными пятнами извести и кротовинами в верхней части. Он проникает вниз крупными клиньями, внедряясь в сложную толщу чередования слоистых зеленовато-серых и бурых глин, песков и супесей с прослоями и линзами мелкого гравия. Верхняя часть разреза имеет субаэральное происхождение. Толща под желто-бурыми суглинками свидетельствует о водных условиях, сменявшихся временами наземными. Важно отметить, что, как в котловане, так и в шурфах и раскопах, кремневые изделия не встречались глубже нижней части почвенного горизонта («переходного» слоя). Они располагались в разрезе изолированно, как бы во взвешенном состоянии и не сопровождались остатками фауны. Естественно, что все это говорит об их перемещенном положении.

Последний пункт, изучавшийся путем раскопок (Чутулешты I, рис. 5), находится значительно южнее на правом берегу Реута в 3 км к востоку от с. Чутулешты, против старой мельницы. Река течет здесь в узком каньоне, прорезая террасу высотой около 50 м (галечный покров наблюдается на высокой поверхности как на правом, так и на левом берегу реки, на некотором расстоянии от нее, в карьерах, где добывают известняк). В верхней части крутых склонов здесь обнажаются известняки, ниже прикрытые слегка задернованной осыпью. Стоянка Чутулешты I связана с узкой невысокой выположенной площадкой, подмываемой рекой и причлененной к склону высокой террасы. Ее раскалывал в течение ряда лет Н. А. Кетрару. На рис. 6 приводится разрез вдоль берега Реута у места стоянки, зарисованный, с соответствующими замерами, в 1968 г. Нижняя часть разреза при этом не расчищалась и в значительной степени была скрыта обвалившимся материалом. Анализ образцов, взятых по разрезу, показал, что к водным отложениям может быть отнесена только самая нижняя его часть (см. рис. 6). По-видимому, исходным материалом здесь послужили пойменные осадки, переработанные затем почвообразовательными процессами. Все вышележащие слои представлены отложениями склона. Это — сильно известковистые (до 45% CaCO_3) суглинки с большим количеством щебня и мелких продуктов дезинтеграции известняков. Основная глинистая масса обладает микрокомковатой структурой, т. е. затронута почвообразованием. Однако, вначале не было условий для того, чтобы этот процесс доминировал. Затем дважды (слои 3 и 5) на делювии развивалась почва, свидетельствующая о сухом климате с некоторыми периодами увлажнения. Хорошо выражена верхняя из этих почв, представленная темным комковатым суглинком землистого строения, мощностью от 0,2 до 0,6 м, содержащим кремневый материал, угольки и остатки фауны (преобладают лошадь, зубр; меньше остатков благородного и северного оленя, косули, волка). Комплекс кремневых изделий отвечает, по мнению Н. А. Кетрару (1973), первой половине и среднему этапу позднего палеолита. Почва с культурным слоем прикрывается желтоватыми известковистыми суглинками, содержащими в середине и в кровле выдержанные прослой известнякового щебня (что свидетельствует о периодическом прекращении аккумуляции рыхлого материала, имевшем несомненно климатические причины). Выше следует голоценовая почва черноземного типа. В суглинках слоев 6—2 при промывке обнаружено большое количество раковин наземных моллюсков. Они представлены в основном нейтральными формами, с наличием сухолюбивых элементов. Форм, говорящих о холодном климате, не встречено. В почве с культурным слоем собраны крупные раковины хелицид.

Решение вопроса о геологическом возрасте стоянки Чутулешты I затруднено. Расположение ее на низком уровне по отношению к реке без

видимого цоколя коренных пород, свидетельствует скорее о позднем времени образования вмещающих ее отложений. Однако сильное развитие денудационных процессов в бассейне Реута могло усложнить имевшееся здесь положение. Поэтому чрезвычайно важно было бы определить абсолютный возраст культурного слоя (по углям или костным остаткам млекопитающих) стоянки Чутулешты I — практически единственной, известной до сих пор стоянки в бассейне Реута с сохранившимся культурным слоем.

Мезолит распространен на описываемой территории, также как и на Днестре, значительно слабее, чем поздний палеолит. На Реуте и его левобережных притоках Кайнар и Каменка зарегистрировано 15 мезолитических местонахождений (Кетрару, 1973; Черныш, 1973). Подавляющее большинство из них находится на поверхности высоких террас и на склонах. Раскопные работы проводились в одном лишь пункте — близ с. Фрумушика Флорештского района на правом берегу притока Реута Кайнар на высоте 30—40 м над его уровнем. Позднемезолитический культурный слой с остатками лошади, быка и раковинами *Helix* был обнаружен здесь на глубине 0,4—0,47 м, в верхней части горизонта В голоценовой почвы (Черныш, 1959, 1973).

В бассейне Реута очень широко развиты неолитические и энеолитические памятники. В районе населенных пунктов Путинешты, Маркулешты, Флорешты, Гура-Каменка, Цыра, Рогожаны и других открыты остатки поселений линейно-ленточной керамики. В этих же районах, а также у сёл Александровка, Варваровка, Ченуша, Багринешты известны многочисленные раннетрипольские памятники. И очень велико количество более поздних энеолитических пунктов (Маркевич, 1971, 1972). Огромное их большинство располагается на высоких участках неглубоко от поверхности и часто разрушается при сельскохозяйственных работах. В 1960 г. автор имел возможность ознакомиться с раскопками опорного памятника Флорешты I, который детально изучала Т. С. Пассек (1960). Раскопки проводились на ровной поверхности 20—25-метровой террасы, недалеко от Реута на правом берегу небольшой балки. Здесь была вскрыта мощная голоценовая почва. С ее нижним горизонтом связаны поселения линейно-ленточной керамики, причем большие овальные землянки этих поселений были врыты в нижележащие светлые, аллювиальные (?) супеси. В нижней части гумусового горизонта находились остатки раннетрипольского наземного жилища. Другой многослойный памятник, где в том же году были проведены небольшие раскопки Е. К. Черныш и где были видны те же соотношения, находился в верхнем конце с. Цыра совсем низко над Реутом. Культурные остатки были связаны здесь с почвой мощностью до 1,5 м, развитой на отложениях 5—6-метровой террасы.

Район распространения энеолитических поселений не ограничивается средним течением Реута, а занимает гораздо более широкие площади, сливаясь с соседними группами поселений.

Левобережье среднего течения Прута

Среднее течение Прута в пределах Молдавской ССР имеет своеобразные морфологические черты. Река протекает здесь в довольно глубокой долине с серией террас, прорезанных многочисленными притоками и оврагами. На участке от г. Липканы до с. Костешты пойма ее развита слабо.

Совершенно особый колорит придает этому району широкая толтровая гряда, протягивающаяся с севера на юг и сложенная рифовыми

известняками тортонского и нижнесарматского возраста. Местами она образует вытянутые цепи холмов с плоскими сглаженными вершинами; местами появляются отдельные конусообразные возвышенности разной высоты, отпрепарированные эрозийными процессами. Ширина толтровая зоны доходит до 36 км. Превышение толтров над дном долин рек и ручьев достигает 40—70 м (Негадаев-Никонов, Яновский, 1969) и выше. Долины левых притоков Прута — Чугура, Раковца и более мелких, идущие вдоль рифтовой полосы, местами пропиливают отдельные возвышенности и имеют каньонообразный характер.

В бассейне Прута насчитывается 9 надпойменных террас высотой от 13—15 до 220 м (Негадаев-Никонов, Арапов, 1964; Гожик, 1966). На описываемом участке, выделенном при геоморфологическом районировании в т. н. Корпачский район, прослеживается 7 террас высотой до 150—165 м (Гожик, 1966). На террасах залегает рыхлый покров лёссовидных отложений, часто прикрывающих также склоны и прилегающих к толтровым возвышенностям.

Толтровая гряда бассейна Прута, являющаяся продолжением толтровой зоны, идущей далеко на север, вскрыта здесь эрозией позже, чем на Днестре. Днестровские толтры расположены на очень высоких участках, где рекой пропилены не только все меловые отложения, но и значительная часть палеозойских. Они очень давно вышли из-под влияния речной системы. Толтры Прута, Чугура, Раковца вскрывались в четвертичное время и, как уже указывалось, не высоко поднимаются над дном долин. Размыв отразился на характере толтровых известняков Припутья. Они часто имеют трещиноватый и кавернозный характер. В них наблюдается много небольших пещер, гротов и ниш карстового и эрозивно-суффозионного происхождения.

В целом, благодаря особенностям геологического строения этой области, при устойчивых поднятиях в четвертичное время, вызвавших глубокую эрозию, здесь создалась обстановка, весьма благоприятная для жизни первобытного человека. Сильно расчлененный сложный рельеф, хорошая обводненность привлекали сюда животных, являвшихся объектами охоты. В северной части района по Пруту до с. Ст. Бедражы выходят на дневную поверхность верхнемеловые породы, богатые кремневым материалом — сырьем для изготовления орудий. Много кремневых галек содержат и аллювиальные отложения. Пещеры и ниши представляли собой хорошие убежища от непогоды.

Палеолитические стоянки и местонахождения распространены в Среднем Припутье по обоим берегам реки, т. е. частично на территории Румынии. На правом берегу палеолит был открыт очень давно — в 1885 г. (известный, ныне выработанный при добыче известняков, грот Стынка-Рипичень в толтровой гряде). Первые находки палеолита на левом берегу Прута были сделаны в 20-х годах и связаны с именем Н. Н. Морошана. Они приурочены в основном к аллювиальным отложениям невысоких террас и развитым на них лёссовидным образованиям (Moroşan, 1938). Пещерные стоянки и местонахождения открыты на левобережье Прута в конце 50-х годов, главным образом благодаря исследованиям Н. А. Кетрару (Кетрару, 1964а, 1965а, 1965б, 1966, 1969а, 1970, 1973). Известны также сборы палеолитических материалов с высоких поверхностей.

Согласно археологическим датировкам, в Припутье, как и на других описанных участках, обнаружены следы домостроительских культур.

К ним относятся три пункта. Наиболее важный из них находится в гроте у с. Старые Дуруиторы на левом берегу р. Чугур, недалеко от впадения ее в Прут. Здесь наблюдается сложное сочетание террасирован-

ности склонов долины (с значительным превышением высотных отметок), нарушенной последующим размывом, и широкого развития делювиальных процессов, приведших к образованию лёссовидных суглинков, вуалирующих неровности рельефа и вскрытых во многих местах последующей эрозией. Особый характер придают ландшафту толтры — неширокие прерывистые цепи светлых известняков, выходящих на поверхность по берегам рек и оврагов.

Положение и размеры грота описаны во многих работах Н. А. Кетрару (Кетрару, 1964, 1965б, 1973 и др.), открывшего этот грот в 1958 г. и неоднократно его исследовавшего. Отметим только, что длинный и вытянутый грот выработан в толтровых известняках, в крутом скалистом склоне, у подножья которого расположена центральная часть с. Старые Дуруиторы. Толтровая возвышенность, срезанная эрозией, является одновременно цоколем довольно высокой (V?) речной террасы. Поверхность известняка во внутренней части грота неровная, с многочисленными кавернами, трещинами, нишами. Как сводообразная кровля, так и слегка ступенчатое дно грота заметно сглажены и несут следы длительной водной обработки.

Максимальная мощность пещерных отложений составляет 2,35 м. В них выделяется 5 слоев, из которых только I — верхний, темный землистый, голоценовый слой, с остатками поздних археологических культур, залегает горизонтально, срезая нижележащие. Все остальные слои имеют крайне непостоянную мощность, изменчивое залегание, внедряются один в другой карманами, местами выклиниваются. Это хорошо иллюстрирует, например, разрез, опубликованный Н. А. Кетрару (1965а, рис. 3, стр. 62). Однако, в целом выделенные слои прослеживаются на всей площади южной раскопанной части грота.

Второй сверху слой (II) буроватого цвета, содержащий много не крупной щебенки известняка, по гранулометрическому составу является глинистым алевритом с незначительной примесью тонких песчаных фракций, содержание CaCO_3 около 13,5%. В нем встречены кремневые и костяные изделия позднего палеолита.

Слой III состоит преимущественно из несколько окатанного известнякового щебня в суглинке. В нем обнаружены редкие «карпатские» гальки.

Слой IV представлен бурыми глинистыми алевритами с примесью (6,5%) тонких песчаных частиц, и содержанием CaCO_3 около 16%. Отдельные линзообразные участки мелкой щебенки и суглинка в нем имеют следы обожженности.

Третий и четвертый слои содержат кремневые изделия, отнесенные Н. А. Кетрару к тайякской-домустьерской индустрии. В третьем слое они окатаны.

Нижний слой (V) залегает на скальном дне пещеры и состоит в основном из остроугольного известкового щебня разных размеров. Следов пребывания первобытного человека в нем не отмечено (Кетрару, 1965б, 1973).

Вопрос о геологическом возрасте грота Старые Дуруиторы сложный. Имеется опубликованная работа М. Н. Грищенко (1969), в которой этот вопрос разбирается. Считая, что щебенчатый слой на скальном дне образовался в результате морозного выветривания, М. Н. Грищенко относит его ко времени московского оледенения. Слой IV, по его мнению, отвечает микулинскому времени и слой III — калининскому. Относительный возраст костного материала пещеры определялся коллагеновым методом и абсолютный возраст — по иониевому методу В. В. Чердынцева. М. Н. Грищенко (1969, стр. 44) пишет: «Почти все показатели

прокаливания для грота Старые Дуруиторы выходят в средний плейстоцен с абсолютным временем 48 000—57 000 лет»⁴.

К сожалению, ни один из выводов М. Н. Грищенко не может быть принят. Прежде всего, в его построениях не учитывается состав богатой фауны млекопитающих, собранной в гроте. Рассматривая сводную таблицу этой фауны (Давид, Кетрару, 1970, стр. 12—15) можно убедиться, что в нижнем щебенчатом V слое обнаружены кости пещерного медведя (преобладает), пещерной гиены, пещерного льва и лошади. В следующем, «микулинском» слое IV найдены остатки тех же видов, плюс небольшое количество костей северного и благородного оленя, мамонта и носорога.

Состав фауны слоя III значительно богаче. Здесь явно преобладают уже остатки лошади, бизон, северный олень и т. д. Появляются кости песка, зайца-беляка.

В особенно богатом фауной позднепалеолитическом слое II (44 вида), также резко доминируют остатки лошади; много костей северного оленя. Сохраняются все формы, встреченные в нижележащих слоях, включая песка, мамонта и шерстистого носорога. Появляется горностай, большое количество остатков лесных животных. Сильно сокращается количество пещерных форм (Давид, Кетрару, 1970).

Отсюда следует, что фауна грота Старые Дуруиторы свидетельствует в основном о лесостепном ландшафте. Она дает представление о климатических изменениях времени седиментации, не имевших резкого характера.

Фауна нижнего слоя V (московское время по М. Н. Грищенко) не дает свидетельств большого холода, а фауна («микулинского») слоя IV не указывает на потепление. В составе фауны нет ни одной формы, характерной только для среднего плейстоцена. Специальное изучение остатков лошади, встречающихся во всех слоях (Давид, Кетрару, 1970) привело А. И. Давида (1964) к выводу, что все они принадлежат верхнеплейстоценовым формам.

Как уже указывалось, кости из пещеры Старые Дуруиторы исследовались методом прокаливания. По данным Института зоологии АН СССР 27 образцов из верхних горизонтов дали показатели от 277 до 924 (средний — 487), 16 образцов из нижних слоев — от 271 до 543 (средний — 403). По данным М. Н. Грищенко 5 образцов сборов 1965 г. дали показатели от 530 до 762 (средний — 669). Возможно, что такой большой разброс показателей, как, например, в верхнем слое, объясняется некоторой смешанностью материала (Давид, Кетрару, 1970, стр. 11). Однако, по мнению автора он указывает скорее на недостаточную надежность самого коллагенового метода и его непригодность для использования при стратиграфических построениях. Совсем недопустимым является выведение среднего значения при таком большом расхождении величин отдельных показателей.

М. Н. Грищенко дополняет данные «относительного возраста» — абсолютными цифрами, рассчитанными им «по данным абсолютного возраста (35 000 лет), полученным В. В. Чердынцевым... для Ахштырской пещеры Кавказа иониевым методом». (Грищенко, 1969, стр. 144).

Применяемый для произведенных расчетов метод вызывает большие сомнения. Но, даже если допустить его надежность, полученные цифры (48 000—57 000 лет) указывают, по общепринятым представлениям, на верхний, а не на средний плейстоцен.

⁴ М. Н. Грищенко являлся в то время одним из немногих сторонников «короткой стратиграфии», предложенной И. Г. Пидопличко, по которой весь четвертичный период укладывается в 100 000 лет.

Вопрос о возрасте раннего палеолита из грота Старые Дуруиторы остается неясным. По-видимому, относительно небольшая толща пещерных образований отлагалась здесь в течение длительного времени в основном, в рамках верхнего плейстоцена. В определенный период пещерные отложения перемывались (слой III). Вода просачивалась сверху по каналам и трещинам, которые позже могли быть затампонированы. Возможность проникновения на высоту грота речных отложений времени образования слоя III исключается.

Другие пункты нахождения следов домусьерского человека на левом берегу Прута в геологическом отношении менее интересны.

Один из них — Мерсына — находится в долине р. Раковец, прорезающей толтровую грядку, недалеко от д. Брынзены и грота того же названия. Кремневые изделия, типологически сходные с таковыми из Старых Дуруитор, собраны здесь на выположенной поверхности толтра, возвышающегося на 70 м над дном долины реки (Кетрару, Анисюткин, 1967; Кетрару, 1973).

Второй пункт находится значительно южнее — между сс. Бутешты и Кубань Глодянского района, в толтровой грядке, называемой Бутештским рифом. Здесь, в долине реч. Каменкуца, притока р. Каменка, пропиливающей рифовую грядку, обнаружена при взрывных работах на высоте около 25 м полностью засыпанная пещера. Пещерные отложения, имеющие более 5 м мощности и содержащие большое количество костей животных, описаны М. Н. Грищенко (1969), который выделил здесь, также как и в Старых Дуруиторах, средне- и верхнеплейстоценовые слои. Основная масса костного материала происходит из нижних горизонтов пещеры и принадлежит пещерному медведю (около 50% всех костей), гиене и льву. В верхней части отложений пещерных форм гораздо меньше. Здесь доминируют остатки лошади, затем идут остатки бизона, северного оленя, мамонта, суслика, степного сурика. Есть кости носорога, лисицы, волка, бурого медведя, каменной куницы, благородного и гигантского оленя. К сожалению, послышного распределения материала в публикациях не приводится (Давид, Кетрару, 1970). Домусьерские предметы (одно орудие и несколько грубых отщепов) были найдены близ пещеры на поверхности (Кетрару, 1973). Археологические раскопки проводились в пещере на небольшой площади и только в верхней части, где были встречены позднепалеолитические и мезолитические изделия. Таким образом, до более детальных исследований стратиграфическое положение раннего палеолита в этом пункте остается неясным.

Домусьерские (?) находки обнаружены также в 20-х годах значительно южнее на левом берегу р. Прут в Унгенском районе, севернее Унген, у селений Василика, Скуляны и между селениями Герман и Думены (Могоșan, 1938; Кетрару, 1973). Во всех случаях это отдельные кремневые предметы, отнесенные Н. Морошаном к леваллуа, находившиеся в песчано-гравийных отложениях невысокой террасы. Кремни, также как собранные здесь кости млекопитающих, имеют следы окатанности и находятся, по-видимому, во вторичном залегании.

Необходимо отметить, что наличие домусьерских — раннепалеолитических изделий отмечается и на правом, румынском берегу Прута, у пунктов Рипичени-Извор и Миток-Малул Галбене (Păunescu, 1966). Они также обнаружены в аллювиальных отложениях невысокой речной террасы, о которой речь будет идти дальше.

На левом берегу р. Прут зафиксировано 11 мусьерских стоянок и местонахождений. Они располагаются в разных условиях: в гротах, на поверхностях толтровых гряд и в лёссовидных отложениях склонов. Самое северное из них находится близ д. Берлинцы Бричанского района,

между пос. Липканы и Бричаны. Здесь проходит цепь толтровых известняков, на поверхности которой собрано 20 кремневых предметов мустьерского облика (Кетрару, 1973). Примерно в таких же условиях обнаружены кремни (171 предмет), датированные мустьерским временем на местонахождении Мерсына, немного западнее места сборов более ранних кремневых изделий, упомянутых выше (Кетрару, Анисюткин, 1967).

Наряду с пунктами единичных находок с поверхности, в толтровой зоне выявлены гроты, содержащие значительные комплексы кремневых материалов. Два грота находятся в бассейне р. Драбиштя (приток Раковца), к западу от с. Тринка, на расстоянии 70 м один от другого. Они располагаются на высоте около 50 м над дном долины, в крутом правом склоне толтровой гряды, имеют глубину и ширину немного более десятка метров. Высота гротов составляет в настоящее время не более 1,5 м; мощность пещерных образований не превышает 2 м. Судя по данным, полученным в результате шурфования (Кетрару, 1973), мустьерские кремневые изделия встречены на глубине не менее 1 м, в плотных темно-желтых суглинках с примесью известковой щебенки, располагающихся на скальном дне, имеющем следы выветривания. Вместе с кремневыми изделиями обнаружены кости животных, состав которых более подробно опубликован для грота Тринка I (Давид, Кетрару, 1970). Преобладают остатки лошади, затем пещерного медведя, бизона, северного оленя. Встречены кости шерстистого носорога, бобра, волка, песка. Остатки лошади, северного и благородного оленя, бизона, шерстистого носорога, бобра, лисицы упоминаются и для грота Тринка II (Кетрару, 1973). Список обнаруженных остатков может быть далеко не полным, так как опубликованные данные базировались на материалах с небольшой площади. Примечательно, наличие остатков песка, указывающих на холодные климатические условия. Обнаруженная фауна в целом не содержит древних форм и, по-видимому, не должна выходить за пределы верхнего плейстоцена. Гроты в окрестностях с. Тринка заслуживают дальнейшего изучения.

Следующий грот, подвергшийся исследованиям, находится также в толтровой гряде северо-восточнее с. Буздужаны на высоте 66 м над дном долины р. Раковец. Он имеет ширину и глубину 7—10 м. Грот был открыт в 1970 г. И. А. Борзиаком и изучался в 1971 г. Н. А. Кетрару (Кетрару, 1973). На неровном скалистом дне здесь залегает слой щебня и блоков разрушенного известняка мощностью 0,7—1,0 м, имеющий (судя по опубликованной зарисовке) крайне неровную верхнюю границу. Все вышележащие слои непостоянны по мощности и некоторые из них местами выклиниваются. Внизу находятся песчанистые суглинки и супеси мощностью 0,4—0,6 м, без культурных находок, ниже — серия суглинистых прослоев, различающихся по окраске и степени обогащения известняковым щебнем общей мощностью 1,2—1,3 м. Вся эта серия содержит кремневые мустьерские (по Н. А. Кетрару) изделия и кости млекопитающих, среди которых преобладают остатки пещерного медведя и лошади (Кетрару, 1973). Встречены также кости мамонта, шерстистого носорога, зубра, северного оленя, лисицы, сурка, пещерной гиены, т. е. тот же комплекс, что и в других палеолитических гротах.

Последний грот с мустьерскими находками — Бутешты, расположен значительно южнее, в Глодянском районе в непосредственной близости от описанной выше пещеры Бутешты, на противоположном берегу р. Каменкуца. Грот был обнаружен и разрушен при добыче известняков и исследованию подвергались лишь остатки культурного слоя, сохранившиеся на небольшой площади на высоте 15—20 м над рекой, под слоем щебня и блоков известняка. Культурные остатки находились в бурой

пещерной глине со следами действия огня и состояли из кремневых изделий, датируемых мустьерским временем, и многочисленных костей животных (Кетрару, 1970, 1973). Среди последних преобладали кости пещерного медведя, затем шли кости лошади, бизона, степного сурка, северного оленя, благородного оленя, мамонта, носорога, пещерной гиены и пещерного льва, волка (Давид, Кетрару, 1970). Естественно, что при существующих условиях нахождения мустьерских изделий делать выводы о стратиграфическом их положении вряд ли возможно. Сопутствующая находкам фауна млекопитающих не содержит новых форм по сравнению с другими раннепалеолитическими и мустьерскими местонахождениями.

Мустьерские (а, возможно, и более древние, описываемые Н. Н. Морошаном как леваллуазские) находки известны в Единецком районе у с. Старые Куконешты, в местности Ын Дурдука. Судя по описанию Н. Морошана (Могоșan, 1938), около 100 кремневых предметов и окатанные кости (лошади, быка, мамонта и оленя) обнаружены здесь на бичевнике, близ места выхода гравийных отложений речной террасы. Естественно, что при такой ситуации делать выводы о стратиграфическом положении находок можно только сугубо предположительно. Однако, непосредственно против этого пункта на правом румынском берегу находится одна из наиболее богатых и важных в стратиграфическом отношении стоянок, которая может служить ключом для установления геологического возраста палеолита данного региона. Это — многослойная стоянка Рипичени-Извор, известная с начала XX в., которую изучали путем раскопок в 20-х годах Н. Морошан (Могоșan, 1938), в 60-х годах К. С. Николаеску-Плопшор с сотрудниками и затем А. Паунеску (Păunescu, 1966).

Стоянка Рипичени-Извор приурочена к невысокой террасе Прута, прилегающей с юга к толтовой возвышенности, в которой находилась ныне разрушенная известная пещера Стынка-Рипичень. С северной стороны террасу прорезает руч. Воловац и впадающий в него небольшой овраг. Высота террасы вместе с покровными отложениями составляет всего 12,5 м, из них 1,5 м падает на цоколь сарматских мергелей. Далее следует базальный горизонт аллювия — небольшая гравийная толща с раковинами пресноводных моллюсков. В ней обнаружены кости быка, мамонта, лошади и несколько окатанных кремневых отщепов со следами клеткойской и леваллуазской техники обработки. Выше залегает аллювий в его пойменной фации — слоистые песчаные суглинки и супеси, содержащие в нижней части раковины пресноводных моллюсков, а в верхней — как пресноводные, так и наземные формы. С верхней частью этой толщи мощностью 1,8—2,0 м связаны остатки леваллуазского поселения (два уровня) со следами кострищ. Кремневые изделия, обнаруженные здесь, сопоставляются с мустьерскими со стоянок Молодова I и Молодова V на Среднем Днестре. Далее в лёссовидных отложениях с двумя темно-бурыми ископаемыми почвами общей мощностью 3—3,3 м встречено 5 уровней остатков богатых мустьерских поселений с многочисленными костями животных (доминирует мамонт, затем — лошадь, бык, носорог, северный и благородный олень, лось, гиена), следами кострищ (с преобладанием углей хвойных), раковинами моллюсков и т. д. В мустьерских изделиях из Рипичени-Извор много листовидных форм, сближающих эту стоянку со Старосельем и Сухой Мечеткой (Păunescu, 1966). Выше, на глубине около 5 м, идет слой без находок и далее еще одна ископаемая почва и серия позднепалеолитических уровней (ориньяк, восточный граветт), следы мезолита, неолита, бронзового века и более поздних культур.

Из краткого изложения опубликованных данных следует, что разрез стоянки Рипичени-Извор сходен с разрезом опорной стоянки Молодова V в Среднем Приднестровье и терраса, с которой связана стоянка, может сопоставляться со II надпойменной террасой Днестра. Высота этой террасы на Днестре довольно сильно варьирует в зависимости от мощности и характера суглинистого покрова, но цоколь обычно находится на относительной высоте 10—12 м над меженем реки. Здесь же, как и на других отрезках долины Прута, цоколь этой террасы обнажается не более, чем на 2,5 м (Могоșan, 1938). При этом покров, лежащий на аллювии террасы, отличается значительной сложностью. Напрашивается вывод, что синхронные террасы (во всяком случае II терраса) на Пруте имеют меньшую высоту, чем на Днестре, и амплитуда поднятий в это время была здесь несколько меньшей.

Что же касается геологического возраста палеолита Рипичени-Извор можно констатировать, что примитивные отщепы из аллювия II террасы (на Днестре он имеет рисс-вюрмский-микулинский возраст) не моложе рисс-вюрма. Мустье-леваллуазские слои, существовавшие в конце цикла аккумуляции пойменных отложений, как и в Молодове V, могут быть отнесены к так называемому борупскому интерстадиалу раннего вюрма (в Молодове V они древнее 45 000 лет). Мустье Рипичени-Извор занимает более поздний отрезок вюрма. Археологических аналогов ему в Молодовском разрезе, видимо, нет. Ископаемые почвы с мустьерскими находками могут отвечать «сажистому прослою» и перематой солифлюкцией почве разреза стоянки Молодова V (Иванова, 1959).

Мустьерские и домустьерские комплексы кремневых изделий Припутья можно сопоставлять с типологически сходными комплексами стоянки Рипичени-Извор и получать, таким образом, косвенную геологическую привязку.

Поздний палеолит развит на левом берегу Прута более широко — здесь зарегистрировано около 40 позднепалеолитических стоянок и местонахождений (Кетрару, 1973). Наибольшее число из них обнаружено на поверхности и представлено подъемным материалом. Имеются также стоянки в гротах толтрового зоны и в лёссовидных суглинках склонов и покрова невысоких террас.

Наиболее ранняя позднепалеолитическая стоянка, сближаемая Н. А. Кетрару со среднеевропейским селетом, находится в бассейне р. Раковец, близ с. Брынзены, на высоте 62 м над тальвегом.

Грот невелик и неглубок, но перед ним имеется площадка, заваленная крупными блоками ноздреватого, разбитого трещинами известняка, связанного по-видимому с обрушением свода. Мощность пещерных отложений не превышает 2 м. Они состоят из трех основных слоев.

Мощность, м.

- | | | |
|--|-------|---------|
| 1. Темно-серый, рыхлый землистый слой с мелкой остроугольной щебенкой. Имеет неровную нижнюю границу и содержит следы очагов и остатки трипольской и более поздних культур; | около | 0,8 |
| 2. Суглинок, комковатый, серовато-желтоватый с проникновением сверху до ходам темного землистого материала. Содержит щебенку разного размера, вплоть до довольно крупных блоков известняка. Местами переполнен костями мелких грызунов. В нижней части содержит остатки мезолита | | 0,5—0,6 |
| 3. Глина желтоватая, рыхлая, пористая, известковистая (около 20% СаСО ₃), с большим количеством щебня. По гранулометрическому составу содержит более 60% глинистой и 37% алевритовой фракции. С этим слоем связан поздний палеолит селетского, по Н. А. Кетрару, типа. Сопутствующая фауна обильна и разнообразна. Важно отметить, что в ее составе присутствуют песок, заяц-беляк, белая и тундровая куropатка, горностай, копытный лемминг — формы, указывающие на хо- | | |

лодный суровый климат (Давид, Кетрару, 1970; Ганя, Кетрару, 1965). Пещерные животные представлены в очень малом количестве. Преобладают лошадь и северный олень. В значительном количестве присутствуют некоторые степные виды мелких млекопитающих. Единичны остатки обитателей лесов.

Не возникает сомнений в том, что палеолитический человек существовал здесь в вюрмское время, в период похолодания, при широком развитии степного ландшафта.

Нельзя не отметить, что анализ костного материала из слоя 3 грота Брынзены прокаливанием дал (по 20 образцам) показатели от 490 до 787 (Давид, Кетрару, 1970). Эти цифры и их сравнение с показателями для Старых Дуруитор (см. выше) еще раз подтверждают малую надежность коллагенового метода.

В окрестностях с. Брынзены отмечено около 10 других местонахождений подъемного позднепалеолитического материала (Кетрару, 1973).

К ранней поре позднего палеолита Н. А. Кетрару относит также находки в районе с. Старые Куконешты (Ын Поноара и Ла Моара Попей), связанные с лёссовидными суглинками, прикрывающими аллювий невысокой террасы (Кетрару, 1973). Остальные местонахождения датируются более поздним временем.

О положении позднепалеолитического слоя грота Старые Дуруиторы, изучавшегося путем раскопок, было сказано выше. В составе его фауны меньше холодолюбивых форм и больше лесных, что говорит о некотором последовавшем смягчении климата.

Из позднепалеолитических памятников открытого типа путем раскопок изучалась стоянка Костешты I, расположенная в долине р. Чугур между сс. Костешты и Проскураны Рышканского района. Стоянка находится на невысокой террасе (I и II?) р. Чугур, сохранившейся неширокой полосой, причлененной с востока и с юга к толтровым грядам. В западном направлении эта полоса снижается и обрывается небольшим задернованным уступом к ровной низкой пойме (и высокой пойме?) р. Чугур. Таким образом, здесь существовал участок, расположенный близко от воды, защищенный с двух сторон возвышенностями, удобный для поселения и, вероятно, охоты.

В 1973 г. здесь была вскрыта площадь в 2200 м². Культурный слой находился на глубине 1,8—1,9 м, на контакте светлых желтоватых лёссовидных суглинков и супесей, под мощной, хорошо развитой голоценовой почвой черноземного типа. Значительные скопления кремневых отщепов и изделий поздней поры позднего палеолита встречены здесь вместе с остатками лошади (преобладают), бизона, северного оленя, косули, благородного оленя и мамонта (Григорьева, Кетрару, 1974). По-видимому, эта стоянка может сопоставляться с одним из верхних слоев (III—VI) эталонной стоянки Молодова V на Среднем Днестре, отвечающих концу вюрма — позднеледниковому времени.

Как и в других районах Молдавии, в Припрутье количество мезолитических памятников по сравнению с позднепалеолитическими сильно сокращается. Здесь зафиксировано 6 местонахождений, отнесенных к мезолиту (Кетрару, 1973). По большей части это подъемный материал, встреченный в небольшом количестве. В двух случаях мезолит обнаружен в пещерных образованиях. Это — описанные выше пещеры Брынзены I и Бутешты. В мезолитическом слое грота Брынзены I отсутствуют холодолюбивые формы (песец, заяц-беляк, копытный лемминг), нет мамонта, носорога, пещерных животных, но еще встречаются остатки северного оленя. Преобладает лошадь, мелкие степные грызуны (Давид, Кетрару, 1970). Среди остатков птиц не обнаружено остатков тундровой

куропатки, процентное соотношение остатков белой куропатки меньше, чем в палеолитическом слое, сокращается число водоплавающих форм. Преобладают остатки птиц, живущих в лесах, в том числе хвойных (Ганя, Кетрару, 1965). Среди обнаруженных здесь в небольшом количестве раковин наземных моллюсков присутствуют сухолюбивые формы (*Chondrula tridens* Müll. и другие — определение В. М. Мотуза). Все это указывает на потепление климата, существование лесостепного ландшафта и, по-видимому, меньшую обводненность.

В пещере Бутешты несколько кремневых предметов мезолитического облика (в том числе один сегмент) обнаружено в самых верхних слоях небольшого раскопа, заложенного на месте предполагаемого входа в пещеру (Кетрару, 1973).

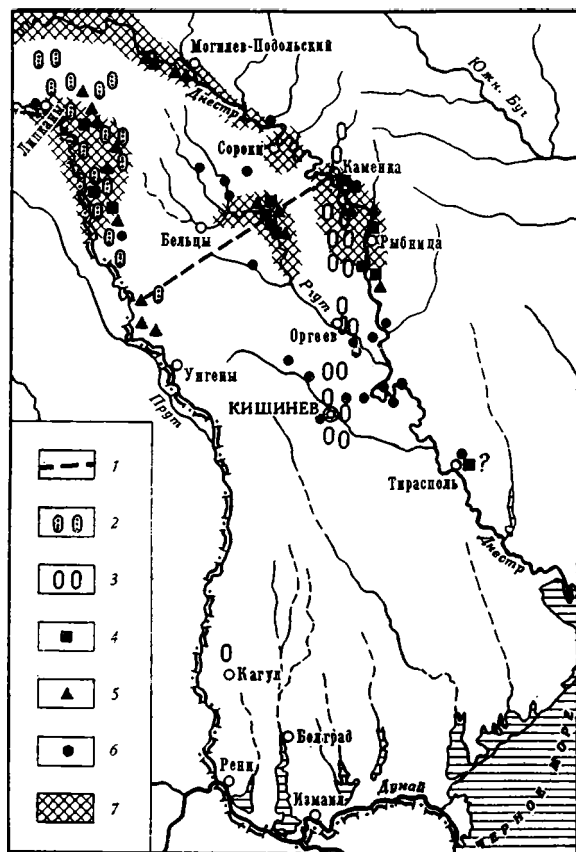
Местонахождения так называемой буго-днестровской культуры на левобережье Прута практически неизвестны. Упоминаются находки с поверхности единичных предметов (Маркевич, 1973) у сс. Перерита Бричанского района и Корпач Единецкого района (левый берег р. Раковец). Для стратиграфии они, естественно, не имеют какого-либо значения. Полностью отсутствуют памятники линейно-ленточной керамики. Но очень широко развиты трипольские поселения, особенно относящиеся к среднему и позднему этапам этой культуры.

Остатки поселений раннего триполья весьма немногочисленны. Они располагаются на высоких поверхностях по берегам Прута и его левобережных притоков, реже — на склонах к речным долинам (Маркевич, 1973). Средне- и поздне трипольские поселения насчитываются многими десятками. Условия их нахождения близки к условиям нахождения приднестровских и реутских. Кроме того, для этого района характерно расположение трипольских поселений на плоской поверхности рифовых гряд, часто образующих по берегам рек мысы, защищенные с двух — трех сторон крутыми склонами. Такое поселение изучено Н. А. Кетрару близ с. Кубань Глодянского района, где р. Каменка огибает рифовую гряду высотой около 20 м, длиной 150 м и шириной 20—30 м. Трипольские поселения имеются у с. Старые Дуруиторы на выположенной поверхности толтра — террасе, над описанным выше палеолитическим гротом (Кетрару, 1964). Культурные слои связаны обычно с гумусовым горизонтом голоценовой почвы, часто приобретающим в ископаемом состоянии в месте поселения преувеличенную мощность (до 1 м и более). Почвенный слой, образовавшийся позже и прикрывающий культурный слой, обычно невелик. Соотношение его с трипольской почвой хорошо прослеживается в разрезах раскопов, вскрывающих трипольские землянки и хозяйственные ямы. В некоторых случаях, как например, в урочище Цыганка близ с. Брынзены Единецкого района, исследованном В. И. Маркевичем (Маркевич, 1973), большое число наземных глинобитных жилищ сооружалось непосредственно на выположенной поверхности известняков толтровой гряды (подобно известному поселению Поливанов Яр в Среднем Приднестровьи, которое изучала Т. С. Пассек). В пещерах следы пребывания трипольцев сохраняются в нижней части темного так называемого «кизячного» слоя, содержащего обычно и более поздние археологические остатки. Фауна поздне трипольских поселений содержит некоторое количество лесных и степных форм, но доминируют остатки домашних животных.

Следует упомянуть, что в Южном Припрутье, как и в сопредельной части Южной Украины, распространены поселения особой культуры, носящей название гумельницы, синхронной раннему триполью и относящейся к кругу дунайских культур. Поселения этой культуры, также связанные в основном с голоценовой ископаемой почвой, располагаются на

Рис. 7. Схематическая карта распространения палеолита в Молдавии.

1 — южная граница развития кремнесодержащих пород турон-коньякского возраста; 2 — цепь рифовых биогермных известняков тортона-раннего сармата (толтры); 3 — рифовая полоса биогермных известняков среднего сармата (кодры); 4 — 5 — пункты находок; 4 — раннего палеолита, 5 — среднего палеолита; 6 — отдельные пункты находок позднего палеолита; 7 — районы широкого развития позднепалеолитических стоянок и местонахождений.



повышенных участках относительно глубоко врезанных здесь берегов рек и озер.

Все изложенное выше подтверждает широкое распространение палеолита в Молдавии (рис. 7) и значительную роль природных условий в расселении людей каменного века, практически для всех тех этапов их развития, которые отражены в данной работе. Как общий вывод по палеолиту Молдавии, можно отметить плохую сохранность культурных слоев, связанную с сильным развитием денудационных процессов. Представляется, что наиболее перспективной для нахождения неповрежденных или мало нарушенных культурных слоев является северная часть Молдавского Приднестровья, где на склонах широко развиты мощные лёссовые шлейфы. Большой интерес представляют также гроты и ниши толтровых зон, далеко еще не изученные полностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисюткин Н. К., Кетрару Н. А. Исследования грота у с. Выхватинцы. — «Археол. открытия 1972 г.», М., «Наука», 1973.
 Арапов А. А., Негадаев-Никонов К. Н. Древнеаллювиальные образования Пра-Реута. — Изв. АН Молд. ССР, № 4, 1967.
 Бибилов С. Н. О времени образования надпойменного уступа в долине среднего течения Днестра. — Сов. археология, № 3, 1958.
 Борисковский П. И. Находки памятников каменного века между Тирасполем и Раздельной. Материалы по археол. Сев. Причерноморья, вып. 1. Одесса, 1957.

- Верина В. Н. Геоморфологический обзор бассейна р. Реут. Уч. зап. Тираспольск. пед. ин-та, вып. 4, 1957, г. Тирасполь.
- Верина В. Н. Особенности природных условий отдельных участков бассейна Реута.— В сб.: «Охрана природы Молдавии». Изд. РИСО АН МССР, Кишинев, 1970.
- Ганя И. М., Кетрару Н. А. Некоторые данные об орнитофауне палеолитического грота Старые Дуруиторы.— Изв. АН МССР, сер. биол. и хим. наук, № 11, 1964.
- Ганя И. М., Кетрару Н. А. Ископаемая орнитофауна из раскопок палеолитической стоянки Брынзены I.— Изв. АН МССР, № 5, 1965.
- Гожик П. Ф. Геология и стратиграфия террасовых отложений долины р. Прут. Автореферат канд. диссертации ИГН АН УССР, Киев, 1966.
- Гожик П. Ф., Чепалыга А. Л. О синхронизации террас Днестра и Прута.— Изв. АН МССР, сер. биол. и хим. наук, № 7, 1964.
- Григорьева Г. В. Новые позднепалеолитические памятники Северной Молдавии. КСИА, вып. 126. М., «Наука», 1971.
- Григорьева Г. В. Новые позднепалеолитические памятники на Среднем Днестре.— Палеолит и неолит СССР, т. 7, МИА, № 185. М., «Наука», 1972.
- Григорьева Г. В., Борзияк И. А. Молдавская палеолитическая экспедиция.— «Археол. открытия 1972 г.» М., «Наука», 1973.
- Григорьева Г. В., Кетрару Н. А. Исследование позднепалеолитической стоянки Костешты I.— «Археол. открытия 1973 г.» М., «Наука», 1974.
- Григорьева Г. В., Кетрару Н. А. Работы Молдавской палеолитической экспедиции.— «Археол. открытия 1971 г.» М., «Наука», 1972.
- Григорьева Г. В., Коробкова Г. Ф., Маркевич В. И., Пассек Т. С., Попова Т. А., Черныш Е. К. Итоги работ Молдавской экспедиции.— «Археол. открытия 1967 г.» М., «Наука», 1968.
- Григорьева Г. В., Маркевич В. И., Попова Т. А., Черныш Е. К. Работы Молдавской экспедиции.— «Археол. открытия 1968 г.» М., «Наука», 1969.
- Грищенко М. Н. Материалы по геологической характеристике некоторых археологических памятников в пещерах и гротах северо-западной Молдавии.— Охрана природы Молдавии, № 7. 1969. Кишинев.
- Давид А. И. Новые палеонтологические памятники Молдавии.— Охрана природы Молдавии, вып. 3. Кишинев, 1965.
- Давид А. И. Обзор распространения млекопитающих в антропогене Молдавии и некоторые палеогеографические выводы.— Проблемы географии Молдавии. Отд. геогр. АН МССР, Геогр. о-во Молдавии. Кишинев, ротапринт, 1966.
- Давид А. И. Новые находки остатков антропогенных млекопитающих на территории Молдавии.— В сб. «Антропоген Молдавии». Кишинев, 1969 (ротапринт).
- Давид А. И., Кетрару Н. А. Фауна млекопитающих палеолита Молдавии. Фауна кайнозоя Молдавии. Кишинев, 1970 (ротапринт).
- Давид А. И., Маркевич В. И. Хозяйство и фауна неолитических поселений Среднего Поднепровья. Фауна кайнозоя Молдавии. Кишинев, 1970 (ротапринт).
- Зубарева В. И. Фауна палеолитической стоянки Выхватинцы.— «Природа», № 3, 1949.
- Иванова И. К. Геологические условия нахождения палеолитических стоянок Среднего Приднестровья. Палеолит Среднего Приднестровья.— Тр. КИЧП, т. XV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Иванова И. К. Геологические условия нахождения палеолита на территории СССР.— Бюлл. Моск. о-ва исп. природы. Отд. геол., № 3, 1969.
- Кетрару Н. А. Археологические разведки в долине р. Чугур.— Матер. и исслед. по археол. и этногр. Молд. ССР». Кишинев, «Карта Молдовеняскэ», 1964.
- Кетрару Н. А. Позднестрипольское поселение у с. Кубань в Молдавии.— «Материалы и исслед. по археол. и этногр. Молд. ССР». Кишинев, «Карта Молдовеняскэ», 1964б.
- Кетрару Н. А. Исследования палеолитических гротов северо-запада Молдавии.— Охрана природы Молдавии, вып. 3, Кишинев, 1965а.
- Кетрару Н. А. Палеолитическая стоянка в гроте Старые Дуруиторы.— КСИА, 105. Древности северо-западного Причерноморья. М., «Наука», 1965б.
- Кетрару Н. А. Пещеры, гроты и скальные навесы в долине р. Чугур.— Проблемы географии Молдавии, вып. 1. Отд. геогр. АН МССР, Геогр. о-во Молдавии, Кишинев, 1966 (ротапринт).
- Кетрару Н. А. Исследования палеолитической стоянки Рашков VII.— Проблемы географии Молдавии, вып. 2. Отд. геогр. АН МССР, Геогр. о-во Молдавии. Кишинев, 1967 (ротапринт).
- Кетрару Н. А. Исследования палеолита в Молдавии.— Изв. АН Молд. ССР. Сер. биол. и хим. наук, № 2, 1969а.
- Кетрару Н. А. Палеолитические и мезолитические местонахождения в бассейне р. Реут.— Антропоген Молдавии. Кишинев, 1969б (ротапринт).
- Кетрару Н. А. Палеолитическая стоянка в гроте Бутешты.— Охрана природы Молдавии, Кишинев, № 8, 1970.
- Кетрару Н. А. Палеолитическая стоянка в гроте Бутешты.— Охрана природы Молдавии, № 8, Кишинев, 1970.

- Кетрару Н. А. Памятники эпох палеолита и мезолита.— Археол. карта Молдавской ССР, 1 выпуск, Кишинев, «Штиинца», 1973.
- Кетрару Н. А., Анисюткин Н. К. Мерсына. Нижнепалеолитическое местонахождение в Молдавии. Кишинев, 1967 (ротапринт).
- Маркевич В. И. Неолитическая стоянка Сороки-Трифачукий лес I.— Мат-лы и исслед. по археол. и этногр. Молд. ССР. Кишинев, «Карта Молдовеняскэ», 1964.
- Маркевич В. И. Исследования неолита на Среднем Днестре.— КСИА, 105. Древности северо-западного Причерноморья, М., «Наука», 1965.
- Маркевич В. И. Итоги работ Молдавской неолитической экспедиции.— «Археол. откр. 1970 г.» М., «Наука», 1971.
- Маркевич В. И. Итоги полевых работ, проведенных в 1969 г. Молдавской неолитической экспедицией.— «Археол. исследования в Молдавии». Кишинев, «Штиинца», 1972.
- Маркевич В. И. Памятники эпох неолита и энеолита.— Археол. карта Молд. ССР, вып. 2. Кишинев, «Штиинца», 1973.
- Мовша Т. Г. Глинобитное жилище раннетрипольского поселения Солончены I.— Изв. Молд. Фил. АН СССР, № 5 (25), 1955.
- Мовша Т. Г. Многослойное трипольское поселение Солончены II.— КСИА 105. Древности Северо-западного Причерноморья. М., «Наука», 1965.
- Негадаев-Никонов К. Н. О биостратиграфическом расчленении четвертичных отложений Молдавской ССР.— Палеонт. геол. и полезн. ископ. Молдавии, вып. 2. Кишинев, 1967, (ротапринт).
- Негадаев-Никонов К. Н., Арапов А. А. О террасах долины Прута центральной части Молдавии.— Изв. Ак. наук Молд. ССР, № 7, 1964.
- Негадаев-Никонов К. Н., Арапов А. А., Чепалыга А. Л. Четвертичные террасы бассейна р. Реут.— Изв. АН Молд. ССР, № 7, 1964.
- Негадаев-Никонов К. Н., Букатчук П. Д., Арапов А. А., Яновский П. В., Давид А. И., Хубка А. Н., Кетрару Н. А. Схема стратиграфии четвертичных отложений. Региональная стратиграфия Молдавской ССР.— Кишинев, 1968 (ротапринт).
- Негадаев-Никонов К. Н., Яновский П. В. Четвертичные отложения Молдавской ССР. Кишинев, «Карта Молдовеняскэ», 1969.
- Орлов С. С., Устинова Т. И. Оползни Молдавии. Кишинев «Карта Молдовеняскэ», 1969.
- Пассек Т. С. Периодизация трипольских поселений (III—II тыс. до н. э.).— МИА, № 10. М.— Л., 1949.
- Пассек Т. С. Результаты археологических раскопок у с. Флорешты в Молдавии. Мат-лы и исслед. по археол. ЮЗ СССР и РНР. Кишинев, 1960.
- Пассек Т. С. Раннеземледельческие (трипольские) племена Поднестровья. МИА, 84, Изд. АН СССР. М., 1961.
- Рошка В. Х., Саянов В. С. Миоценовые рифы Молдавской ССР. Путеводитель экскурсии 4-ой палеоэколого-литологической сессии. Кишинев, 1966.
- Сергеев Г. П. Позднеашельская стоянка в гроте у с. Выхватинцы (Молдавия).— Сов. Археология, вып. XII. М.— Л., 1950.
- Черныш А. П. Новые палеолитические местонахождения на территории Молдавской ССР. КСИИМК, вып. XXVI.— М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Черныш А. П. Поздний палеолит среднего Приднестровья.— Тр. Ком. по изуч. четв. пер., т. XV, 1959, Изд. АН СССР.
- Черныш А. П. Некоторые итоги исследований палеолита Поднестровья (1946—1957 гг.).— Мат-лы и исследов. по археол. ЮЗ ССР и РНР. Кишинев, 1960.
- Черныш А. П. Палеолит и мезолит Приднестровья (карты и каталог местонахождений). М., «Наука», 1973.
- Черныш Е. К. К вопросу о раннетрипольских поселениях.— Изв. Молд. фил. АН СССР, № 4 (31), 1956.
- Черныш Е. К. К истории населения энеолитического времени в Среднем Приднестровье.— МИА, № 102, Неолит и энеолит юга Европ. части СССР. М., Изд-во «Наука», 1962.
- Ambroziewicz C. Beitrage zur Kenntnis des Aurignacienkultur Bessarabiens und der Bukowina.— Wiener Prähist. Zeitschr. T. 17 Wien, 1930.
- Moroşan N. N. Contribuţiune la cunoaşterea paleoliticului din Moldova de Nord. Malurile Prutului.— Acad. Rom. Mem. Sec. St. T. IV, mem. 7, Bucureşti, 1927.
- Moroşan N. N. Noi contribuţiuni preistorice asupra Basarabiei de Nord. Acad. Rom. Mem. Sec. St. ser. III. T. VI, mem. 1, Bucureşti, 1929.
- Moroşan N. N. Le pléistocene et le paléolithique de la Roumanie du Nord-Est.— Anuar, Inst. de Geol. al României, vol. XIX, Bucur., 1938.
- Păunescu Al. Sur la succession des habitat paléolithiques et postpaléolithiques de Ripiceni-Izvor.— Dacia. Rev. d'archéol. et d'histoire ancienne, n. s. IX, Bucureşti, 1966.

В. В. ЛАМАКИН

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОТКРЫТИЯ А. Л. ЧЕКАНОВСКОГО
В ПРИБАЙКАЛЬЕ**

Среди многочисленных исследователей природы Сибири выделяются ученые, которые особенно глубоко проникали в сущность замечаемых явлений, всесторонне их изучая. Таких исследователей отличает самостоятельность научного мышления, исследование природы, насколько это удавалось, независимо от недостаточно обоснованных, хотя и широко распространенных мнений. К ним несомненно относится геолог А. Л. Чекановский, находившийся в сибирской ссылке за участие в польском восстании 1863 г.

Научная деятельность других выдающихся ученых — товарищей А. Л. Чекановского по ссылке, таких как геолог И. Д. Черский и зоолог Б. И. Дыбовский, описана несколькими авторами. Наряду с этим научная деятельность А. Л. Чекановского остается менее известной, хотя ценность ее весьма велика. В географической и геологической литературе остались в тени или совсем не были замечены важные геоморфологические и геотектонические наблюдения Чекановского по Прибайкалью, его интересные соображения о поверхностных наносах, образовании рельефа под воздействием движений земной коры и зависящего от них речного размыва, представления о ледниковом и озерном периодах, а также его высказывания об особой выразительности и ценности для науки байкальской природы.

В непревзойденной по полноте и точности истории геологического исследования Сибири В. А. Обручевым (1934) обстоятельно описаны результаты изучения А. Л. Чекановским палеозойских пород и угленосной юрской формации в Прибайкалье; отмечены выявленные им признаки молодых, послепермских движений земной коры на Сибирской платформе; рассмотрены его исследования наносов, отложенных на склонах ранее размытых речных долин. В. А. Обручев пишет о наблюдениях А. Л. Чекановского и его мнении о молодых вулканах в Тункинской долине. Но все же в истории исследования Сибири у В. А. Обручева не нашло места интереснейшее открытие А. Л. Чекановским древнего уровня речного размыва в Хамар-Дабане, запечатленного на высоте современных горных вершин, не отмечено открытие сквозных долин и крупных изменений направления речного стока, происшедших в четвертичном периоде в Приморском и Онотском хребтах, не упомянуто высказывание А. Л. Чекановского о древнем разливе оз. Байкал.

Эти наблюдения и открытия столетней давности имеют сейчас только историческое значение, но они касаются теоретических основ геоморфологии.

Интересно, что их постигла та же участь забвения, что и замечательные идеи И. Д. Черского о превращениях горного рельефа в равнинный и равнинного — в горный под влиянием тектонических движений и речного размыва. Геоморфологические идеи И. Д. Черского, исследовавшего Прибайкалье вслед за А. Л. Чекановским, тоже не внедрены своевре-

менно в научное обращение. Они были опубликованы в 1878 и 1886 гг. в Иркутске, но замечены только в 1950 г., т. е. через 70 лет (Ламакин, 1950; Обручев, 1951). О вкладе А. Л. Чекановского в геоморфологию и в учение о молодых движениях земной коры приходится напомнить сейчас, спустя целое столетие¹. А. Л. Чекановский и И. Д. Черский намного опередили многих своих современников в развитии новых направлений геологии и остались одиночками в научных поисках.

Благородной деятельности и жизни Александра Лаврентьевича Чекановского касались Б. И. Дыбовский и И. Д. Черский (1877), Г. И. Поплавская (1915), В. А. Обручев (1934, 1964), Н. Н. Соколов (1955), А. Н. Гранина (1958) и другие. Подробные сведения о замечательном исследователе Сибири содержит специальный сборник «А. Л. Чекановский», изданный в Иркутске в 1962 г. под редакцией С. В. Обручева. Сборник состоит из статей разных авторов, касающихся значения научных работ Чекановского в разных направлениях. Кроме того, приведены биографические сведения, ранее неопубликованные тексты работ, дневники, письма, воспоминания. Большое место занимает справочный отдел, в который включена библиография произведений ссыльного геолога. Указаны также различные работы, в которых описывается его деятельность.

А. Л. Чекановский родился в 1833 г. в Волынской губернии. Учился в Киевском и Дерптском университетах. Изучал геологию Волыни, Подолии, Прибалтики. В 1863 г. участвовал в польском восстании, за что был сослан в Сибирь.

В мае 1865 г., когда ему исполнилось 32 года, он прибыл в Восточное Забайкалье, и поселился в д. Дерасун. Осенью 1866 г. его перевели в с. Падун на Ангаре в Иркутской губернии. Два года он прожил там, занимаясь крестьянским трудом, используя досуг для геологических, метеорологических и ботанических наблюдений.

Осенью 1868 г. по ходатайству Академии наук А. Л. Чекановский получил разрешение переехать в Иркутск. П. П. Семенов (1869, часть 1, стр. 243), вице-председатель Русского Географического Общества, в подробной истории полувековой деятельности Общества писал, что «А. Л. Чекановский, как отличный геолог, был с 1869 г. приглашен Сибирским Отделом для обширного и обстоятельного геологического исследования Иркутской губернии». Действительно, с 1869 г. А. Л. Чекановский приступил к планомерным исследованиям в южной части губернии и представил в феврале этого года в отдел Географического общества программу исследований: «Несколько слов о ближайших задачах научного геологического исследования Иркутской губернии» (Чекановский, 1870). Однако еще в ноябре 1868 г. он успел побывать в с. Лиственничное на Байкале (у истока Ангары). Изучение Прибайкалья в южной части Иркутской губернии было закончено в 1872 г. К 25 декабря 1872 г. Чекановский написал окончательный отчет об исследованиях, который составил XI том Записок Сибирского отдела Русского Географиче-

¹ Не объясняются ли указанные пропуски в истории исследования Сибири В. А. Обручева длительным перерывом между началом изучения им географической и геологической литературы по Сибири и изданием законченной истории, которое удалось осуществить начиная с 1931 г. Как написал сам В. А. Обручев (1948), он приступил к ознакомлению с геологической литературой по Сибири и составлению рефератов сразу по переезде в Иркутск в 1888 г. и занимался этим 4 года до того, как его отвлекли другие дела.

Исследуя в то время Прибайкалье, он в первую очередь, разумеется, изучил литературу по районам своих работ в Южной Сибири, и в том числе работы А. Л. Чекановского и И. Д. Черского. Тогда не всем предшествующим достижениям, касающимся образования рельефа, можно было придать геологические значения. Впоследствии старые рефераты вошли в опубликованный труд без необходимых дополнений.

ского Общества (398 стр. текста, в приложении карта и 8 зарисовок), изданный в Иркутске в 1874 г.

Закончив работы в Прибайкалье, Чекановский с 1873 г. приступил к далеким экспедициям по Нижней Тунгуске, Оленёку и Лене. Кроме геологических исследований, он вел маршрутную топографическую съемку и сделал ценные ботанические, зоологические и этнографические наблюдения; в исследованиях этих принимал участие Ф. Ф. Миллер. Близкий друг Чекановского, тоже исследователь Сибири, академик Ф. Б. Шмидт писал об этой экспедиции, которая продолжалась до 1875 г., что она «самая богатая геологическими результатами, которая когда-либо действовала в Сибири». И далее о Чекановском: «Богатые содержанием донесения его Географическому Обществу за время пути переведены на все языки и сделались достоянием науки, а карты, составленные им, значительно изменили и дополнили карту Азиатской России» (Шмидт, 1896).

В феврале 1876 г. с А. Л. Чекановского был снят полицейский надзор и он получил право проживать в столице и в марте выехал в Петербург. Здесь в октябре 1876 г. на 44-м году жизни он скончался.

Исследования А. Л. Чекановского в Прибайкалье продолжались четыре года. В. А. Обручев (1934, 1964) между прочим отметил, что Чекановский своими короткими исследованиями положил начало систематическому геологическому изучению юга Иркутской губернии. Сам А. Л. Чекановский (1870) считал важнейшим достижением своих исследований за 1869 г. определение юрского возраста здешней «угленосной формации» и впоследствии все биографы исследователя единодушно подчеркивали, что в этом заключалось главное достижение его работы в Южной Сибири.

В 1869 г. А. Л. Чекановский осмотрел берег Байкала от Ангарского истока до р. Голоустная, поднимался на Хамар-Дабан, изучил большую площадь в Прибайкалье между р. Иреть (приток Белой) и Байкалом, охватив при этом хребты Онотский и Приморский. Зиму после этого он прожил в Иркутске. В следующее лето побывал в горах у юго-западной оконечности Байкала.

Зиму 1870/71 года Чекановский провел в Култуке на Байкале, приводя в порядок сделанные наблюдения и собранные коллекции и, кроме того, изучая доступные литературные источники. Он составил подробный обзор развития сведений по геологии Прибайкалья. Живя в Култуке, Чекановский уделял время изучению наносов в его окрестностях. В начале весны 1871 г. он уехал в Иркутск.

Летом 1871 г. Чекановский вторично посетил район Ангарских порогов, а осенью ездил по Тункинской долине к горе Мунку-Сардык и к оз. Косогол. В 1872 г. он проехал из Култука по Кяхтинской дороге через горы до старой станции Снежной в Хамар-Дабане и вернулся к Байкалу по р. Лангату, продолжал изучать Тункинскую долину. Этим и закончились путешествия Чекановского в Прибайкалье.

Свои поездки А. Л. Чекановский совершал обычно вместе с некоторыми другими специалистами. Особенно многочисленной была группа исследователей в поездке к Мунку-Сардыку осенью 1871 г. Эту поездку устроил К. К. Нейман, который заведывал разработкой лазурного камня в Хамар-Дабане близ Байкала. К. К. Нейман привлек к исследованиям четырех ссыльных поляков — Чекановского, Дыбовского, Годлевского и Вронского, к которым присоединился Ф. Ф. Миллер.

Сам Нейман определил несколько астрономических пунктов и измерил высоту Мунку-Сардыка, высшей точки Восточных Саян. Чекановский изучал геологические особенности местности и вместе с Миллером собирал растения, Дыбовский и Годлевский были заняты фаунистическими

исследованиями, а художник Вронский «снимал виды с величественных Тункинских альпов и с Саянского хребта» (Семенов, 1896, часть II, стр. 593—595). Поездка продолжалась весь август.

Приангарье и Прибайкальские горы Чекановский исследовал в 1869 г. только в сопровождении проводников из местных жителей.

Ниже остановимся на некоторых аспектах научной деятельности Чекановского.

Рельеф и наносы

Изучение рельефа земной поверхности и наносов А. А. Чекановский не отделял друг от друга и включал в содержание геологии. Те его описания, которые мы теперь отнесли бы к геоморфологии и четвертичной геологии, сам Чекановский называл геологическими.

Распространено ошибочное мнение, что в старину геологи не занимались изучением поверхностных отложений четвертичного возраста, считали их только помехой для изучения скрытых в глубине древних коренных пород. Большой интерес Чекановского к «наносам» опровергает это укоренившееся превратное мнение. Надо заметить, что наносами в то время занимались и многие другие геологи в разных странах.

Чекановский изучал наносы в широком плане. Он выделил в Прибайкалье разные их «типы», отличающиеся по составу, стремился выявить последовательность их отложения во времени и, что всего интереснее, их связь по происхождению с образованием рельефа и тектоническими движениями. К этому уместно добавить, что И. Д. Черский, исследовавший Прибайкалье вслед за А. Л. Чекановским в 70-х годах прошлого века, не только более подробно описывал поверхностные рыхлые отложения, но даже нанес с непревзойденной точностью их разновидности в береговой полосе Байкала на геологическую карту 10-верстного (1 : 420.000) масштаба (Черский, 1889).

Говоря в 1869 г. в Сибирском отделе Географического Общества о задачах геологического исследования Иркутской губернии, Чекановский (1870) рассматривал рельеф Земли, как результат взаимодействия «сил, воздвигающих, преимущественно плутонических, и сил разрушающих, преимущественно сил воды». В этом взаимодействии «понижения или провалы местностей» действовали на силу и направление текучих вод. Плутонические породы обуславливали поднятия. По мнению Чекановского, весьма справедливому и с современной точки зрения, «только геолог, углубившийся мыслью в давно былое, может сродниться с убеждением, что земная кора, которой мы так искренне доверяемся, также гибка, также эластична, как волны моря; что и она в равной мере способна вспучиваться или низвергаться вглубь; что и она, подобно песчинке, послушна силе воды и ветра». И далее: «Такого рода соображения должно постоянно иметь в виду при изучении геологии Иркутской губернии в период ее существования от угленосной формации», возраст которой Чекановский правильно определил летом того же года, как юрский.

В программе исследований Чекановский указывал еще, что «широкие долины» образовались в результате размыва текучей воды, как и малые. Далее в программе исследований Чекановский обратил внимание на две «особенности» Иркутской губернии: «1. Глубоко размываемые долины, отчасти и ныне занятые ложем текучей воды, отчасти сухие» и «2. Отсутствие накопления продуктов размыва».

Исходя из названных особенностей Прибайкалья, Чекановский заключал, что «в известный период край изрезывался изобильно текущими

водами, что воды эти стремились быстро, но равномерно, ибо нигде незаметно следов уменьшения скорости, которое необходимо повело бы за собою накопление осадков. Это период поднятия». Наряду с этим осадок глины на склонах размытых долин, образовавшийся «в тихой, быть может стоячей воде»... «приводит к заключению, что за периодом размыва, край стал медленно опускаться до известного уровня в воду. Это период оседания, имевшего вероятно известное общее направление». Под названием «осадок глины» Чекановский спутал отложения разного происхождения (речного, делювиального и озерного). В то время вопрос о их разделении на генетические типы не был еще разработан. Но это не помешало Чекановскому объяснить оседанием местности выполнение долин разными отложениями. Глинистые наносы на склонах долин (по р. Ушаковка в г. Иркутске и в других местах) Чекановский (1870, стр. 156) неправильно называл лёссом. Поводом для этого послужило то, что в них он находил раковины наземных моллюсков. То обстоятельство, что они и «ныне заселяют те же самые склоны долины, если только находят необходимую для них сырьсть, прямо указывает, в каких условиях происходило осаждение глины». В ней были обнаружены по р. Ушаковка и кости млекопитающих.

Чекановский находил, что как размывание долин, так и отложение на их склонах глин «управлялись местными проявлениями плутонических сил». Особенно убеждают в этом те случаи, где «следы размыва и осадки глины попадают в местах, лежащих вне пути, которому ныне следует текущая вода», т. е. в местах сместившихся долин. Чекановский считал, что современный вид земная поверхность медленно и постепенно приняла в связи с ее новым поднятием, которое наступило после предшествующего опускания.

Сам Чекановский придерживался представления об эрозионном происхождении речных долин, что видно из его рассуждений. В программе исследований он отмечал, что ни для одной из глубокоразмытых долин не доказано, «чтобы провал местности способствовал ее образованию». Поэтому происхождение долин должно «приписать действию размывов». Далее Чекановский обращал внимание на то, что размытые долины свойственны «целому краю» и, следовательно, «обязаны своим образованием одной общей причине, действие которой следует быть может отнести к одной эпохе».

Сводя явления размывания долин и отложения глины на их склонах к двум периодам, которые предшествовали современному, Чекановский, как он писал, был далек от желания утверждать, что действительно эти периоды следует различать в геологической истории края. Напротив того, он скорее допускал, что «размывы, оседания почвы и поднятия перемежались друг с другом». Перемежаемость, по-видимому, надо понимать здесь как чередование в пространстве.

К сожалению, в распоряжении Чекановского не было наблюдений, чтобы принять во внимание, наряду с тектоническим режимом, возможность климатических изменений, главным образом количества атмосферных осадков. Как теперь известно, колебания климата в четвертичном периоде сказывались не только в оледенениях, но и в чередовании фаз врезания и заполнения речных долин наносами. Такие фазы одновременно проявлялись на обширных пространствах.

Первые наблюдения в речных долинах Прибайкалья, по-видимому, относятся к периоду жизни Чекановского в Братском остроге. Они были продолжены осенью 1868 г. в окрестностях Иркутска сразу по переезде в город. Возникшие в итоге воззрения отчасти послужили основанием для программы исследований.

Древнее оледенение и разлив озер

Исследуя в дальнейшем побережье юго-западной оконечности Байкала и Тункинскую долину с соседними горами, Чекановский выделил три типа наносов, распространенных от уровня озера до высоты 2300 м. Первый тип составляет «ненаслоенная дресва с остряками», занимающая самый высокий уровень книзу от Мунку-Сардыка, абс. высота которого по современным определениям равна 3492 м. По-видимому, это осыпи, а отчасти морены исчезнувших ледников. Гальки и песок составляют второй тип. Глина отнесена к третьему. Между селами Шимки и Туран в Тункинской долине песок и галька служат ложем для глины. На Косогольской покатости гор глина не замечена вовсе.

По выделению и описанию А. Л. Чекановским типов наносов в Тункинской долине, которое довольно примитивно, хорошо видно какой большой путь прошла с тех пор четвертичная геология. Но вместе с тем видна и увлеченность Чекановского рыхлыми наносами. Он нигде не выпускал их из поля зрения, несмотря на то, что в геологии в то время еще не наметился подход к их изучению.

Относительно значения древнего оледенения в образовании наносов Чекановский писал, что мощные отложения «ненаслоенной дресвы с остряками», распространенные на значительном протяжении, свидетельствуют о «былой деятельности ледников». Несомненно, что ледники доставили и отложили несортированный материал, образовавший морены.

Чекановский преувеличивал распространение древних ледников в Прибайкалье, следуя за мнением П. А. Кропоткина. Интересно, что И. Д. Черский, сменивший А. Л. Чекановского на поприще исследований в Прибайкалье, наоборот, сильно преуменьшил, вообще говоря, почти полностью отрицал распространение древнего оледенения в Сибири.

Важно отметить, что Кропоткин судил о распространении ледников главным образом по сглаженным формам гор, а Чекановский — по несортированному материалу наносов. Несмотря на разный подход к изучению вопроса о древнем оледенении оба ученых одинаково ошибались. Чекановский еще писал, что ледники изменили формы рельефа на больших расстояниях. Это соответствовало представлению П. А. Кропоткина, что округлые формы многих гор в Сибири образовались вследствие обтачивания их древними ледниками.

По мнению Чекановского, в ледниковом периоде, «быть может при сокращении глетчеров, образовались в долинах, не исключая и Байкальской, мощные наносы с массой обточенной гальки. Последовавшее затем размывание отчасти уничтожило эти наносы». Наносами с массой обточенной гальки здесь названы, очевидно, пролювиальные отложения, распространенные у подножий горных обрывов тектонического происхождения в Прибайкалье вообще и особенно по западному берегу Байкала, в северной части озера в частности.

Чекановский различал и описывал некоторые характерные черты разных отложений. Поэтому в его описаниях распознаются и ледниковые морены и пролювиальные конусы выноса. На стр. 396 (в выноске) окончательного отчета упомянут на южном берегу Байкала, между р. Снежная и р. Выдрина, «бугор из дресвы с галькой неравномерной величины». Далее сказано, что «в большом числе такие бугры встречаются на последних верстах к ст. Выдриной». Много позже мне удалось выяснить, что эти бугры составляют конечную морену Выдринского ледника постмаксимального оледенения (Ламакин, 1957). Но уже сто лет назад Чекановский правильно подметил характерную форму морены и ее состав из камней неравномерной величины.

В отчете Чекановского правильно подмечена приуроченность пролювиальных мысов к устьям долин, открывающихся в Байкал. Особенно большие массы пролювия выносились по долинам во время таяния глетчеров в их верховьях, о чем, как видно, догадывался Чекановский. Но он ошибочно указывал, что эти мысы образовались без сомнения при ином уровне «стояния воды» в озере. На самом же деле подобные мысы могли образоваться и при неизменном стоянии уровня озера.

Поверхностные наносы всюду, и на берегу Байкала, особенно привлекали внимание Чекановского. И. Д. Черский (1886) отмечает, что, проезжая по южному берегу Байкала от Култука до р. Переемная, Чекановский занимался только наносами. Он не обращал здесь внимания на древние кристаллические породы, слагающие непосредственно самый берег на длинном участке до р. Мурина. Хотя Чекановский вообще отличался широким научным кругозором, его, пожалуй, можно назвать первым исследователем четвертичной геологии Прибайкалья.

Замечательно верно Чекановский (1874) указывал на разлив Байкала вслед за оледенением: «К концу, или непосредственно после ледникового периода окрестности южной оконечности Байкала на значительном расстоянии были покрыты водой» и далее: «Можно полагать, что нынешний Байкал представляет остаток этих вод». Чекановский впервые выдвинул вопрос об озерном периоде в Восточной Сибири.

Впоследствии И. Д. Черский, В. А. Обручев и другие исследователи установили, что четвертичные озера широко разливались и по Забайкалью. Большие озера возникали в Тункинской, Баргузинской и Верхне-Ангарской долинах. Через Баргузинскую долину с Байкалом, по-видимому, соединялось большое озеро, существовавшее на Витимском плато в Баунтовской впадине. Всю эту систему многочисленных больших озер теперь геологи и зоологи называют Байкальским многоозерьем. Оно было связано с концом эпохи максимального оледенения. Разлив озер, последовавший за постмаксимальным оледенением, отличался гораздо меньшим размером.

По мнению Чекановского уменьшение озер и их исчезновение зависели, быть может, от «медленного перемещения почвы». Очевидно, подразумевалось тектоническое поднятие горной области, соседней с Байкалом. Разлив же озер был вызван ее опусканием. Оно могло произойти, как теперь думают, отчасти под влиянием нагрузки ледников, возникавших недалеко в горах, а отчасти под влиянием скопления воды в котловинах, разраставшихся сзади солифлюкционных перемычек в долинах. Возникновению перемычек способствовала усиленная солифлюкция в ледниковые эпохи в перигляциальных областях Сибири.

Вулканические излияния

Чекановский отметил в Саянах и Хамар-Дабане мощные лавы молодого возраста. Их площадь определялась исследователем по меньшей мере в 6000 квадратных верст (около 7000 км²). Окончание вулканических излияний, по его мнению, соответствует началу ледникового периода. В общем это правильно. Главные излияния базальтовой лавы в Прибайкалье произошли на обширной площади до поднятия высоких гор рядом с Байкальской впадиной, а они поднялись, как теперь известно, в конце плиоцена и в начале четвертичного периода. Однако, последние вулканические проявления в ограниченных районах, например в центре Тункинской долины, относятся к концу четвертичного периода — к голоцену.

От внимания Чекановского не ускользнула характерная форма столовых — ступенчатых гор, состоящих из наслоенных базальтовых покро-

вов, то более плотных и крепких, то пузыристых и слабых. Таких гор много в Хамар-Дабане. Но еще замечательнее то, что Чекановский вник и приблизительно правильно выяснил происхождение «кратерообразных» холмов из лавы на дне Тункинской долины, расположенных близ с. Тунки. Как написал Чекановский, наблюдения в Тункинской долине заставили его «уклониться» от мнений его предшественников Н. А. Бакшевича и П. А. Кропоткина о происхождении этих холмов. Ни форма, ни присутствие шлаков не указывают, по мнению Чекановского (1870, стр. 355), что холмы образованы самостоятельными вулканическими конусами. Он нашел, что эти холмы представляют «явление нарушенной непрерывности одного некогда обширного лавового потока».

Современные исследования в общем подтверждают мнение Чекановского столетней давности. Базальтовые холмы близ с. Тунки — в большинстве своем уцелевшие от размыва остатки лавового покрова на дне Тункинской долины. Исключения составляют только шлаковый конус Хара-Болдон и паразитический конус у д. Талая.

Молодая тектоника платформы

В геологическом языке Чекановского уже при составлении программы исследований существовало выражение «геотектоника Иркутской губернии». С особенным увлечением он исследовал проявления молодых тектонических движений, которые сказываются в образовании рельефа земной поверхности. Для изучения тектоники Чекановский применял геоморфологический метод, которым, к сожалению, пренебрегали многие последующие геологи. В отношении времени тектонических движений Чекановский присоединился к мнению Адольфа Эрмана, познакомившегося с Иркутской губернией в 1829 г., т. е. на 40 лет раньше. Они оба считали, что Байкал и соседние горные хребты образовались под действием сил, которые не прекратили своего проявления вплоть до настоящего времени. При этом различались древние и молодые движения земной коры.

Такое мнение о продолжительности образования геологических структур сменило предшествующие представления о внезапном образовании Байкала. Оно явилось крупным достижением в геологии. Но тогда еще не было замечено существенных различий между структурами разного геологического возраста и последовательного возникновения одних на месте других. Впервые обратил на это внимание только В. А. Обручев, наблюдая в 1890 г. береговые обрывы горных хребтов над Байкалом. Обрывы имеют сбросовое происхождение, а хребты являются глыбовыми горами. Они возникли на месте гораздо более древних складчатых гор, которые после своего образования выравнены продолжительным размывом (Обручев, 1897; 1948). От этих наблюдений ведет начало учение о неотектонике, смысл которого изложен В. А. Обручевым в 1948 г. (Обручев, 1948). Тогда же неотектоника получила свое название и был впервые намечен объем ее содержания.

А. Эрман в 1829 г. и А. Л. Чекановский 40 лет спустя, когда он только что начал исследования в Прибайкалье, считали, что начало образования Байкала и соседних хребтов относится к концу палеозоя и эпохе, наступившей после отложения угленосной формации, т. е. формации, содержащей каменный уголь близ Иркутска.

Возраст этой формации ошибочно предполагался каменноугольным. Но после того, как Чекановский в 1869 г. передвинул возраст угленосной формации в юру, он соответственно стал считать послекюрскими и Байкальскую впадину и горы, поднявшиеся по ее сторонам. В предвари-

тельном сообщении о результатах геологических исследований, проведенных в 1869 г. в Прибайкалье, Чекановский (1870б) писал: «Время поднятия хребтов на исследованном пространстве приходится несомненно после осаждения юрских пластов». В представлениях Эрмана и Чекановского существенно то, что, по мнению того и другого, тектоника, проявляющаяся в рельефе на юге Иркутской губернии, стала создаваться после отложения угленосной формации.

Залегание юрской угленосной формации показало Чекановскому, что оно деформировано «подземными силами, которые сказались «или волнообразными и складчатыми изгибами пластов, или образованием сдвигов — перемещений отдельных частей площади залегания этой формации». Например, «действием названных сил окрестности Ользона подняты относительно Иркутска более, чем на 186 м» (Чекановский, 1874, стр. 206). Селение Ользон находится в 100 км по прямой линии к северо-востоку от Иркутска.

Чекановский (1870б, стр. 235—236) нашел, что простираения горных пород в хребтах Приморском и Онотском имеют несколько направлений, но некоторые из них повторяются «с особенным постоянством и этим указывают на самостоятельность» соответствующих поднятий. Линии простираения пород «нередко встречаются и пересекаются взаимно».

Хребты созданы несколькими поднятиями или «подъемами», различными по времени и не одинаково повлиявшими на местность и отдельные ее части. Ими обусловлены направления разных орографических участков местности. Выделены «подъемы» с таким простираением: запад — восток, юг — север, запад — юго-запад, восток — северо-восток и, наконец, юго-восток — северо-запад, который вместе с предыдущим обуславливает «более выразительные черты конфигурации местности», сказывается в направлении долин. «Подъем северо-восток — юго-запад, обусловивший общее направление простираения хребта Приморского и хребта Онотского, имел место после отложения юрских пластов».

Чекановский выделил с северо-западной стороны южной части Байкала два параллельных хребта Приморский и Онотский (или Онот) на месте одного Байкальского, который описывался здесь прежде. Через несколько лет И. Д. Черский выделил в береговой полосе северо-восточного конца Приморского хребта еще Прибрежно-Ольхонские горы, которые служат продолжением на материке гористого острова Ольхон. Байкальский хребет компактным остался только в более северной части (к северу от Малого моря, точнее от Онгурина).

В южной части Байкальских гор, именовавшихся так более старыми авторами, Байкальский хребет, как таковой, исчез со времени исследований А. Л. Чекановского. Он различал в нем две отдельные гряды на основании геологических признаков. Кроме того, в горных породах Чекановский выделил «прибрежье Байкала» в узком смысле слова (Чекановский, 1870б, стр. 207).

В описании Чекановского Онотский хребет образован непрерывной горной цепью, а Приморский — разъединен на отдельные части. Причиной разъединения служат поперечные реки, стекающие в Байкал. В настоящее время название Онотский хребет часто заменяется названием Онотская возвышенность, ввиду ее большой ширины и неопределенности северо-западной границы. По современным данным Онот выше в своем северо-восточном конце, где превышает 1000 м абс. высоты.

Несколько по-другому сейчас понимается расположение Приморского хребта по сравнению с тем, как его описывал Чекановский (1874б, стр. 229). Так он писал: «Хребет Приморский» расположен «приблизительно от устья р. Голоустной на юге, до параллели Малого моря, на

севере». Онотский же хребет огибает непрерывной грядой с запада хребет Приморский; «соприкасаясь подошвой склона, сопутствует ему на СВ; здесь, у конца его, подступает ближе к Байкалу, и далее вперед сам образует береговую цепь озера». В действительности, Приморский хребет протягивается на юге дальше — до истока Ангары, а Онот нигде не подходит к самому берегу озера. Это известно уже давно.

Приморский хребет, как и Онотский, повышается к северо-востоку. Самые высокие его вершины расположены близ Мелкого моря. Здесь голец Трехголовый над истоками р. Сарма по современным топографическим данным поднимается на 1728 м над уровнем океана (1273 м над Байкалом). Абс. высота гольца Харгитуйский, упомянутого Чекановским, над верховьями Анги равна 1655 м, а гольца Сарминский, находящегося к западу от устья р. Сармы, — 1651 м.

Занимаясь изучением Прибайкальских гор, Чекановский (1874) высказал мнение, что Хамар-Дабан и хребет Байкальский построены различно и имеют каждый самостоятельное происхождение. К сожалению, самостоятельного значения этих хребтов не заметили многие современные геологи. Без должных оснований они стали считать все горные хребты вокруг Байкальской впадины остатками одного общего «свода» земной коры, который в связи с поднятием будто бы провалился в срединной полосе. Только совсем недавно была обстоятельно показана несостоятельность такого представления (Ламакин, 1968). Хамар-Дабан достигает над южной частью Байкала 2374 м абс. высоты (голец Хан-Ула) при уровне Байкала на высоте 455 м.

Чекановский (1874, стр. 153—154) полагал, что Байкальская впадина образовалась вследствие постепенного оседания земной поверхности «во взаимодействии с поднятием окружающей местности». Этим он объяснял и огромную глубину озера и считал, что «такое предположение не ведет за собой вовсе необходимости допускать, что поднятие совершилось в один раз». Как на подтверждение своего мнения он сослался на возникновение в конце 1861 г. на восточном берегу Байкала обширного залива Провал, сопровождавшееся сильнейшим землетрясением. Залив возник вследствие погружения Кударинской степи под уровень воды, которое продолжалось и после образования залива. По мнению Чекановского это «свидетельствует, что явления такого рода могут ограничиваться малым пространством и продолжаться долго».

А. Л. Чекановский не отрицал представления А. Эрмана о том, что впадина Байкала — щель в земной коре. Возможно, он думал, что впадина опускается, а соседние горы поднимаются вдоль тектонического разлома.

Обладея тонкой наблюдательностью, Чекановский заметил асимметричное строение Онотского хребта. Он писал, что склоны хребта «или оба одинаково пологи, или же западный положе крутого восточного» (Чекановский, 1870, стр. 148). Как выяснилось гораздо позже, подобная асимметрия свойственна вообще байкальским структурам и в частности самой Байкальской впадине. В настоящее время она объясняется односторонним развитием земной коры в западном и северо-западном направлении (Ламакин, 1968). Чекановский впервые обратил внимание на асимметрию рельефа Прибайкалья.

В отличие от поднятых тектонических возвышенностей и хребтов, Чекановский (1870б, стр. 135) указал «хребет», выделенный размывом, т. е. эрозионный, если применить современную терминологию, между селениями Моты и Введенским, юго-западнее Иркутска. Этот хребет создан размывом «горизонтальных пластов горного известняка и покрывающего его песчаника».

Уровни размыва в Хамар-Дабане

Описывая наблюдения в Хамар-Дабане над Култуком, в истоках рек Слюдянка и Большая Быстрая, и «сравнивая результаты здесь приобретенные, с результатами, полученными впоследствии в хребте Байкальском», т. е. в Онотском и Приморском, Чекановский (1874, стр. 175) отметил следующее. Формы рельефа Хамар-Дабана образовались «силою размыва и сноса; это — объемистые, куполовидные, округленные вершины гор, между глубокими долинами с крутыми недоступными склонами. Сочетание таких разнородных форм, из которых каждая занимает разный уровень, свидетельствует о двояком образе действия размыва. Здесь представляются следы действий, принадлежащих двум отдельным, хотя по времени вероятно близким одна к другой, эпохам».

В этих выражениях Чекановский изложил свое мнение о наличии в Хамар-Дабане, кроме современного, еще и древнего уровня эрозии, который был высоко поднят и образовал широкие вершины гор с мягкими очертаниями. Между ними углубляются современные реки, образуя сравнительно узкие долины. Современное развитие рек, очевидно, происходит вследствие молодого поднятия горного хребта. Чекановский не объяснил достаточно ясно причину высокого расположения древнего уровня размыва и сноса земной поверхности в Хамар-Дабане, упомянув только «о двояком образе действия размыва» в разные эпохи. Под этим, вероятно, подразумевалось, что первоначальный размыв сравнял древний рельеф, а последующий размыв углубил долины и что между эпохами размывания произошло тектоническое поднятие Хамар-Дабана. О происхождении разных уровней размыва гор Чекановский оставил отрывочные фразы, в которых проглядывает мысль о существовании древних поверхностей выравнивания или пенепленов и их последующих поднятиях, сопровождавшихся вторичным размывом земной поверхности. В текущем столетии древний пенеплен Хамар-Дабана подробно описан Н. В. и В. В. Ламакиными (1928, 1930).

К сожалению, Чекановский ничего не писал о том, что и вершинные уровни Приморского и Онотского хребтов — это тоже следы древнего выравнивания рельефа речным размывом, остатки древнего пенеплена. С ним связано развитие мощной коры выветривания мелового — палеогенового возраста, которая сохранилась местами на вершинах Приморского хребта. Она состоит из белого кварцевого песка (маршаллита), а в некоторых местах — из каолинита.

Однако, несмотря на неразработанность в то время вопроса о древних корях выветривания, Чекановский (1874, стр. 271) все же отметил продукты древнего выветривания на Приморском хребте: «Белый песок, составляющий продукт разложения кварцитов, находится во многих местах по гребню хребта; в вершинах р. Бороталы его добывают по временам и доставляют на стеклянные заводы окрестностей Иркутска».

По следам А. Л. Чекановского в том же направлении пошел И. Д. Черский. Он усовершенствовал представление Чекановского о развитии рельефа Хамар-Дабана. Черский высказал замечательные идеи об эволюции эрозионного рельефа в связи с тектоническими движениями. Они сложились у него в стройную систему в 1877 г. при изучении южного побережья Байкала, над которым возвышается Хамар-Дабан. Черский описал их в предварительном и окончательном отчетах о геологических исследованиях береговой полосы оз. Байкал, которые опубликованы в Иркутске в 1878 и 1886 гг.

И. Д. Черский не только развил мысль А. Л. Чекановского, но и своего более раннего предшественника в Прибайкалье — П. А. Кропоткина.

На основании наблюдений в Олекминско-Витимской экспедиции 1866 г. П. А. Кропоткин утвердил в науке представление о существовании особого типа рельефа — плоскогорий, которые он противопоставил горным странам, состоящим по большей части из узких хребтов с острыми вершинами. Очень важно отметить, что уже Кропоткин указал на возможность размыва плоскогорий и расчленения их речными долинами, вследствие чего они могут преобразоваться в горную страну. Исследования Чекановского в Прибайкалье, в частности в Хамар-Дабане, сделаны по времени между Олекминско-Витимской экспедицией Кропоткина в 1866 г. и исследованиями береговой полосы Байкала Черским, которые были начаты в 1877 г. и продолжались в течение 4 лет.

Через 11 лет после того, как в Иркутске были опубликованы идеи Черского об эволюции рельефа земной поверхности, американский геоморфолог В. М. Дэвис в 1889 г. впервые употребил термин «пенеплен» для обозначения поверхности предельного эрозийного выравнивания. Этот термин затем прочно вошел в науку, а Дэвис был признан основателем эволюционной геоморфологии, тогда как приоритет в разработке этого учения принадлежит П. А. Кропоткину, А. Л. Чекановскому и И. Д. Черскому.

Сквозные долины

А. Л. Чекановский положил начало изучению такой характерной особенности Прибайкалья, как antecedентные и сквозные долины.

Во-первых, он обратил внимание, что притоки Байкала Голоустная, Большая Бугульдейка, Анга и Сарма «приходят из-за хребта Приморского, пересекают его и затем вступают в местность, прилегающую к озеру — Прибрежье Байкала». Таким образом, было отмечено, что названные реки пересекают горный хребет насквозь. Кроме того, от исследователя не укрылось и то обстоятельство, что некоторые из притоков р. Бугульдейки замечательны тем, что долины их «прилегают против направления течения главной реки» (Чекановский, 1870б, стр. 318). Оба эти явления следует поставить в связь с недавним поднятием Приморского хребта, которое отмечено впервые Чекановским. Реки, пересекающие Приморский хребет, являются antecedентными по современной терминологии. Приходится иметь еще в виду, что прорывам рек через хребет могли способствовать его поперечные расколы и разрывы.

Еще более важным следует считать открытие и подробное описание Чекановским сквозной долины между реками Бугульдейка и Анга у селений Косая Степь и Куреть (Чекановский, 1874; Семенов, Черский и Петц, 1895).

Длина сквозной долины, открытой Чекановским, 5 км, направление почти широтное, ширина долины 1 км. По долине проходит тракт, так что она легко доступна для исследований.

По сквозной долине стекают в противоположные стороны реч. Хара-жерга¹ на запад в Бугульдейку и ключик Харбагур — на восток в Ангу. Внутренний низкий водораздел находится посредине долины. По современным данным он превышает на 45 м уровень Бугульдейки при устье Хара-жерги и на 65 м уровень Анги ниже пади Харбагура. Горы рядом с долиной выше, чем ее дно на 300—350 м. Они образуют на этом уровне (на высоте 550—600 м над уровнем Байкала) слабо расчлененные вершинные поверхности Приморского и Онотского хребтов. Сквозная долина проходит вдоль по границе между ними.

¹ Хара-жерга по наименованию Чекановского. Правильнее: Хара-желга (бурятское название, в переводе на русский — Черная падь).

Чекановский нашел в сквозной долине песчано-галечный речной нанос. По его наблюдениям нанос поднимается до высоты 60 м над «уровнем долины». Таким образом, он превышает существующий в нем внутренний низкий водораздел. По мнению Чекановского, во время отложения наноса по долине между Бугульдейкой и Ангой текла единая река. Она текла в одном направлении, но в каком именно — к Анге или к Бугульдейке, Чекановский об этом не писал. Из его наблюдений известно только, что речной нанос продолжается из сквозной долины и по Бугульдейке и по Анге.

Близ устья сквозной долины со стороны Бугульдейки, по словам Чекановского, «нанос этот мощным пластом обнажен» у пади Бехиной. Здесь в наносе исследователь встретил кость, которую затем определил Черский, как тазовую кость носорога.

Такой же нанос наблюдался и в долине Анги около деревни Куретской, где им сложены холмы на правом берегу реки на протяжении 2—3 км вверх по течению до пади Умбуры. Еще далее вверх по течению Анги это отложение не было замечено.

Речное сообщение между долинами Бугульдейки и Анги, разумеется, существовало и до отложения описанного наноса в сквозной долине, когда она размывалась рекой. Внутренний водораздел в долине образовался после отложения наноса. Причиной образования водораздела послужило местное тектоническое поднятие гор, которое захватило и долину, перегородив ее на две половины. Простираение поднятия Чекановский определил в направлении северо-запад — юго-восток.

Древний речной нанос, состоящий из чистого и глинистого песка или местами — из гравия и гальки, Чекановский проследил от устья Харажерги вверх по Бугульдейке до Байкало-Ленского водораздела, образованного Онотским хребтом. Здесь на самом перевале мощность речного наноса в обнажении превышает 6 м. Далее нанос продолжается вдоль рек Ада, Унгура, Манзурка к Лене. Таким образом, вполне ясно, что Онотский водораздел пересекается сквозным ложом древней реки. По современным измерениям абс. высота водораздельного перевала равна 762 м, высота над уровнем Байкала 307 м. Перевал всего на 20 м выше уровня Бугульдейки, протекающей в 1,5 км от него. Ближайшие вершины Онотского хребта едва превышают 1000 м абс. высоты.

Из залегания речного наноса на перевале Чекановский (1870б, стр. 323) сделал правильный вывод, что хребет Онотский, по крайней мере в верховьях Бугульдейки, «поднят сравнительно в недавнее время или сам по себе отдельно, или вместе со всей прилежащей местностью на ту высоту, которой он обладает ныне, или же, приобрел по меньшей мере присущее ему ныне значение одного из главнейших водоразделов края». Недавнее тектоническое поднятие Онотского хребта, как писал Чекановский (1874, стр. 323), «касается самых крупных перемен, какие в сравнительно недавнее время постигли конфигурацию рассматриваемой местности».

По мнению Чекановского, до образования современного Онотского водораздела в его районе существовала другая речная сеть. Поднятие водораздела заставило воды древней крупной реки разделиться на современные три системы: во-первых, систему Манзурки или Лены, во-вторых, — Бугульдейки и, в-третьих — Анги. В то же время поднялся и Приморский хребет.

Чекановский считал, что описанные им существенные изменения в рельефе Прибайкалья происходили довольно быстро и притом недавно, — во второй половине четвертичного периода или, как он писал, имея в виду найденную кость носорога, «после эпохи существования больших

толстокожих млекопитающих на материке Сибири» (Чекановский, 1870б, стр. 326).

Поразительно, что сто лет назад, когда в науке еще не определилось достаточно ясно общее представление о происхождении речных долин, Чекановский заметил столько интересных их особенностей в Прибайкалье. Очень важно, что он использовал эти особенности для суждений о молодых тектонических движениях, вызвавших крупные изменения речной сети в четвертичном периоде.

Через несколько лет после Чекановского, в 1879 г., в Приморском и Онотском хребтах побывал И. Д. Черский (Черский, 1886; Семенов, Черский и Петц, 1895). Изучая вопрос о преобразовании речной сети Прибайкалья, он большее значение придавал в отличие от Чекановского, речному размыву и меньшее — тектоническим движениям. Вместе с тем, Черский находил следы древних озер, разливавшихся в расширениях долин и переливавшихся через их край, что по его мнению способствовало изменениям речного стока. Древние наносы, рассматривавшиеся Чекановским, как речные, Черский считал озерными.

В частности, Черский отвергал мнение Чекановского о происхождении сквозной долины Хара-жерги и Харбагура. Черский считал, что она размыта с обоих ее концов двумя речками, протекавшими в противоположных направлениях — к Бугульдейке и к Анге, т. е. так же, как ныне направлены Хара-жерга и Харбагур. Долины древних речек соединились верховьями на месте размытого водораздела, что и привело к образованию сквозной долины. Но Черский был неправ, так как древний аллювий не мог бы залегать на водоразделе в том случае, если речки стекали в обе стороны от него. Кроме того, и одинаковая ширина сквозной долины в ее окончаниях и на внутреннем водоразделе говорит против мнения Черского и подтверждает мнение Чекановского.

Вообще приходится заметить, что ширина сквозных долин и ее изменение вдоль течения речек является существенным обстоятельством для суждения о происхождении таких долин. Одинаковая ширина долины на всем протяжении или ее изменение в одну сторону показывают, что долина выработана единой речкой, протекавшей в одном направлении. Сужение долины на внутреннем водоразделе показывает, наоборот, что она выработана двумя речками, протекавшими в противоположных направлениях и сошедшимися своими вершинами.

В отношении ширины сквозной долины Хара-жерги и Харбагура можно добавить, что она одинакова не только по всему ее протяжению, но приблизительно одинакова и с шириной долин Бугульдейки и Анги на соседних участках. Ширина в 1 км свойственна и этим двум рекам и всей сквозной долине, т. е. и тем ее участкам, где текут речка и ключик к тому месту, где между ними находится низкий водораздел.

Десятилетием позже И. Д. Черского, в 1889 и 1890 гг., Онотский и Приморский хребты пересекал В. А. Обручев. Таким образом, здесь сошлись пути трех крупнейших геологов. В. А. Обручев даже побывал на перевале между Бугульдейкой и Адой, через который протягивается полоса древнего аллювия между двумя речными бассейнами, описанная Чекановским. По описанию Обручева (1897) «перевал через Онотский хребет между вершиной Бугульдейки и бассейном р. Ады очень пологий, почти незаметный, обе долины очень широки и склоны их пологи».

Однако, Обручев ни одним словом не обмолвился ни о следах древней долины; ни вообще о крупных изменениях речной сети Прибайкалья в четвертичном периоде. Может быть, в этом виновата противоречивость мнений Чекановского и Черского. Не собирався ли В. А. Обручев досмотреть что-нибудь, прежде чем писать об этих интересных явлениях? Но он

не успел побывать еще раз в этой замечательной местности рядом с Байкалом, занявшись другими делами — с 1892 г. он начал исследования в Китае и Центральной Азии.

Задержавшись на особенностях перевала между Бугульдейкой и Адой, интересно указать на большую ширину долины, не соответствующую величине рек, стекающих в них в обе стороны с водораздела. Долина Бугульдейки протягивается от перевала в прямом направлении к югу на 7 км. Ее плоское заболоченное дно имеет здесь ширину 1,5—2 км. Это — так называемая Долгая степь, которая по свидетельству Чекановского сложена речным наносом. Вниз по течению отсюда долина, хотя и отклоняется немного в сторону, но сохраняет в общем ту же ширину. Поэтому нельзя сказать, что Долгая степь образована сузившимся верховьем реки.

Низкий перевал к р. Боганта тоже весьма широк. И р. Боганта, несмотря на незначительные размеры, течет сперва в р. Ада тоже в широкой долине с плоским дном, которое покрыто топким болотом. Его ширина 1 км и это свидетельствует о том, что здесь прежде текла единая крупная река в одном направлении, а не две реки направлялись от перевала в противоположные стороны. Только впоследствии, вследствие поднятия Онотского хребта, эта река оказалась разорванной на два участка новым водоразделом.

Исследования последних лет вообще подтверждают мнение Чекановского о преобразованиях речной сети и рельефа в Прибайкалье под влиянием молодых тектонических движений. Его наблюдения и выводы были верны. По данным В. С. Аносова (1964) древние долины с аллювием четвертичного возраста распространены в горах с северо-западной стороны Байкала. Долины довольно широки, до 2—3 км, с плоским террасированным дном. К древним долинам приурочены многие участки современных рек.

Весьма отчетливы древние долины следующих рек: Голоустная, Хогот, Куртун, Манзурка и Бугульдейка. Мощность плейстоценового аллювия в них достигает 90 м. По изменению состава аллювия установлено северо-западное направление речного стока — от Байкала к Лене. В бассейне рек Иликта, Чангур и Анай прослежена другая система хуже сохранившихся древних долин. Таким образом, древние долины существуют на большой площади горных хребтов Прибайкалья.

К сожалению, В. С. Аносов, по-видимому, не знал что древние долины и Прибайкалье задолго до его исследований были открыты А. Л. Чекановским. Во всяком случае, он не отметил этой заслуги своего предшественника.

Прибайкальские древние долины лет за 25—30 до В. С. Аносова исследовали и описывали Е. В. Павловский и Н. В. Фролова (1941). И по их наблюдениям речной сток по древним долинам в общем был направлен на северо-запад к Лене. Однако и для этих ученых осталось неизвестно открытие Чекановского. Больше того, в их работе (1941, стр. 66) оно приписано Е. В. Павловскому в сообществе с Н. В. Думитрашко.

Лично Е. В. Павловским замечено между Приморским хребтом и р. Манзуркой шесть древних долин и в том числе сквозная долина, пересекающая Онотский водораздел в верховьях Бугульдейки и Боганты, притока Ады, где на перевале через современный хребет Чекановский указал древний аллювий. По ошибочному мнению Павловского и Фроловой, эта древняя долина будто бы «была открыта и описана впервые Е. В. Павловским в 1935 г.», а не Чекановским в 1869 г.

В последнее время сквозные долины в большом количестве описаны В. В. Ламакиным на Сибирской платформе. Их происхождение в основ-

ном объясняется тектоникой. Сквозные долины вытянуты дугами, по-видимому, по линиям преимущественного развития тектонической щелеватости. Долины большей частью асимметричны. Ориентировка асимметрии подобна байкальской: северо-западный борт долины круче юго-восточного. Смещение Сибирской платформы в северо-западном направлении вызывает щелеватость земной коры, которая благоприятствует речному размыву в определенных зонах, вытянутых перпендикулярно направлению смещения, т. е. с юго-запада на северо-восток. Вероятно, тектонические причины способствовали возникновению сквозных долин и в Онотском и Приморском хребтах.

В отношении сквозной долины Хара-желги и Харбагура следует иметь в виду еще то, что она находится в полосе контакта нижнего кембрия (ушаковская свита) и протерозойских пород. По-видимому, это способствовало молодым тектоническим разрывам и образованию долины. На продолжении линии Хара-желги и Харбагура с противоположной юго-западной стороны Бугульдейки расположены продольные долины среднего течения Голоустной, ее правого притока Зонгута, реч. Хогота (правого притока Куртуна) и, наконец, Куртуна, притока Бугульдейки. На другом конце той же линии находится верхнее течение Анги, направленное с северо-востока на юго-запад. Из названных отрезков долин составляется общая сквозная долина северо-восточного простирания длиной 130 км. Она отделяет Онотский хребет от Приморского и является, по-видимому, тектонической. По ней Онотский хребет, вероятно, открывается к северо-западу от Приморского.

Ближе к Байкалу на северо-восток от Бугульдейки протягивается другая сквозная долина, занятая речками Малая Бугульдейка, Еланца, Улан-Бургас и Кучелга. Она отделяет от Приморского хребта Прибрежно-Ольхонские горы и затем переходит во впадину Малого моря. Ее происхождение, надо думать, такое же, что и Голоустинско-Ангинской.

Точные и вдумчивые исследования Чекановского не только имели большое значение «для познания геологического строения Окологубайкаля и вообще Иркутской губернии», как выразился их современник П. П. Семенов-Тянь-Шанский — крупнейший географ второй половины XIX в. (Семенов, 1896, часть I, стр. 243), но они привели исследователя к важным теоретическим представлениям, которые относятся к общим основам геологии. Изучение сквозных долин и других следов перестройки рельефа под влиянием тектонических движений в Прибайкалье, составляло вершину творческих исканий Чекановского.

В связи со сказанным о тектонических исследованиях Чекановского в Прибайкалье выглядит досадным недоразумением оценка их, данная не так давно Н. А. Флоренсовым (1962, стр. 62). Он заявил, что «...воззрения Чекановского на тектонику изученной им части Прибайкалья, пожалуй, наименее интересны». В действительности же, как мы увидели, структурно-геоморфологические наблюдения Чекановского отличаются многообразием, глубиной и вообще большой содержательностью. Чекановский впервые в истории изучения Сибири начал подробное исследование молодых тектонических движений, сказывающихся в рельефе Земли. Он занялся такими вопросами, которые теперь относятся к учению о неотектонике. Чекановский является по существу одним из родоначальников структурно-геоморфологического анализа. Изучение Чекановским рельефа, четвертичных отложений и признаков молодых тектонических движений составляет главное содержание его исследований в Прибайкалье.

Исследования Кропоткина, Чекановского и Черского в Сибири составили весьма короткую, но необыкновенно яркую цепочку тонких наблюдений и глубокомысленных идей, которые продолжил В. А. Обручев.

Его наблюдения на северо-западном побережье Байкала в 1890 г. впервые в истории науки привели к мысли о коренном различии древних и молодых движений земной коры. В. А. Обручев (1897) выдвинул в геологии положение, что глыбовая структура Байкальской впадины расположена на месте древних складчатых гор, которые были сильно размыты и превращены в равнину. Складчатые движения земной коры происходили в условиях ее сжатия, а позднейшие глыбовые — в условиях ее раздвижения. Так возникла идея неотектоники.

В дальнейшем выяснилась громадная роль молодых тектонических движений в образовании рельефа на громадной площади всей Сибири (Обручев, 1934, 1948). В 1948 г. В. А. Обручев предложил специальное название «неотектоника» для молодых структур земной коры. В истоках учения о неотектонике занимают место замечательные открытия П. А. Кропоткина, А. Л. Чекановского, И. Д. Черского и самого В. А. Обручева. Они сделаны в Сибири с 1866 г. по 1890 г., т. е. за очень короткий срок — в течение 25 лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Аносов В. С. Некоторые данные о древней речной сети в юго-западном и центральном Прибайкалье. — В сб. «Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». М., «Недра», 1964.
- Берг Л. С. Байкал, его природа и значение в народном хозяйстве. М. 1948.
- Гранина А. Н. Александр Лаврентьевич Чекановский. — В кн.: «Разведчики сибирских недр». Иркутск, 1958.
- Дыбовский Б. (И.) и Черский И. (Д.). Александр Лаврентьевич Чекановский. — Изв. Сиб. отд. Русск. Геогр. Об-ва, т. VIII, № 1—2, 1877.
- Кропоткин П. А. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции 1866 года. Зап. Русск. Геогр. Об-ва по общей географии, т. 3. СПб, 1873.
- Кропоткин П. А. Общий очерк орографии Восточной Сибири. — Зап. Русск. Геогр. Об-ва по общей географии, т. 5. СПб, 1875.
- Ламакин Н. В. и В. В. Географические исследования в Восточных Саянах в 1927 г. Тр. Географического н.-и. ин-та при МГУ. М., 1928.
- Ламакин Н. В. и В. В. Саяно-Джидинское нагорье по исследованиям 1928 г. — Земле-владение, т. 32, вып. 1—2, 1930.
- Ламакин В. В. Геоморфологические идеи Черского. — Природа, № 4, 1950.
- Ламакин В. В. Ушканьи острова и проблема происхождения Байкала, 1952.
- Ламакин В. В. Байкал и естествознание. Сборник памяти академика Л. С. Берга. Л., Изд-во АН СССР, 1955.
- Ламакин В. В. О развитии Байкала в четвертичном периоде. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода, т. XIII. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ламакин В. В. По берегам и островам Байкала. М., «Наука», 1965.
- Обручев В. А. Геологические исследования в Иркутской губернии в 1889 г. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. Геогр. Об-ва, т. 21, № 3, 1890.
- Обручев В. А. Экскурсия в золотоносный район Западного Прибайкалья по рекам Сарме и Иликте. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. Геогр. Об-ва, т. 28, № 1, 1897.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый. Л., Изд-во АН СССР, 1931.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Обручев В. А. Мои путешествия по Сибири. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1948.
- Обручев В. А. Путешественники — исследователи Азии. Иван Дементьевич Черский. В книге: В. А. Обручев, Избранные работы по географии Азии, т. II, М., Географгиз, 1951.
- Обручев В. А. Исследователи Сибири (краткие биографии). А. Л. Чекановский. — В кн.: «В. А. Обручев. Избранные труды», т. VI. М., «Наука», 1964.
- Павловский Е. В. и Фролова Н. В. Древние долины Лено-Ангара-Байкальского водораздела. — Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы, отдел геологии, т. XIX (1), 1941.
- Поплавская Г. И. Вклад поляков в дело изучения Байкала. — Землеведение. Кн. 3, 1915.
- Семенов П. П. История полувековой деятельности Русского Географического Общества 1845—1895. СПб, части I—III. СПб, 1896.

- Семенов П. П., Черский И. Д. и Петц Г. Г. Общее обозрение Байкальских гор и Байкальского озера. Северо-западный берег Байкала от юго-западной оконечности озера до устья Верхней Ангары, хребты Приморской и Онотский. Изд. Русск. Географ. Об-ва. СПб, 1895.
- Соколов Н. Н. Александр Лаврентьевич Чекановский как географ.— Ученые записки Ленингр. гос. педаг. ин-та, Географ. факультет, т. X, 1955.
- Флоренсов Н. А. А. Л. Чекановский в Прибайкалье.— В кн.: А. Л. Чекановский, Иркутск, 1962.
- Чекановский А. (Л.) Несколько слов о ближайших задачах научного геологического исследования Иркутской губернии. (Читано в Заседании Распорядительного Комитета Сибирского отдела Географического Общества 14 февраля 1869 г.). Отчет о действиях Сибирского отдела Русск. Геогр. Об-ва за 1869 г. СПб, 1870а.
- Чекановский А. (Л.). Предварительные сообщения о результатах геологических исследований, совершенных в Иркутской губернии, по поручению Сибирского отдела Русск. Геогр. об-ва в 1869 г. Отчет о действиях Сибирского отдела Русского Географ. об-ва за 1869 г. СПб, 1870б.
- Чекановский А. Л. Сборник неопубликованных материалов А. Л. Чекановского, статьи о его научной работе. Ответств. редактор С. В. Обручев. Иркутск, 1962.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал (год третий, 1879).— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. Геогр. Об-ва. Т. 2, № 1—2, 1870.
- Черский И. Д. Предварительный отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал (год первый, 1877) Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. Геогр. Об-ва, т. 9, № 1—2, 1878.
- Черский И. Д. Отчет о геологическом исследовании береговой полосы оз. Байкал. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. Географ. об-ва. т. 12, 1886.
- Черский И. Д. Геологическая карта береговой полосы озера Байкал. Масштаб. 1 : 420 000 (на 2 листах). Приложение к «Материалам для геологии России». т. XIII. СПб, 1889.
- Шмидт Ф. Б. «Предисловие» и «Введение» к дневнику экспедиции А. Л. Чекановского по Нижней Тунгуске, Оленёку и Лене.— Записки Русск. Географ. об-ва по общей географии, т. XX, № 1, 1896.

Р. С. АДАМЕНКО

**ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВЫЕ МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ
ИЗ НОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ В ВЕРХОВЬЯХ ЛЕНЫ**

В 1971—1972 гг. сотрудниками Лаборатории неотектоники и геоморфологии Института земной коры СО АН СССР О. М. Адаменко, Р. С. Адаменко и А. А. Кульчицким обнаружены новые местонахождения ископаемых мелких млекопитающих (рис. 1), заполнившие «пробел» в распространении ископаемых грызунов, существовавший между Западной Сибирью и Забайкальем. Собранная фауна принадлежит к нескольким разновозрастным комплексам, которые являются сибирскими вариантами хапровского и таманского комплексов Восточной Европы.

Фауна, близкая к хапровскому комплексу Европы, собрана в красноцветном делювии (Подток), в основании манзурской свиты (Черем-Хаем) и в средней части ангинской свиты (Малые Голы I и II). Более молодая микротериофауна, близкая к таманскому комплексу, собрана в верхней части разрезов ангинской и манзурской свит (Малые Голы III, Никилей, Качуг, Рыково, Мыс).

Подток

Отложения красноцветной формации описаны Н. А. Логачевым и др. (1964), О. М. Адаменко и А. А. Кульчицким в карьере близ бывшего пос. Подток, в левом борту долины р. Унгура на высоте 40—50 м над руслом реки (рис. 2). Они представлены делювиальными красно-бурными супесями, суглинками и глинистыми песками, неравномерно насыщенные хорошо окатанными гальками различных пород палеозоя (1—2 м). Ниже залегают галечники (мощность 2 м), сцементированные плотной красно-бурой глиной, с редкими линзами глинистых песков. В этих линзах собрано 280 остатков: Insectivora: *Sorex* sp.; Lagomorpha: *Leporinae*, *Ochotona* sp.; Rodentia: *Allactaga* sp., *Villanyia* cf. *petenyii* (Mehely), *V.* cf. *fejervaryi* (Kormos), *Miomys* *pliocaenicus* F. Major, *M.* cf. *coelodus* Kretzoi, *M. reidi* Hinton, *M. ex gr. intermedius* (мелкие), *M. intermedius* (Newton), *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями с цементом), *Clethrionomys* sp. Фауну мелких млекопитающих. Подтока можно охарактеризовать как микротидную (полевковую), состоящую преимущественно из корнезубых полевок родов *Villanyia* и *Mitomys* (до 90%). Микротидный состав фауны местонахождения Подток позволяет считать ее более молодой, чем лагоморфные и мимомисно-лагоморфные фауны местонаждений Береговая в Забайкалье (Ербаева, 1970), Троицкое на Алтае (Вангенгейм, Зажигин, 1969), Бетеке в Казахстане (Вангенгейм и др., 1972), кучурганского гравия в Причерноморье (Шевченко, 1965), которые относятся к молдавскому (руссильонскому) фаунистическому комплексу. Некоторые виды родов *Villanyia* и *Mitomys* из Подтока находятся на той же стадии развития, что и полевки из местонаждений Камень-на-Оби (Адаменко, 1971), Подпуск, Лебяжье, которые В. С. Зажигин относит к лебяжьиному комплексу,

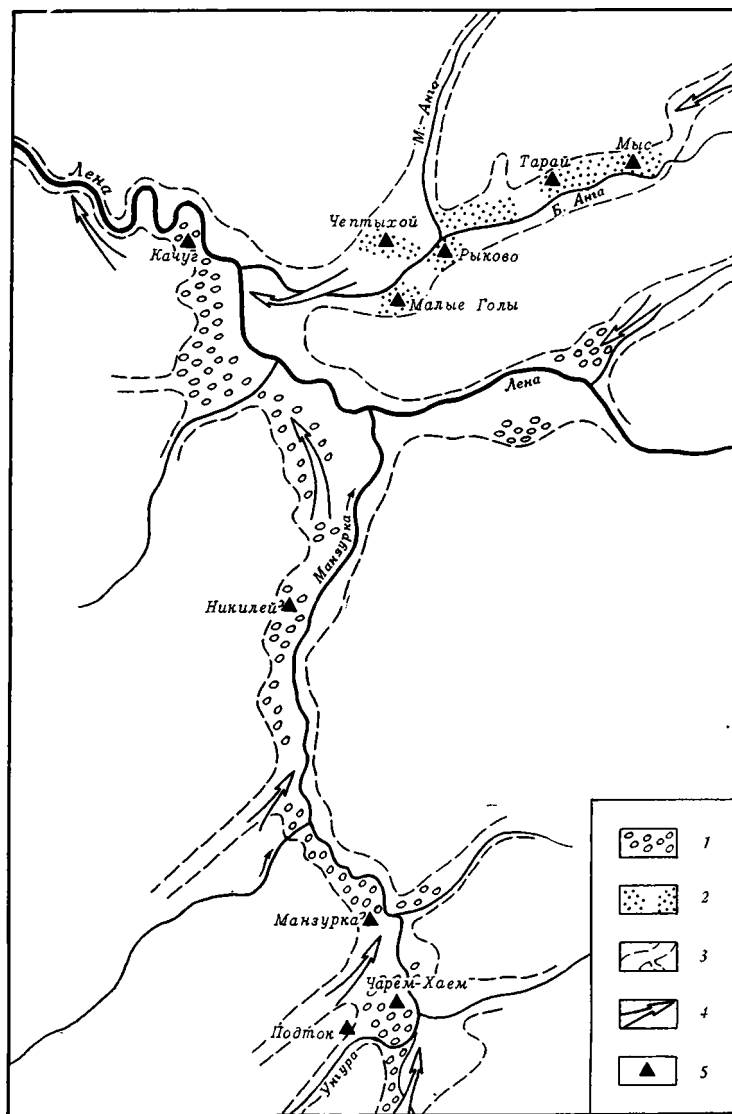


Рис. 1. Местонахождения ископаемых мелких млекопитающих в древних долинах Лены, Манзурки, Анги (Западное Прибайкалье).

1 — участки распространения аллювия манзурской свиты; 2 — участки распространения ангинской свиты; 3 — контуры древних долин; 4 — направление стока по древним долинам; 5 — местонахождения фауны

соответствующему ханровскому комплексу Восточной Европы или среднему виллафранку Западной Европы (Вангенгейм и др., 1972; Вангенгейм, Зажигин, 1972).

Черем-Хаем

Близкая по составу и возрасту микротерииофауна собрана нами в 1972 г., в основании аллювия манзурской свиты в карьере Черем-Хаем (см. рис. 1), который расположен на северо-восточном окончании хр. Черем-Хаем, в долине р. Манзурка против моста у с. Самодурово. Здесь вскрыто основание манзурской свиты, залегающей с разрывом

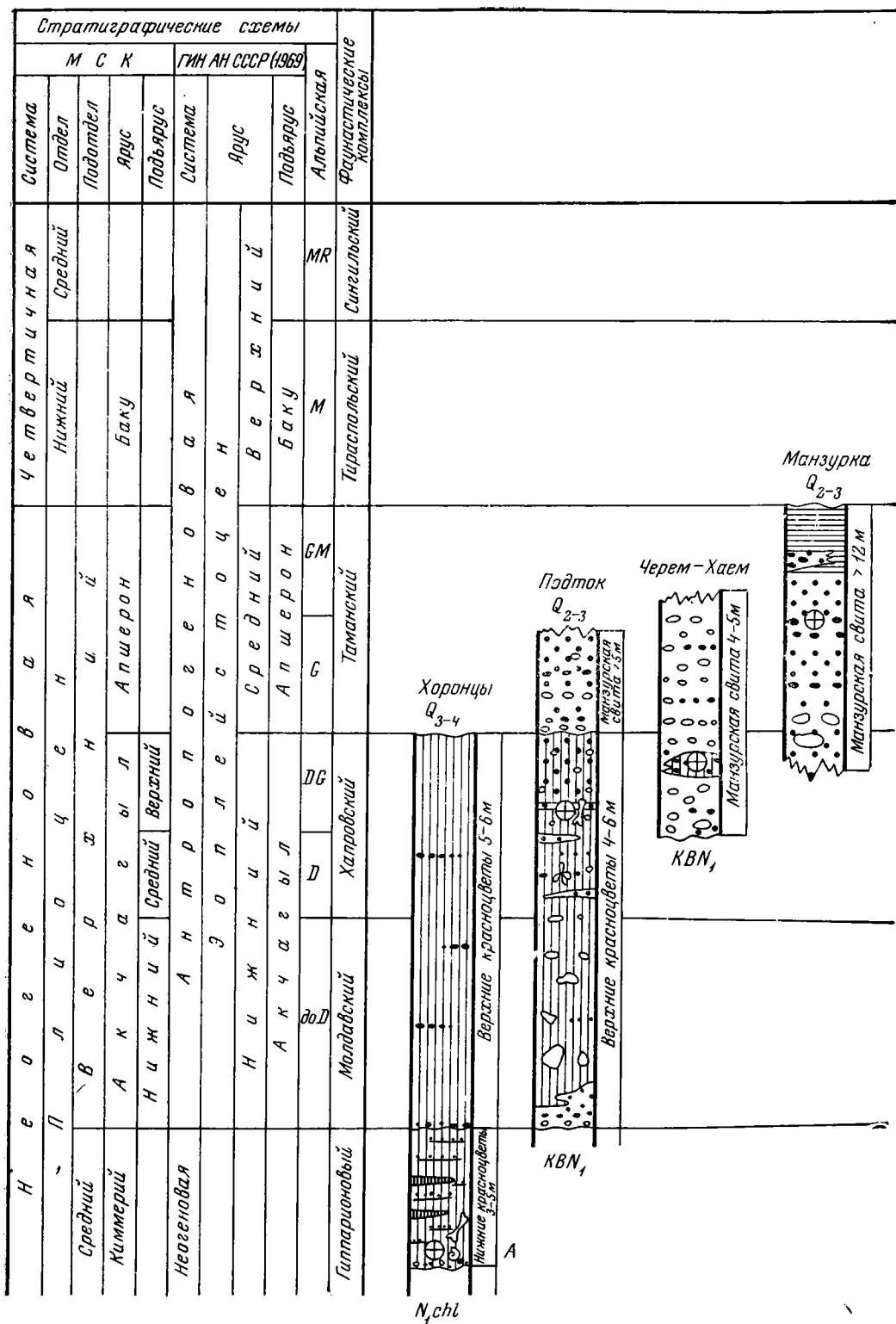
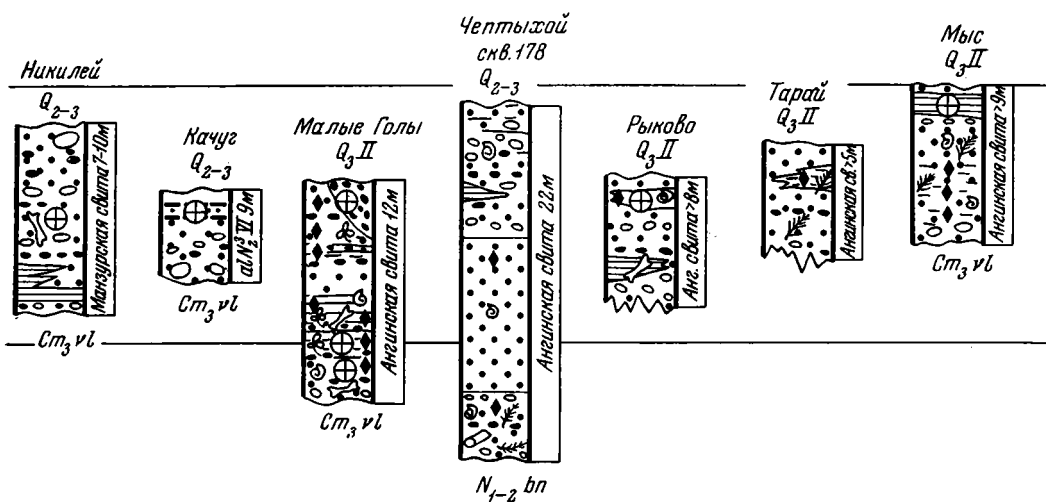


Рис. 2. Опорные разрезы эоплейстоценовых отложений Прибайкалья.

1 — известняки; 2 — глины; 3 — иловатые суглинки; 4 — иловатые супеси и пески; 5 — пески разнозернистые; 6 — гравий; 7 — галечники; 8 — валуны; 9 — местонахождения фауны крупных млекопита-



ющих; 10 — местонахождения фауны мелких млекопитающих; 11 — моллюски; 12 — остракоды; 13 — спорово-пыльцевые комплексы; 14 — обломки древесины; 15 — растительный детрит.

на глинистом структурном элювии по карбонатным породам нижнего кембрия. Манзурский аллювий видимой мощностью 4—5 м представлен (см. рис. 2), по описанию А. А. Кульчицкого, косослоистыми галечниками белесого цвета. В основании аллювия, в 1 м над цоколем, среди галечников обнаружена линза ($1 \times 0,5 \times 0,3$ м) глинистого гравия с тонкими прослойками песков. В результате промывки пород этой линзы собрано 50 остатков мелких млекопитающих: *Lagomorpha*: *Ochotona* sp.; *Rodentia*: *Villanyia* cf. *fejervaryi* (Kormos), *Mimomys pliocaenicus* F. Major, *M. aff. coelodus* Kretzoi, *M. reidi* Hinton, *Clethrionomys* sp., *Prosiphneus* sp., *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом).

В целом эта фауна близка микротидной фауне Подтока. Корнезубые полевки родов *Villanyia* и *Mimomys* составляют 87% от общего состава костных остатков и сохраняют черты примитивности виллафранкской фауны: закладка корней на ранней стадии, бесцементные и малощементные полевки с глубокой призматической складкой и широко слитыми эмалевыми полями, островок эмали на M^3 исчезает на поздних стадиях индивидуального развития и т. д.

Малые Голы I, II и III

Наиболее богатые послойные сборы произведены в карьере у ст. Малые Голы (на 15 км тракта Качуг — Анга), где в трех слоях стратотипического разреза ангинской свиты (вблизи бывшей д. Сухнай Байбет) обнаружено большое количество остатков мелких млекопитающих. Карьер у с. Малые Голы (см. рис. 1) вскрывает 12—15-метровый уступ II надпойменной террасы долины Анги на ее левом борту. Ангинский аллювий (Логачев и др., 1964; Равский и др., 1964; Равский, 1972) залегает здесь в цоколе террасы (см. рис. 2) и представлен, по описанию О. М. Адаменко, следующими слоями (сверху, м):

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Пески разнотельные, зеленовато-серые с бурными пятнами, косослоистые и наклоннослоистые. Слой постепенно погружается в сторону реки, срезая нижележащие слои под углом до $10-15^\circ$. В песках этого слоя собрана микрофауна (фауна Малые Голы III, см. рис. 2) | до 2—3 |
| 2. Пески горизонтальнослоистые, табачно-серые | 1 |
| 3. Ленточное переслаивание пойменных глинистых песков буровато-серого цвета и иловатых суглинков синевато-серого и табачно-зеленого цвета. Мощности слоев колеблются от единиц миллиметров до 1—1,5 см. Слой неравномерно насыщен многочисленными раковинами моллюсков, в том числе корбикул, и косточками мелких млекопитающих (фауна Малые Голы I) | 1,2 |
| 4. Галечники табачно-серые и бурые, хорошо окатанные, отсортированные, с примесью зеленовато-серых полимиктовых песков вверху слоя | 0,5—1,5 |
| 5. Суглинки иловатые, табачно-серые, ленточнослоистые, с тонкими прослойками глинистых песков. В нижней части слоя — линза глинистого гравия почти черного цвета, насыщенная многочисленными раковинами моллюсков и остатками грызунов (фауна Малые Голы II) | 0,2—0,5 |
| 6. Гравий рыжевато-серого цвета с наклонной слоистостью | 0,3—0,5 |
| 7. Сложное переслаивание пачек русловых табачно-бурых косослоистых песков, гравия и галечников, чередующихся с линзами зеленовато-серых старичных иловатых суглинков. Мощности русловых пачек — от нескольких сантиметров до 1—2 м, а старичных линз — до 0,2—0,5 м | до 2 |

Ниже — красновато-бурые песчаники верхолонской свиты.

Фауна мелких млекопитающих Малые Голы I и II близка по составу и принадлежит следующим формам (1050 остатков): *Insectivora*: *Erinaceidae* gen.; *Lagomorpha*: *Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia*:

Citellus sp., *Cricetulus* sp., *Mimomys pliocaenicus* F. Major, *Mimomys* cf. *coelodus* Kretzoi, *M. reidi* Hinton, *M. intermedius* (Newton), *M. ex gr. intermedius*, *Villanyia* cf. *petenyii* (Mehely), *V. ex gr. chinensis*, *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Lemmini* gen., *Lagurus* (*Lagurodon*) *praerapannonicus* Topačevski, *Prosiphneus* sp.

По количеству остатков среди полевок преобладает род *Mimomys* с номинальным подродом, имеющим более прогрессивный облик по сравнению с лебяжынским комплексом. Это выражается в гипсодонтности коронки зубов, исчезновении островка эмали на более ранних стадиях индивидуального развития, закладки корней на более поздних стадиях, в смещении M_2 лабиально от резца, дифференциации островка эмали M^3 на поздних стадиях развития и т. д. По этим признакам, а также по появлению единичных остатков (2 особи) *Lagurodon praerapannonicus* Topačevski (по мнению В. А. Топачевского, просматривавшего нашу коллекцию, это классический тип доногайской стадии), мы склонны относить фауну Малые Голы I и II к концу нижнего — началу среднего эоплейстоцена В. И. Громова и др. (1965).

Малогольская фауна предварительно коррелируется нами с лебяжынским комплексом Западной Сибири (Вангенгейм, Зажигин, 1972). Хотя следует заметить, что в наших сборах отсутствуют бескорнезубые полевки родов *Allophaiomys*, *Prolagurus*, *Eolagurus*, *Lagurodon* (всего 2 особи из 1050 остатков), по появлению которых определяется таманский возраст этой группировки. Вероятно, фауна Малые Голы I и II является позднехапровской, и с большой осторожностью предположительно ее можно отнести к псекупскому комплексу, выделенному В. И. Грозовым (1948).

Фауна Малые Голы III резко отличается от фаун Малые Голы I и II. Она представлена мимомисно-лагуродонто-аллюфайомисной группой (200 остатков): *Lagomorpha*: *Ochotona* cf. *pricei* Thomas, O. sp.; *Rodentia*: *Citellus* sp., *Alactagulus* aff. *acontini* Pallas, *Alactagulus* aut *Pygerethmus*, *Alactaginae* gen., *Villanyia* aff. *fejervaryi* (Kormos), *Mimomys* aff. *coelodus* Kretzoi, *M. ex gr. newtoni* — *pusillus*, *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Clethrionomys* sp., *Lagurus* (*Lagurodon*) cf. *praerapannonicus* Topačevski, *Allophaiomys* cf. *pliocaenicus* Kormos, *Microtus* (*Pitymys*) *ex gr. hintoni* Kretzoi, *Microtidae* gen. (без корней, без цемента), *Microtidae* gen. (без корней с цементом), *Prosiphneus* sp. Для фауны Малые Голы III характерно присутствие бескорнезубых примитивных полевок *Lagurodon* и *Allophaiomys*, которые составляют примерно 50% от общего состава фауны. Исследования В. А. Топачевского (1965, 1973), В. П. Сухова (1970), В. С. Зажигина (Вангенгейм, Зажигин, 1969, 1972), А. И. Шевченко (1965), А. Ф. Скорик (1973), О. Д. Моськиной (1973) и др. показывают, что появление некорнезубых полевок знаменует новую эпоху в развитии фауны, связанную с началом среднего эоплейстоцена (таманский фаунистический комплекс в широком понимании).

Корнезубые полевки составляют всего 20% и по сравнению с фауной Малые Голы I и II имеют более прогрессивный облик. Обильно представлены обитатели открытых пространств. Это говорит о том, что господствующими были полупустыни и сухие степи. Вероятно, берега озер и долины рек с незначительными остатками леса были заселены полевками *Clethrionomys* и цокорами *Prosiphneus*. Климат был сухой и теплый.

Наибольшее сходство фауна Малые Голы III обнаруживает с раздольинской фауной Алтая (Вангенгейм, Зажигин, 1972) и ногоайской

фауной Приазовья (Топачевский, 1965), которые датируются поздним вариантом таманского комплекса.

Фауна Малые Голы I—II и Малые Голы III позволяет относить ангинский аллювий к концу нижнего и к среднему эоплейстоцену схемы В. И. Громова и др. (1965) или к верхнему плиоцену схемы МСК. Этой датировке противоречит фауна крупных млекопитающих, собранная в том же карьере. Э. И. Равским (1964, 1972) в табачно-сером гравии слоя 9 (см. рис. 2), где найдена кость *Equus caballus* cf. *mosbachensis* Reich. (предварительное определение Э. А. Вангенгейм) Н. А. Логачев (1964) упоминает о находках костей *Dicerorhinus* cf. *mercki*, *Sinocastor* sp. в слое 7 (см. рис. 2). Далее в переотложенном состоянии в аллювии II (15 м) террасы Лены у дер. Басай обнаружен зуб *Palaeoloxodon* cf. *paladicus* Falc. et Gaut. (определение Л. Н. Иваньева), видимо, первоначально залегавшего среди ангинского аллювия. Учитывая тот факт, что кости крупных млекопитающих были найдены в единичных экземплярах и не всегда в коренном залегании, по мнению определившей их Э. А. Вангенгейм (устное сообщение) вопрос о точной палеонтологической датировке их нельзя считать решенным окончательно. По-видимому, следует опираться на датировку по мелким млекопитающим.

Никилей

Никилейский разрез (см. рис. 1, 2) расположен в 4—5 км к северу от с. Никилей, между 32-м и 33-м км тракта Качуг — Иркутск, на левом борту долины р. Манзурка, на высоте 30—40 м над поймой. По описанию О. М. Адаменко, карьером вскрыта верхняя часть разреза манзурского аллювия видимой мощностью 10—12 м. Внизу (6 м) залегают рыжеватые-серые наклоннослоистые галечники с прослоями светло-серых тонкозернистых песков. Верхние 3—5 м разреза — грубозернистые пески и гравий, хорошо окатанные и отсортированные, с характерной кошой слоистостью руслового типа. Изредка встречаются небольшие линзы глинистого гравия с примесью галечек мощностью до 5—10 см и протяженностью до 1—2 м. В двух таких линзах обнаружено 1750 костей мелких млекопитающих, из них 600 определимые: *Insectivora*: *Sorex* sp.; *Lagomorpha*: *Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia*: *Citellus* sp., *Sicista* sp., *Alactagulus* aff. *acontion* Pallas, *Alactagulus* aut *Pygerethmus*, *Plioscirtopoda* cf. *stepanovi* I. Crom. et Schev., *Cricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Ellobius* ex gr. *tancrei* Blasius, *Mimomys* aff. *coelodus* Kretzoi, *M.* ex gr. *newtoni* — *pusillus*, *M. intermedius* (Newton), *Villanyia* sp., *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Clethrionomys* sp., *Lagurus* (*Lagurodon*) cf. *praerannonicus* Topachevski, L. (*Lagurodon*) cf. *arankae* Kretzoi, *Allophaiomys* *pliocenicus* Kormos, *Microtus* (*Lasiopodomys*) aff. *brandtioides* Young, *M.* (*Pitymys*) ex gr. *hintoni* Kretzoi, *M.* sp., *Microtidae* gen. (без корней, без цемента), *Microtidae* gen. (без корней с цементом), *Prosiphneus* sp.

Никилейская фауна отличается от фауны более низких стратиграфических горизонтов сокращением относительного количества корнезубых полевок. Наиболее многочисленны по количеству остатков некорнезубые цементные полевки *Allophaiomys* и пеструшки подрода *Lagurodon*. Из списочного состава видно, что в фауне господствуют обитатели открытых пространств — степные и полупустынные относительно теплолюбивые виды. Немаловажной особенностью фауны является находка древней кустарниковой полевки *Pitymys*. По данным Фейфара (Fejfar, 1961), Гинтона (Hinton, 1926), Кретцоя (Kretzoi, 1959), *Pitymys hintoni* появляется в Европе в кромере (гюнц-миндель альпийской схемы) и широко

распространяется в более позднее время. То же можно сказать и о находке раннего представителя рода *Microtus* (*Lasiopodomys*) aff. *brandtioides* Young, которая отмечена М. А. Ербаевой (1970) в Забайкалье в среднем-верхнем эоплейстоцене. Этот вид описан Яном (Young, 1934) и Пеем (Pei, 1936) из верхнеэоплейстоценовых отложений Северного Китая. Ближайшим аналогом никилейской фауны мелких млекопитающих можно считать среднеэоплейстоценовую фауну из Раздолья (Адаменко, Зажигин, 1965). Подобное же сходство обнаруживает фауна Никилей с позднеатаманской фауной мелких млекопитающих из Ногайска (Топачевский, 1965), но в Никилее фауна мелких млекопитающих несколько обеднена в видовом отношении. Возраст фауны мелких млекопитающих из Никилея мы склонны считать среднеэоплейстоценовым. На это указывает нахождение остатков корнезубых полевок родов *Villanyia* и *Mimomys*, некорнезубых полевок *Allophaiomys*, пеструшек подрода *Lagurodon*, цокора *Prosiphneus*, единичных остатков некорнезубых полевок рода *Microtus*. Нижняя возрастная граница не может быть древнее среднего эоплейстоцена и определяется присутствием остатков пеструшек подрода *Lagurodon*, некорнезубых полевок *Allophaiomys* и *Microtus* с подродами *Pitymys* и *Lasiopodomys*. А остатки *Villanyia* sp., *Mimomys* aff. *coelodus*, *M. ex gr. newtoni* — *pusillus*, *Prosiphneus* sp. не позволяют считать фауну моложе среднего эоплейстоцена.

Таким образом, если близкую по составу фауну Европы и Сибири считать одновозрастной, то местонахождение Никилей надо относить к позднеатаманскому уровню развития фауны и датировать его второй половиной среднего эоплейстоцена по схеме В. И. Громова и др. (1965).

Аналогичная по составу, но несколько обедненная в количественном отношении фауна грызунов собрана нами в верхах манзурской свиты в карьерах у сел Качуг и Манзурка.

Качуг

У с. Качуг карьером на левом берегу Лены вскрыт останец 100—110-метровой (VI надпойменной) террасы, сложенной манзурским аллювием мощностью до 9—10 м (см. рис. 2), залегающим на цоколе из песчаников верхнего кембрия. Нижняя часть разреза представлена русловыми галечниками, содержащими единичные валуны, цвет пород — охристо-серый, мощность 5—6 м. Верхняя часть — это ленточное переслаивание желто-серых песков, супесей и гравийников мощностью до 4 м. В одной из линз песков этой части разреза на глубине 4—4,5 м от поверхности собрано 226 остатков грызунов, из них — 76 определимые: *Lagomorpha*: *Ochotona* sp.; *Rodentia*: *Citellus* sp., *Allactaga* sp., *Mimomys* cf. *intermedius*, *Clethrionomys* sp., *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Allophaiomys* *pliosaenicus* Kormos, *Prosiphneus* sp., *Microtidae* gen. (без корней, без цемента), *Microtidae* gen. (без корней с цементом).

Возраст фауны тот же, что и в Никилее.

Манзурка

Немногочисленные остатки ископаемых грызунов обнаружены в 1972 г. в карьере на южной окраине с. Манзурка (см. рис. 1). Здесь обнажаются (см. рис. 2) самые верхи манзурской свиты видимой мощностью до 12 м. На рыжевато-серых косослоистых русловых галечниках, содержащих редкие включения крупных валунов (до 1—2 м в поперечнике) кварцитов и гранитов, залегают пойменные супеси и суглинки

зеленовато-серого цвета с характерной ленточной слоистостью (мощность до 2 м). В одной из тонких (1—2 см) линзочек гравийных песков, залегающих под пойменными суглинками, собрано 92 остатка микротериофауны, из которых 42 оказались определимыми: *Lagomorpha*: *Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia*: *Citellus* sp., *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Allophaiomys* cf. *pliosaenicus* Kormos, *Prosiphneus* sp., *Microtidae* gen. (без корней с цементом), *Microtidae* gen. (без корней, без цемента).

Фауна Манзурки по возрасту близка фауне Никилея и является аналогом позднего варианта таманского комплекса Европы.

Рыково

Рыковский разрез аллювия ангинской свиты расположен на левом борту долины Анги на южной окраине с. Рыково (см. рис. 1). Здесь карьером вскрыто многократное чередование пачек русловых грубозернистых песков, гравия и галечников табачно-рыжего цвета (см. рис. 2). Среди русловых отложений четко обособляются маломощные (от 1—2 см до 1 м) и непротяженные (2—5 м) линзы старичных иловатых суглинков, содержащих растительный детрит и битые раковины моллюсков (в том числе — корбикул и унио). В одной из тонких линз на глубине 7 м обнаружена трубчатая кость крупной ископаемой лошади *Equus* sp. (определение Э. А. Вангенгейм). Эта форма имеет архаичные признаки, но является более прогрессивной, чем *Equus stenonis*. В своем заключении Э. А. Вангенгейм подчеркивает, что «...возможно, это будет новая форма. Необходим дополнительный материал. Относительно датировки пока трудно сказать что-либо. Вероятно, следует опираться на датировку по грызунам. Найденные (в ангинском аллювии — Р. А.) ранее остатки, отнесенные к *E. cf. mosbachensis* (Логачев и др., 1964; Равский, 1972), очевидно, принадлежат той же форме».

Фауна мелких млекопитающих, собранная в одной из линз на глубине 2,5—3 м от поверхности (см. рис. 2), принадлежит: *Lagomorpha*: *Leporinae* gen., *Ochotona* sp.; *Rodentia*: *Citellus* sp., *Cricetulus* sp., *Villanyia* sp., *Miomys* cf. *coelodus* Kretzoi, *M. cf. intermedius*, *Microtidae* gen. (с корнями без цемента), *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Allophaiomys* cf. *pliosaenicus* Kormos, *Microtidae* gen. (без корней с цементом).

По видовому составу и степени эволюционного развития эта фауна близка фауне мелких млекопитающих из местонахождений Никилей, Малые Голы III, Качуг, которые мы считаем сибирским вариантом поздне-таманского комплекса Восточной Европы.

Мыс

На южной окраине с. Мыс в 12—15-метровом уступе I надпойменной террасы р. Большая Анга, в дорожной выемке под 3-метровым слоем аллювиальных галечников вскрывается цоколь из отложений ангинской свиты видимой мощностью около 9 м. Ангинский аллювий представлен галечниками и щебнем табачно-бурого цвета с линзами мелкозернистых, часто иловатых песков, насыщенных растительным детритом и битыми раковинами моллюсков. Слоистость горизонтальная и косая. В верхней части ангинского аллювия на глубине 4 м от дневной поверхности собрана фауна грызунов *Miomys* cf. *pliosaenicus* F. Major, *M. reidi* Hinton, *Microtidae* gen. (с корнями и цементом), *Microtidae* gen. (без корней с цементом). Сборы незначительные — 11 изолированных зубов

хорошей сохранности темно-коричневого цвета, без следов окатывания. По малочисленным сборам грызунов судить о возрасте вмещающих отложений трудно. Но по присутствию 10 корнезубых полевок из 11 найденных, вероятно, можно сказать о возрасте не моложе среднего эоплейстоцена схемы В. И. Громова и др. (1965). До получения более полных данных из этого местонахождения мы относим фауну Мыс к сибирскому варианту таманского комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М., Зажигин В. С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст кочковской свиты Южной Кулунды.— В кн.: «Стратиграфич. знач. антропоген. фауны мелких млекопитающих». М., «Наука», 1965.
- Адаменко Р. С. Раннеэоплейстоценовая фауна грызунов Каменского местонахождения в Западной Сибири.— В сб.: «V конференция молодых научн. сотр. ИЗК СО АН СССР». Иркутск, 1971.
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауна мелких млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточно-европейскими.— В кн.: «Основн. пробл. геологии антропогена Евразии». М., «Наука», 1969.
- Вангенгейм Э. А., Зажигин В. С. Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница.— сб.: «Междунар. коллокви. по проблеме „Граница между неогеном и четвертичной системой“», П.—М., 1972.
- Вангенгейм Э. А., Жегалло В. И., Зажигин В. С. Этапы развития фауны млекопитающих позднего неогена и начала антропогена в Северной Азии.— Геол. и геофиз., № 6, 1972.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, сер. геол., № 17, 1948.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии. М., «Наука», 1965.
- Ербаева М. А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М., «Наука», 1970.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964.
- Моськина О. Д. Стратиграфия верхнего кайнозоя Восточного Казахстана по остаткам грызунов. Автореферат канд. дисс. Киев, 1973.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.
- Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В. Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 105. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Скорик А. Ф. Грызуны Тилигульской позднеплиоценовой фауны. Автореф. канд. дисс. Киев, 1973.
- Сухов В. П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М., «Наука», 1970.
- Топачевский В. А. Насекомоядные и грызуны Ногайской позднеплиоценовой фауны. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Топачевский В. А. Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Шевченко А. И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины.— В кн.: Стратиграфич. знач. антропоген. фауны мелких млекопитающих. М., «Наука», 1965.
- Fejfar O. Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnacka und Ivanovce (Slowakei), CSR. II.— Microtidae und Cricetidae inc. sed. Neues Jb. Min. Geol. Palaont., Bd. 112, 1, 1961.
- Hinton M. Monography of the Voles and Lemmings (Microtines) living and extinct, v. 1. London, 1926.
- Kretzoi M. Insectivoren, Nagetiere und Lagomorphen der jungstpliozänen Fauna von Csarnota im Villányer Gebirge (Südungarn).— Vertebrata Hung., T. 1, 2, 1959.
- Pei W. On the mammalian remains from locality 3 at Choukoutien.— Paleontol. sinica. Ser. C. 7, fasc. 5, 1936.
- Young C. On the Insectivora, Chiroptera, Rodentia and Primate other than Sinanthropus from locality 1 at Choukoutien.— Paleontol. sinica. Ser. C. 8, fasc. 3, 1934.

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

Р. Е. ГИТЕРМАН

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНАЯ ФЛОРА И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГИЙСКОЙ СУШИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В настоящее время геологическими и палеонтологическими исследованиями Северо-Востока СССР и Аляски выявлена материковая связь между Азией и Америкой, многократно возникавшая в холодные эпохи плейстоцена. В эти эпохи похолодание и относительное увеличение влажности обуславливали появление на Северо-Востоке ледников, развитие которых в связи с континентальным климатом было ограничено горными районами (Баранова, Бискэ и др., 1968).

Оледенения сопровождалось регрессиями Арктического бассейна, уровень которого временами понижался на 50—100 м по сравнению с современным (Hopkins, 1967, 1972), в результате чего превращалась в сушу значительная часть полярного шельфа, образуя материковый мост, Берингию, между северо-восточной Азией и Америкой. В понятие «Берингия» следует включать область, ограниченную на западе нижним течением р. Колыма, на востоке — горами Макензи, как это делает Б. А. Юрцев на основании анализа ареалов некоторых современных видов растений (Yurtsev, 1972). Исследованный нами район низовьев Колымы в плейстоцене представлял собой западную часть обширной Берингийской суши.

Решение вопросов о характере флоры, растительности и климата Западной Берингии основывается на палинологическом изучении осадков, формировавшихся в холодные эпохи плейстоцена, т. е. во время существования континентальной связи между Азией и Америкой. Результаты палинологических исследований фаунистически охарактеризованных разрезов нижнего, среднего и верхнего плейстоцена Колымской низменности показывают, что на территории Западной Берингии в это время были широко развиты перигляциальные ландшафты (Кац, Кац, Гитерман, Шер, 1970; Гитерман, 1973₁, 1973₂).

Следует, однако, подчеркнуть, что в применении к Северо-Востоку СССР в понятие «перигляциальная растительность» вкладывается иной смысл, чем в то же понятие для более западных районов с менее континентальным климатом, где в течение плейстоцена возникали и имели широкое развитие покровные оледенения. В. П. и М. П. Гричук (1960) на основании палинологического изучения разрезов времени оледенений Европейской части СССР и Западной Сибири приходят к выводу о том, что под перигляциальной растительностью нужно понимать растительность, располагавшуюся за границами ледниковых покровов и находившуюся под их непосредственным климатическим воздействием.

На Северо-Востоке СССР, как уже указывалось, размеры ледников и их распространение были ограничены из-за сильной континентальности климата в течение почти всего плейстоцена. Отсюда перигляциаль-

ную растительность здесь следует понимать не как растительность приледниковой зоны, а как сочетание своеобразных растительных сообществ, существующих в условиях сухого и холодного климата независимо от развития и размеров ледников. К тому же, если существование горно-долинных ледников в среднем и верхнем плейстоцене на Северо-Востоке СССР не вызывает сомнения у геологов, изучавших эти районы, то вопрос о нижнеплейстоценовом оледенении до сих пор еще не решен однозначно. Одни исследователи его полностью отрицают (Баранова, Бискэ, 1964; Баранова, Бискэ и др., 1968), другие высказывают противоположное мнение (Васковский, 1959; Ложкин, 1963).

Однако, как показывают палинологические данные, уже в нижнем плейстоцене, в условиях континентального климата были широко развиты перигляциальные ландшафты (Гитерман, 1973). Судя по их сложному ценотическому строю, нижний плейстоцен не был временем их первого возникновения. Видимо, они сложились уже в верхнем плиоцене.

В. П. и М. П. Гричук (1960) различают для территории Европейской части СССР и Западной Сибири в каждой ледниковой эпохе две климатические стадии:

1. Стадию криогигротическую, соответствующую первой половине ледниковой эпохи с климатом холодным и влажным.
2. Стадию криоксеротическую, соответствующую второй половине ледниковой эпохи с климатом холодным и сухим.

Этим двум климатическим стадиям соответствует и различный характер растительных ассоциаций: первой — более гигрофильный, второй — более ксерофильный.

Как показали проведенные нами палинологические исследования, преобладание в составе перигляциальных растительных ассоциаций Северо-Востока СССР травянистых и споровых растений и незначительное участие в них древесных пород и кустарников дают основание полагать, что климатические условия существования перигляциальной растительности были сходны с холодными, но сухими условиями криоксеротической стадии, соответствовавшей второй половине ледниковой эпохи, когда ледник находился в стадии деградации. По-видимому, первая, криогигротическая стадия в развитии растительности не получила на Северо-Востоке СССР достаточно отчетливого выражения.

Таким образом, возникновение перигляциальных ландшафтов на Северо-Востоке произошло не в связи с оледенениями, размеры которых были весьма ограничены, а с общим похолоданием климата и осушением полярного шельфа, что увеличивало почти вдвое площадь суши и усиливало континентальность климата (Марков, Величко, 1967).

Следствием своеобразия природных условий Северо-Востока СССР, заключавшегося в резко выраженной континентальности климата начиная уже с нижнего плейстоцена было развитие многолетней мерзлоты (Шер, 1971; Архангелов, 1973). В результате создавалось мозаичное сочетание местообитаний с различными микроклиматическими условиями: чередовались более увлажненные местообитания с более или менее дренированными и с местообитаниями с поверхностным засолением. Подобная микроклиматическая мозаика отразилась и на характере флоры и растительности перигляциальных ландшафтов. В результате — своеобразный флористический состав перигляциальных растительных ассоциаций, включавших экологически различные элементы флоры.

В составе перигляциальной флоры холодных эпох плейстоцена выделяется ряд экологических групп видов. Характеристика их весьма неполная из-за трудности родовых и видовых определений пыльцы в связи с ее крайне плохой сохранностью.

I группа — виды арктических тундр

Rumex arcticus Trautv.—щавель арктический. Специфический арктический сибирский вид. Распространен в сырых тундрах, на песчаных берегах морей¹.

Cochlearia arctica Schlecht.—ложечница арктическая. Современное распространение — арктические области Европы и Сибири. Растет на побережье морей, на незадернованных местах.

Armeria arctica (Cham) Wallr.—армерия арктическая. Современный ареал вида охватывает арктические области Европы и Сибири. Растет по сухим, лишайниковым и каменисто-щебнистым тундрам. Б. А. Юрцев отмечает этот вид в тундростепных сообществах Чукотки (Юрцев, 1972).

II группа — виды арктических тундр и альпийского пояса гор

Oxigia digyna (L.) Hill.—кисличник двухстолбчатый. Современный ареал — тундры и альпийский пояс гор Европы и Сибири.

Draba sp.—крупка. Аркто-альпийский род, обширный современный ареал которого охватывает также и Арктическую Сибирь. Растет в тундрах арктической зоны и альпийского пояса гор.

Saxifraga sp.—камнеломка. Аркто-альпийский род. На Северо-Востоке СССР несколько видов этого рода растут на щебнистых и каменистых склонах в зонах тундры, лесотундры и на гольцах.

Lycopodium alpinum L.—плаун альпийский. Современный ареал вида охватывает тундры и альпийский пояс гор Европы и Сибири. Растет по щебнистым мшистым тундрам в субальпийском и альпийском поясах гор.

Lycopodium appressum (Desv) Petr.—плаун прижатolistный. Современный ареал охватывает Европу и Сибирь. Растет в тундрах арктической и альпийской областей.

Lycopodium pungens La Pyl.—плаун колючий. Ареал этого вида охватывает арктические и альпийские тундры, лесотундры Европы, Сибири, Дальнего Востока.

III группа — бореальные виды

Betula exilis Susacz.—березка тощая. Современный ареал включает Восточную Сибирь и Дальний Восток. Растет в сырых хвойных лесах, лесотундровых редколесьях, на болотах, заболоченных лугах, образуя густые заросли (ерники).

Alnaster fruticosus (Rupr) Ldb.—ольховник кустарниковый. Современный ареал вида охватывает северные районы Европейской части СССР, Западной и Восточной Сибири. Растет в лесной зоне, лесотундре и в горах до верхней границы леса.

Pinus pumila (Pall) Rgl.—кедровый стланник. Современный ареал охватывает горы Восточной Сибири и Дальнего Востока. Растет в хвойных горных и предгорных лесах, образуя выше границы леса чистые насаждения.

Cerastium maximum L.—ясколка крупная. Современный ареал этого растения охватывает лесную и тундровую зоны Европы, Сибири, Дальнего Востока. Растет в зарослях кустарников, на лугах, по опушкам лесов.

¹ Современные ареалы видов и их экологическая характеристика даны по «Флоре СССР», тт. I—30.

Menyanthes trifoliata L.—вахта трилистная. Вид распространен по всей лесной зоне Северного полушария, заходит и в Арктику. Растет на моховых болотах, в стоячей воде.

Rubus chamaemorus L.—морозка приземистая. Современный ареал вида охватывает Европу, Сибирь, Дальний Восток. Растет на торфяных болотах, в моховых тундрах.

Selaginella sibirica (Milde) Hieron — плаунок сибирский. Современный ареал вида включает лесную и тундровую зоны Восточной Сибири и Дальнего Востока. Растет на незатененных скалах, осыпях, щебнистых склонах.

Selaginella sanguinolenta (Z) Spring — плаунок кровавокрасный. Современный ареал: Сибирь, Дальний Восток. Растет в трещинах скал, на каменистых и щебнистых склонах, на известняках. На территории Якутии встречен лишь в Алданском флористическом районе (Караваев, 1958).

Botrychium lunaria Sw.—гроздовник полулунный. Современный ареал: Европейская часть СССР, Западная и Восточная Сибирь, Дальний Восток. Растет во влажных лиственных лесах.

IV группа — степные виды

Eurotia ceratoides (L). С. А. М.—терескен серый. Вид имеет широкий современный ареал, охватывающий южные области Европы, Западной и Восточной Сибири, Среднюю Азию. Изолированные местонахождения этого растения отмечаются на территории Якутии в Центральном-Якутском флористическом районе (Караваев, 1958). Растет по степям, на каменистых, щебнистых и слабо засоленных почвах.

V группа — виды, растущие на засоленных субстратах

Suaeda corniculata (С. А. М.) Vge.—сведа рожконосная. Современный ареал вида охватывает Европейскую часть СССР, Западную и Восточную Сибирь (бассейны Лены и Колымы). Растет на мокрых прибрежных солончаках, на солонцеватых лугах.

VI группа — виды с более или менее широкой экологической амплитудой

Sanguisorba officinalis L.—кровохлебка лекарственная. Современный ареал охватывает Европу, Сибирь, Дальний Восток. Растет по лугам, луговым степям, опушкам лесов, берегам рек, окраинам болот.

Valeriana capitata Pall.—валериана головчатая. Растет на всей территории Якутии в сырых лесах, заболоченных ерниках, в тундрах арктической зоны и альпийского пояса гор, на болотах, на остепненных лугах.

Polemonium boreale Adams.—синюха северная. Современный ареал: арктическая Европа, арктическая Восточная Сибирь, Дальний Восток. В Якутии и на Северо-Востоке СССР растет в лесной и тундровой зоне на более или менее влажных местообитаниях.

Анализ ископаемых спорово-пыльцевых спектров плейстоценовых отложений Колымской низменности, сопоставление их с современными спорово-пыльцевыми спектрами Северо-Востока СССР (Васьковский, 1957), а также анализ флористического состава древесных пород, кустарников, травянистых и споровых растений позволяют, конечно, с известной долей условности, реконструировать растительность перигляциаль-

ных ландшафтов, господствовавших в западной части Берингской суши в различные отрезки плейстоцена.

Растительность эта была весьма своеобразной, не имеющей, видимо, аналогов в современном растительном покрове. Характерной чертой перигляциальной растительности Северо-Востока было почти полное безлесие и мозаичное сочетание различных по своей экологии растительных ассоциаций: мезофитных травянистых сообществ, тундростепных, возможно, степных ценозов, ассоциаций на поверхностно засоленных субстратах, а в наиболее благоприятных условиях местообитания — ассоциаций гипоарктического типа.

Хотя подобный состав растительных ассоциаций и сохранялся в перигляциальной обстановке в течение всего плейстоцена, все же удается наметить некоторые различия в характере перигляциальной растительности от нижнего к верхнему плейстоцену, указывающие на возрастающую континентальность климата. Это выражается в прогрессирующем сокращении, и без того незначительной, роли древесных пород и кустарников и более широком развитии безлесных тундровых, тундростепных и степных ассоциаций.

Если в составе перигляциальной растительности нижнего плейстоцена еще принимают участие ассоциации гипоарктического типа, то в растительности верхнего плейстоцена они почти полностью отсутствуют. Широкое распространение получают тундростепные и степные сообщества.

Интересно, что именно в отложениях верхнего плейстоцена найдены остатки степных животных, сайги, суслика (Шер, 1971). По мнению А. В. Шера, сайга расселялась в условиях холодного и сухого климата перигляциальной тундростепи, растениями которой она питалась. Остатки сайги отмечены также и в верхнеплейстоценовых отложениях Аляски.

По-видимому, отголосками перигляциальных ландшафтов плейстоцена Северо-Востока СССР являются сохранившиеся в современном растительном покрове Чукотки и низовьев Колымы и детально описанные Б. А. Юрцевым тундростепные и степные сообщества, включающие лугостепные, криофильностепные и аркто-альпийские элементы флоры (Юрцев, 1972).

Палинологические данные по плейстоценовым отложениям Аляски, представлявшей в плейстоцене восточную часть Берингской суши, также указывают на широкое развитие в холодные эпохи плейстоцена перигляциальных ландшафтов.

Хотя отложения нижнего плейстоцена Аляски и не охарактеризованы палинологически, но по известным сейчас из района Кейп Десит находкам нижнеплейстоценовой перигляциальной фауны можно судить о том, что животные в это время обитали в безлесных тундровых условиях (Guthrie a. Matthews, 1971). В осадках нижнего плейстоцена Аляски, как и в одновозрастных отложениях Колымской низменности, найдены следы многолетней мерзлоты.

Палинологические материалы, полученные при изучении среднеплейстоценовых, иллинойских, отложений, свидетельствуют о распространении в иллинойское время кустарниковых тундр, сменяющихся травянистыми тундрами. Отмечается большое участие в составе растительности степных ценозов (Colinvaux, 1964, 1967).

В верхнем плейстоцене, судя по палинологическим данным, значительные пространства были заняты растительными сообществами тундростепного типа в условиях сухого и холодного климата (Colinvaux, 1964, 1967).

Таким образом, сопоставление полученных палинологических материалов по западной и восточной частям Берингии дает основание говорить о развитии в холодные и сухие эпохи плейстоцена на всей обширной территории Берингийской суши своеобразных перигляциальных ландшафтов.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангелов А. А. Возраст и особенности подземного оледенения севера Колымской низменности. Автореферат диссертации на соиск. учен. степ. канд. географич. наук. МГУ, 1973.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. Северо-Восток СССР. М., «Наука», 1964.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Гончаров В. Ф., Кулькова И. А., Титков А. С. Кайнозой Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1968.
- Васьковский А. П. Спорово-пыльцевые спектры современных растительных сообществ Крайнего Северо-Востока СССР и их значение для восстановления четвертичной растительности. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 11. Магадан, 1957.
- Васьковский А. П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
- Гитерман Р. Е. О растительности перигляциального типа в районе низовьев р. Колымы в нижнем плейстоцене.— Палинология плейстоцена и плиоцена. Труды III МПК. М., «Наука», 1973а.
- Гитерман Р. Е. Растительность холодных эпох плейстоцена Колымской низменности в связи с проблемой ландшафтов Полярной Берингии. Тезисы доклада на Всесоюзном симпозиуме «Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое». Хабаровск, 1973б.
- Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР.— В сб. «Перигляциальные явления на территории СССР». Изд-во МГУ, 1960.
- Караваев М. Н. Конспект флоры Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Кац С. В., Кац Н. Я., Гитерман Р. Е., Шер А. В. О нижнеплейстоценовой флоре восточной части Приморской низменности.— В сб. «Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое». Л., Гидрометиздат, 1970.
- Ложкин А. В. История развития рельефа и возраст аллювиальных отложений бассейна рч. Промежуточного (система р. Индигирки).— В сб. «Формирование рельефа, рыхлых отложений и россыпей Северо-Востока СССР». Труды СВКНИИ, вып. 3. Магадан, 1963.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. III. Материки и океаны. М., «Недра», 1967.
- Флора СССР, т. I—30. М.
- Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., «Наука», 1971.
- Юрцев Б. А. Степные сообщества Чукотской тундры и проблема плейстоценовой «тундростепи».— Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Colinvaux P. A. The environment of the Bering Land Bridge.— Ecological Monographs, 34, 1964.
- Colinvaux P. A. Quaternary vegetational history of Arctic Alaska. In Bering Land Bridge.— Stanford Univ. Press., 1967.
- Guthrie R. D. and Matthews S. V. Jr. The Cape Deceit Fauna — early pleistocene Mammalian Assemblage from the Alaskan Arctic.— Quaternary Research, vol. 1, N 4, 1971.
- Hopkins D. M. The Bering Land Bridge.— Stanford Univ. Press, 1967.
- Hopkins D. M. The paleogeography and climatic history of Beringia during late cenozoic time.— Internord, 12, 1972.
- Yurtsev B. A. Phytogeography of Northeastern Asia and the problem of transberingian floristic interrelations. Floristics and Paleofloristics of Asia and Eastern North America. Edit. A. Graham 1972.

Х. А. АРСЛАНОВ, О. М. ЗНАМЕНСКАЯ, И. П. БАКАНОВА,

А. И. ЗУБКОВ, Е. А. СПИРИДОНОВА

РАННЕ- И СРЕДНЕВАЛДАЙСКИЕ МЕЖСТАДИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОКРЕСТНОСТЯХ ЛЕНИНГРАДА И ИХ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Межстадиальные отложения валдайского возраста изучались в окрестностях Ленинграда в пределах Приневской низменности. Основная поверхность Приневской низменности, выше литориновой террасы, представляет собой озерно-ледниковую террасированную равнину, расположенную в интервале высот от 11 до 24 м. На этой поверхности намечаются два уровня: 11—15 м и 18—24 м абс. высоты, обычно плавно переходящие друг в друга. Верхний уровень образует водораздел между Финским заливом и Ладожским озером, на котором выступают островные возвышенности (Колтушская, Всеволожская и др.). Изученные разрезы расположены в пределах указанных уровней и стратиграфически лежат выше морских мгинских осадков.

В связи с новой застройкой Ленинграда трестом ГРИИ выполнялся большой объем буровых работ, позволивший О. М. Знаменской изучить геологическое строение верхнего террасового уровня (18—24 м абс. высоты), в северном районе Ленинграда, известном под названием Гражданский проспект. Было установлено, что межморенная озерная толща имеет широкое распространение и выполняет плоскую депрессию в кровле подстилающей морены. Подобные межморенные осадки с растительным детритом были описаны К. К. Марковым (Герасимов и Марков, 1939), как межстадиальные отложения валдайского оледенения в районе Бугров, в Приневской низменности к северу от Ленинграда.

Морена, покрывающая озерные отложения в районе Гражданского проспекта и Бугров, к северо-западу уходит под Токсовские камы. Мощность межморенных слоев изменчива и обычно не превышает 20—25 м, причем подошва лежит, как правило, ниже уровня моря на 5—10 м. Кровля имеет очень неровную поверхность и часто размыта. В толще межморенных песков обнаружен не только растительный детрит, но и прослой автохтонного торфа. Заложенная О. М. Знаменской специальная скважина на Гражданском проспекте дала следующий разрез:

Глубина, м

1. Песок тонко- и мелкозернистый, пылеватый, слюдистый, светло-серый, с глубины 1,0 м ожелезненный	0,00— 2,40
2. Глина ленточная, светло-серого цвета	2,40— 3,25
3. Суглинок темно-серый, плотный с валунами кристаллических пород (морена)	3,25— 8,00
4. Песок тонкозернистый, пылеватый, слюдистый, светло-серый, с редкими растительными остатками, водонасыщенный, с глубины 10,00—11,50 м прослой алевроита	8,00—13,50
5. Алевроит плотный, серый с растительными остатками и распыленным виванитом	13,50—15,30
6. Песок мелкозернистый, серый, с тонкими прослойками торфа	15,30—15,70
7. Торф листоватый, темно-коричневый, сухой, плотный	15,70—15,90
8. Песок мелко- и среднезернистый, серый, хорошо отмытый, с редкими включениями растительного детрита, водонасыщенный	15,90—19,25
9. Гиттия глинистая, плотная, почти черная, с гнездами виванита	19,25—19,90
10. Глина ленточная, коричневатая-серая	19,90—22,60
11. Супесь голубовато-серая, пылеватая с прослоями ленточной глины и линзами валунного суглинка	22,60—24,00
12. Глина валунная, пластная, коричневая	24,00

Мощность морены по ближайшим скважинам около 10 м, ниже — кембрийские отложения.

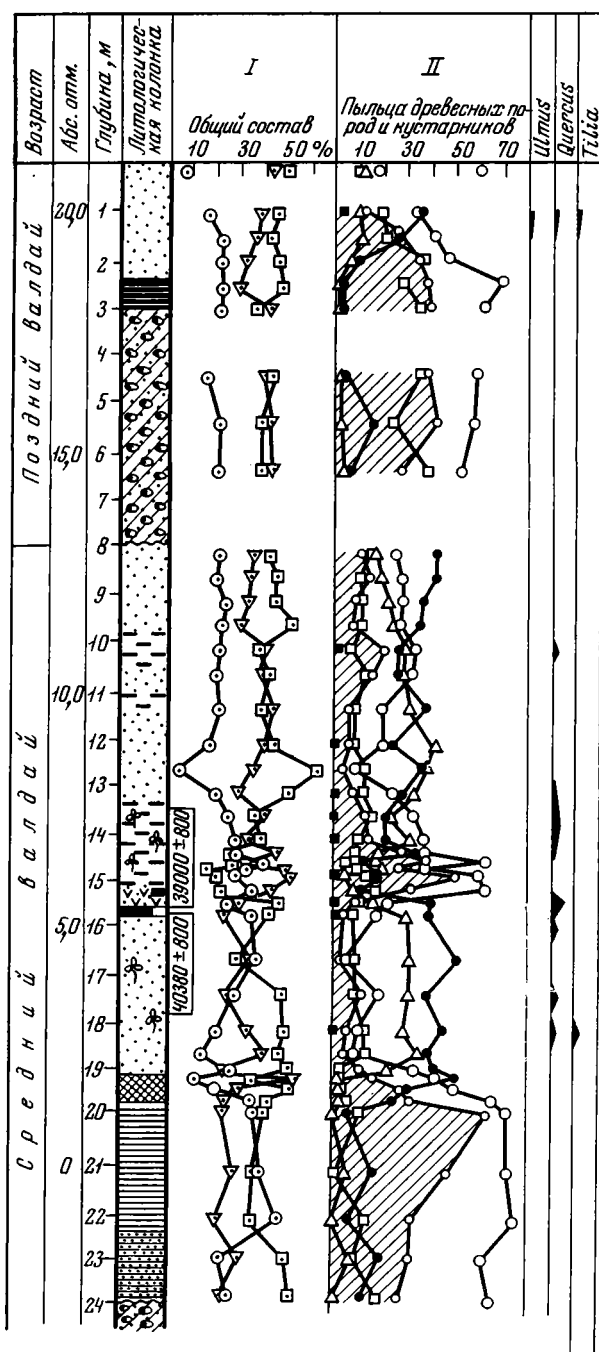
Пробы были отобраны на пыльцу и диатомовый анализ. По заключению диатомиста Р. Н. Джиноридзе, диатомовая флора (преимущественно обломки), обнаруженная только на глубине 14,0—15,35 м, имеет исключительно пресноводный и холодноводный характер: *Eunotia preagupta* Ehr., *Melosira arenaria* Moore, *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl., *Navicula amphybola* Cl., *Pinnularia viridis* var. *fallax* Cl., *P. lata* (Bril) w. sm., *Coscinodiscus* sp. *Pennatae*, что указывает на пресноводную природу холодного водоема. По данным Е. А. Спиридоновой, изучавшей споры и пыльцу (рис. 1) в межморенной толще, четко прослеживаются интервалы с господством пыльцы древесных пород (II, IV и VI спорово-пыльцевые комплексы), чередующиеся с недревесными комплексами (I, III, V). Подобная смена спектров спорово-пыльцевых комплексов характерна для средневалдайского интерстадиального комплекса, выделяемого на северо-западе Русской равнины (Спиридонова, 1970). Оптимумы межстадиала II, IV, VI характеризуются спектрами лесного типа, с преобладанием пыльцы ели (до 30—40%) и сосны (до 40—50%), единично и спорадически присутствует пыльца широколиственных пород, чаще дуба и липы хорошей сохранности, при постоянном участии карликовой березы и пыльцы осоки, полыни и маревых. Комплексы I, III, V характеризуют холодные климатические условия — субарктические и отчасти арктические. Для определения абсолютного возраста было отобрано два образца: первый — с глубины 15,40—15,50 м из заторфованного песка, второй — с глубины 15,70—15,90 м — торф сухой и плотный, аллохтонный. Образцы были определены в Лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ. Первый образец показал возраст $39\,000 \pm 800$ лет (ЛУ-63; нерастворимая в NaOH фракция), второй — $40\,380 \pm 800$ лет (ЛУ-22, растворимая в NaOH фракция). Обе датировки согласуются между собой, что делает эти даты наиболее достоверными. Интересно, что датировка торфа определяет конец первого потепления (зоны II), тогда как датировка заторфованного песка определяет начало похолодания зоны III. Климатический оптимум выражен в зоне IV.

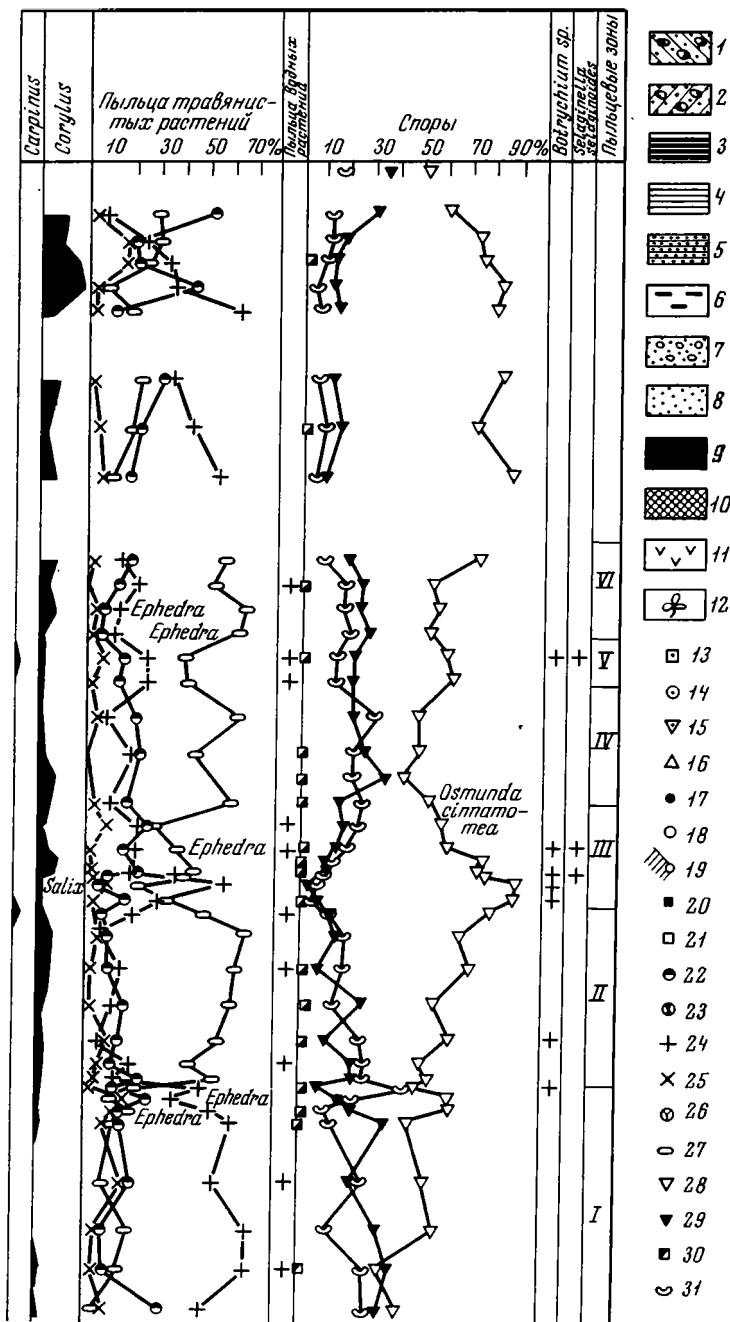
Второй разрез, располагающийся на более низком уровне Приневской низменности (11—15 м, абс. высоты), обнаружен Ленинградским трестом строительных изысканий близ Ивановских порогов на левом берегу Невы у впадения реки Святки. Рядом скважин вскрыта межморенная толща песка, супесей и глин с прослойками торфа, изученная И. П. Бакановой, Е. А. Спиридоновой и Е. С. Малясовой. Мощность этих отложений, залегающих на абсолютных высотах от 0 до 5—8 м, не превышает 6 м. Описание разреза приводится сверху вниз:

	Глубина, м
1. Насыпной слой	0,00—1,50
2. Суглинок песчанистый, темно-серый с галькой кристаллических пород	1,50—2,60
3. Переслаивание алевроита светло-бурого и супеси пылевой, слюдистой	2,60—3,80
4. Супесь тонкая, темно-серая, слюдистая, с прослойками (1,5—2,0 см) коричневого торфа	3,80—4,30
5. Песок мелкозернистый, серовато-бурый, слегка глинистый, на глубине 4,30—4,50 м с прослойками торфа (1—2 мм толщиной)	4,30—8,10
6. Супесь тонкая, темно-серая, местами черная (обогащение органикой)	8,10—9,20
7. Суглинок слабопесчанистый, серовато-бурый, плотный с неясной ленточной слоистостью	9,20—9,70
8. Глина пластичная буровато-коричневая, с прослойками и гнездами тонкозернистого песка, с точечными включениями органики	9,70—11,00
9. Глина песчанистая, коричневатобурая, плотная с гравием, галькой и валунами кристаллических пород. В основании обогащена кембрийской глиной	11,00—13,90

Рис. 1. Геологический разрез и спорово-пыльцевая диаграмма скв. 6 в г. Ленинград близ Гражданского проспекта. Материалы — О. М. Знаменской, анализы — С. А. Спиридоновой.

1 — морена-*ms*; 2 — морена-*vd*₁₋₂; 3 — ленточная глина; 4 — глина; 5 — супесь; 6 — алевроит; 7 — песок с гравием и галькой; 8 — песок; 9 — торф; 10 — гиттия; 11 — прослой торфа; 12 — растительные остатки; 13 — пыльца древесных пород; 14 — пыльца трав; 15 — споры; 16 — *Picea*; 17 — *Pinus*; 18 — *Betula alba*; 19 — *B. пана*; 20 — сумма широколиственных пород; 21 — *Alnus*; 22 — *Gramineae*; 23 — пыльца разнотравья; 24 — *Artemisia*; 25 — *Chenopodiaceae*; 26 — *Ericaceae*; 27 — *Cyperaceae*; 28 — *Bryales*; 29 — *Sphagnum*; 30 — *Licopodium*; 31 — *Polypodiaceae*. I — без выноса ольхи из общего состава пыльцы древесных пород; II — с выносом пыльцы ольхи.





В разрезах других скважин, расположенных на расстоянии нескольких десятков метров друг от друга, представлена та или иная часть межморенной толщи. Таким образом, буровые материалы показывают, что межморенные отложения имеют сплошное распространение на площади около 0,5 га и характеризуются двухъярусным строением, что согласуется и с палинологическими данными. Гумусированные глины, заключенные между нижней мореной и ленточными глинами (гл. 9,7—11,0 м), отлагались в озерных условиях в период умеренно-сурового климата (рис. 2). Верхний комплекс подморенных песчано-алевритовых осадков с прослоями торфа (3,8—9,2 м), имеющих аллювиальный генезис, образовался в более теплых климатических условиях. По палинологическим данным в оптимуме этого интервала (гл. 6,4—7,6 м) господствует пыльца ольхи и ели при довольно высоком для межстадиалов участии пыльцы широколиственных пород (до 6—7%). Следует также добавить, что почти в каждом образце этой фазы отмечаются споры *Osmunda cinnamomea* L. Все эти особенности сближают спорово-пыльцевые характеристики оптимума рассматриваемого межстадиала и межледниковья.

По-видимому, ископаемая пыльцевая флора оптимума межстадиала имеет значительное сходство с некоторыми фазами микулинского межледниковья, указывая тем самым на преемственность флор ранневалдайских межстадиалов с предшествующим межледниковьем. Однако кроме перечисленных теплолюбивых элементов в состав ископаемой флоры даже климатического оптимума входят и такие северные виды как *Betula nana* L., *Alnaster fruticosus* Ledeb., а из споровых *Sellaginella selaginoides* L. По-видимому, здесь проявляется определенная тенденция усиления роли гипоарктических элементов флоры, расцвет которых на северо-западе Русской равнины связан уже со временем валдайского оледенения. Межморенная толща изучалась на содержание в ней диатомовых водорослей. Е. М. Вишневской было опробовано более 10 образцов, равномерно отобранных в интервале глубин 9,0—4,0 м. На глубине 5,7—6,8 м встречены единичные пресноводные формы *Melosira italica* (Ehr) Kütz., *Eucocconeis onegensis* Wisl et Kolbe, *Stauroneis phoenicenteron* Ehr., *Navicula pupula* Kütz. Единичные формы морских диатомей (*Thalassiosira gravida* Cl., *Melosira sulcata* (Ehr) Kütz) определены только на глубине 7,2 м. Абсолютный возраст торфа конца межстадиала (зона V, глубина 3,8—4,3 м), определенного в Лаборатории геохронологии НИГЭИ ЛГУ, оказался старше 47 500 лет (ЛГУ-5).

Результаты исследования межстадиальных отложений в окрестностях Ленинграда сопоставлены с имеющимися материалами по стратиграфии и геохронологии верхнего плейстоцена Европейской части СССР, Западно-Сибирской низменности, Западной Европы и Северной Америки. Осадки, вскрытые у Ивановских порогов, принимая во внимание палинологическую характеристику и абсолютный возраст, видимо, синхронны отложениям карукюла в юго-западной Эстонии (Орвику и Пиррус, 1965), а также брёрупскому интерстадиалу в Нидерландах и Дании (Zagwijn, 1961; Andersen, 1961).

Межстадиальные осадки в районе Гражданского проспекта могут быть сопоставлены с каргинскими слоями Западно-Сибирской низменности (Кинд, 1973), интерстадиалом порт-толбот в Северной Америке (Dreimanis, 1972), пленигляциалом Западной Европы. Более точно слои торфа из разреза в районе Гражданского проспекта можно сопоставить со слоями хенгело в Нидерландах (Hammen van der T. et. al., 1967).

Межморенные отложения у Ивановских порогов сформировались в ранневалдайское время, когда ледниковый покров еще не достигал этой

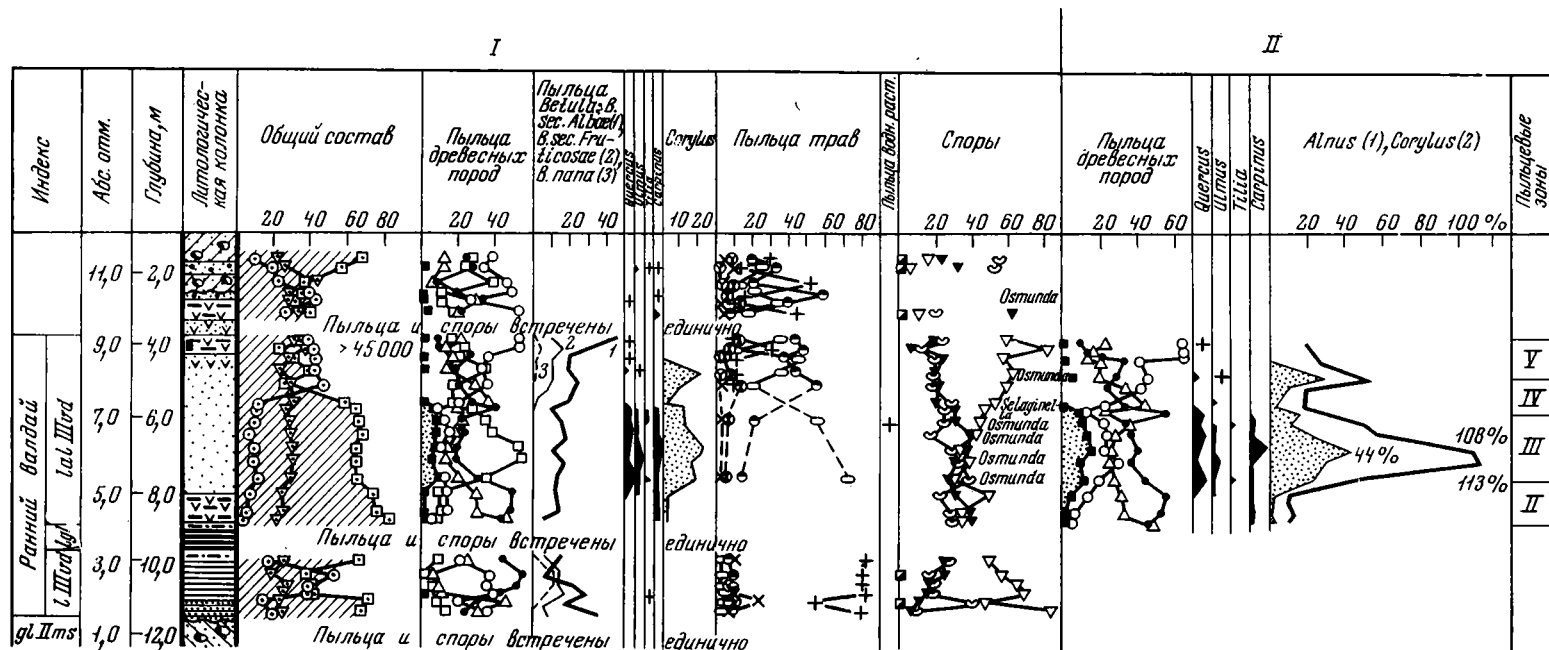


Рис. 2. Геологический разрез и спорово-пыльцевая диаграмма скважины 8, у Ивановских порогов на Неве. Материалы — И. П. Бакановой, анализы — Е. А. Спиридоновой.

Условные обозначения см. рис. 1.

территории. В последовавший затем период похолодания произошло, по-видимому, первое продвижение верхнеплейстоценового оледенения на Русскую равнину, оставившего морену под озерными слоями в районе Гражданского проспекта. Межморенные же отложения в этом районе образовались в период средневалдайского интерстадиального потепления, охватывающего большой и сложный отрезок времени с неоднократными потеплениями и похолоданиями. В периоды похолодания оледенение не достигало окрестностей Ленинграда. Вышеприведенные новые данные позволяют значительно уточнить стратиграфическую схему верхнего плейстоцена Русской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Труды ин-та географии, вып. 33. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Кинд Н. В. Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным. В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия. Палеонтология, том. 4. М., «Наука», 1973.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР).—В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965.
- Спиридонова Е. А. Палинологическая характеристика межстадиальных отложений валдайского оледенения на северо-западе Русской равнины и ее значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореферат на соискание ученой степени кандидата географ. наук, ЛГУ, 1970.
- Andersen S. Vegetation and its environment in Denmark in the early weichselian glacial (Last glacial).—Geological survey of Denmark, II ser, N 75, 1961.
- Dreimanis A., Karrow P. F. Glacial History of the Great Lakes St. Lawrence Region, the Classification of the Wisconsin (an) Stage, and its Correlatives.—Quaternary Geology. 24th International Geological Congress. Montreal, 1972.
- Hammen van der T., Maarleveld G. C., Vogel J., Zagwijn W. Stratigraphy climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands.—Geol. en mijnbouw., 46, N 3, 1967.
- Zagwijn W. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands.—Mededelingen van de Geolog. Stichting, Nieuwe serie 14, 1961.

А. М. МИКЛЯЕВ

О СВАЙНЫХ ПОСЕЛЕНИЯХ III—II ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ ДО Н. Э. В БАСSEЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ДВИНЫ

В 1962 г. Невельской (ныне Северо-Западная) археологической экспедицией Государственного Эрмитажа были открыты на юге Псковской области стоянки эпохи бронзы, а с 1963 г. стали известны и неолитические. Исследования памятников Усвятского археологического микрорайона (Микляев, 1969) позволили выделить три новые археологические культуры: усвятскую неолитическую, северо-белорусскую и узменьскую, относимые уже к эпохе бронзы (Микляев, 1972). Оказалось, что усвятская и северо-белорусская культуры (последняя — лишь на раннем этапе развития) представлены так называемыми «торфяниковыми стоянками».

«Торфяниковые стоянки» на территории лесной полосы СССР были известны и раньше и характер их представлялся достаточно различным. Так, А. Я. Брюсов, исследуя стоянку на р. Модлона в Вологодской об-

ласти, пришел к выводу, что там было неолитическое свайное поселение, устроенное на болоте (Брюсов, 1950). Он считал, что и на Горбуновском торфянике также было свайное поселение. В. М. Раушенбах, проанализировав материалы раскопок Б. Н. Эдинга на Горбуновском торфянике, пришла к выводу, что свайного поселения там не было — жилища устраивались на настилах-стлянях, уложенных поверх торфа (Раушенбах, 1958). Вывод В. М. Раушенбах представляется убедительным. Доказательство же А. Я. Брюсовым аналогичности модлонских и горбуновских построек в свете работы В. М. Раушенбах позволяет сомневаться в существовании на р. Модлона остатков свайного поселения. Если же А. Я. Брюсов прав, и там действительно было свайное поселение, то можно считать, что и на территории СССР в III—II тысячелетии до н. э. существовали «торфяниковые стоянки» всех трех основных типов, характерных по Г. Чайлду для Центральной Европы (G. Child, 1929). Это — поселения на настилах-стлянях, уложенных поверх торфа — Горбуново, Берендеево (Нейштадт и др., 1969) и Сарнате (Ванкина, 1970); свайные поселения на болотах — Модлона; и свайные поселения, устроенные в прибрежной части озер, о которых речь пойдет ниже.

В 1964—1967 гг. проводились раскопки памятника Усвяты IV на юге Псковской области (Микляев, 1971). С 1969 г. ведутся раскопки Наумовского поселения на Жижицком озере в той же области (см. сборники «Археологические открытия» за 1969—1972 гг.). На этом озере обнаружены следы еще одного свайного поселения в приустьевой части р. Ви́сечь и есть обнадеживающие сведения по урочищу Кривцово. Наконец, в 1972 г. на р. Сертея близ г. Велиж в Смоленской области обнаружено еще два памятника — Сертея I и II, планомерные раскопки которых начнутся в ближайшее время. Все перечисленные памятники — свайные поселения, существовавшие в прибрежной части озер. Остатки этих поселений находятся в слоях древних озерных отложений, перекрытых сейчас более или менее мощной торфяной толщей. В верхних культурных горизонтах этих памятников залегают остатки свайных построек северо-белорусской культуры, а в нижних — усвятской (рис. 1). Четкая стратиграфия памятников, относительно хорошая сохранность деревянных конструкций, а также методика, применяемая Северо-Западной экспедицией, позволяют не только разобраться в характере некогда существовавших сооружений, но и проследить этапы строительства в пределах одного культурного горизонта (Микляев, 1971).

Открытие и изучение четырех многослойных свайных поселений эпохи неолита и бронзы, наличие следов еще не меньшего числа поселений, а также сообщений, проверка которых может привести к новым открытиям, уже сейчас позволяет считать, что в бассейне верхнего течения Западной Двины в III—II тысячелетии до н. э. существовала своего рода «свайная цивилизация». Возникновение неолитических свайных сооружений в нижнем слое (Б) памятника Усвяты IV по данным комплексного метода датирования (Долуханов, Микляев, 1972) относится к середине III тысячелетия до н. э., но эту дату пока нельзя считать окончательной. Ранний этап северо-белорусской культуры датируется началом и первой половиной II тысячелетия до н. э. По имеющимся сейчас данным, после середины этого тысячелетия свайных поселений уже не возводили, и второй этап северо-белорусской культуры представлен стоянками обычного типа, устроенными на низких пойменных мысах, заливаемых в половодья.

Все известные сейчас в Верхнем Подвинье свайные поселения связаны с остаточными голоценовыми озерами, занимающими наиболее пониженные участки позднеледниковых водоемов, располагавшихся перед

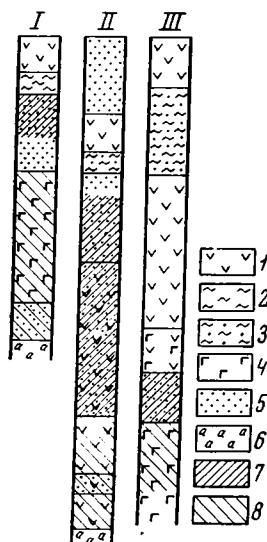


Рис. 1. Типичные разрезы поселений Усвяты IV (I), Наумово (II) и Сертея II (III).

1 — торф; 2 — глина; 3 — суглинок; 4 — сапропель; 5 — песок; 6 — алевроит; 7 — верхний культурный слой (А); 8 — нижний культурный слой (Б).

мореной вепсовской стадии валдайского оледенения (Долуханов, 1969). Согласно данным белорусских исследователей (Якушко, 1969), котловины озер такого типа были выработаны сравнительно поздно, но развитие их началось весьма рано и именно поэтому современные озера имеют все признаки старения. Напротив, озера моренных возвышенностей, котловины которых были выработаны рано, расконсервировались позже и имеют весьма молодой облик. На этих озерах памятники каменного века и бронзы отсутствуют — в силу каких-то причин они не привлекали в древности населения.

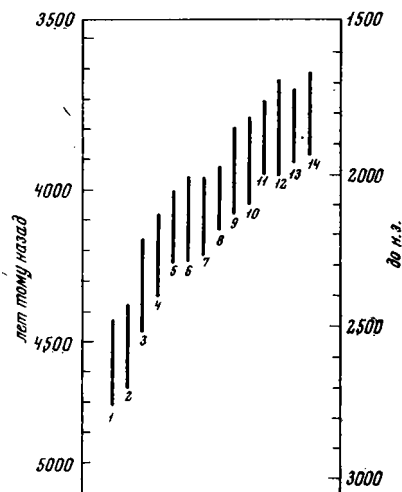
Озера пониженных участков имеют сложную историю развития — они пережили ряд трансгрессий и регрессий (Долуханов, 1969). Одна из наиболее ранних и мощных трансгрессий имела место около 5 тыс. лет назад (Долуханов, Микляев, 1969). По образцу из поселения Усвяты IV она датируется 4830 ± 80 (ТА-242) лет назад. По образцу из Наумовского поселения получена дата 4920 ± 50 (ЛЕ-1006) лет назад, характеризующая конец предшествующей регрессии. По-видимому, начало строительства свайных сооружений усвятской культуры совпадает с началом трансгрессии, хотя серия дат для первого этапа строительства сооружений в Усвятах указывает на более позднее время (Микляев, 1971). Это объясняется тем, что в Усвятах не удалось исследовать древнейшие сооружения — их остатки в настоящее время находятся прямо в озере на глубине около 1—1,5 м. Трансгрессия, о которой идет речь, была сложным явлением — прослеживается два ее пика, разделенных периодом стабилизации уровня водоемов. В Усвятах свайные сооружения первого этапа строительства возникли во время первого пика и существовали в период стабилизации, когда водоем превратился в замкнутое озеро эвтрофного типа (Долуханов, 1969). Начало следующего пика привело к появлению новых более высоких сооружений, смещенных по отношению ранее существовавших в связи с образованием новой береговой линии. Эти сооружения погибли во время пожара. Сооружения третьего этапа строительства существовали во время последующей регрессии, которая прослежена и во время раскопок Наумовского поселения, где она была датирована по радиоуглеродному методу 4030 ± 50 (ЛЕ-1007) лет назад, что согласуется с серией поздних усвятских дат (Микляев, 1971). В Наумове пока не раскопаны сооружения, синхронные ранним усвятским.

На смену этой регрессии пришла новая трансгрессия, следы которой зафиксированы и в Наумове, и в Усвятах. Эта трансгрессия привела к гибели неолитических свайных сооружений, верхнюю дату которых следует определять рубежом III—II тысячелетий до н. э. на основании комплексного метода датирования. В Наумове во время этой трансгрессии существуют свайные сооружения верхнего слоя, кремневый инвентарь и керамика которых носят следы генетического родства с инвентарем и керамикой усвятской культуры. Однако материалы этих сооруже-

ний в классификационном плане следует относить уже к раннему этапу северо-белорусской культуры, принадлежащей к кругу культур со шнуровой керамикой и боевыми топорами (Микляев, 1972). В Усвятах сооружения начала этой трансгрессии исследовать не удалось; там верхний культурный слой содержит инвентарь и керамику более позднего времени, поскольку свайные сооружения северо-белорусской культуры функционировали в самом конце трансгрессии. Однако говорить о перерыве в заселении пункта Усвяты IV нельзя — материалы, синхронные

Рис. 2. Радиоуглеродные датировки свайных поселений в бассейне Западной Двины (значения σ удвоены).

Нижние слои поселений (усвятская культура): 1—4, 6 — Усвяты IV; 5, 7 — Сертея II; 8 — Наумово. Верхние слои поселений (северо-белорусская культура): 9—13 — Наумово; 14 — Сертея II.



наумовским, были выявлены в некоторых шурфах, но сильная обводненность этого участка местности воспрепятствовала раскопкам. С другой стороны, на Наумовском поселении нет пока материалов, синхронных верхнему слою в Усвятах. Таким образом, материалы этих двух поселений взаимно дополняют друг друга, позволяя создать достаточно полную колонку относительной хронологии: нижний слой Усвяты IV, нижний слой в Наумове, верхний слой в Наумове и верхний слой Усвяты IV. Эта колонка опирается и на серию радиоуглеродных датировок — 14 определений абсолютного возраста, охватывающих почти тысячу лет (рис. 2).

Мощная трансгрессия около середины II тысячелетия до н. э. выводит из строя свайные сооружения северо-белорусской культуры. Во время последующей регрессии возникают стоянки позднего этапа северо-белорусской культуры на берегах озер. Это уже стоянки обычного типа; строительство свайных поселений прекращается навсегда. Сейчас нельзя сказать, что именно вызвало к жизни свайные поселения, как нельзя сказать и почему прекратилось их строительство.

Устройство свайных поселений в прибрежной полосе озер, расположенных на равнине перед вепсовской мореной, тесная связь их с историей озер, общность приемов строительства, каменного инвентаря и керамики — вот что объединяет эти памятники. В топографии же поселений общих черт пока не прослежено. Так, усвятские свайные сооружения располагались в озере у оконечности мыса, при впадении в озеро древней речки (Микляев, 1971). Сейчас, как уже говорилось выше, только часть сооружений перекрыта озерными отложениями и торфяной толщей; большая часть поселения, по-видимому, находится на дне озера. Наумовское поселение, напротив, располагалось в заливе древнего озера. По предварительным данным и все другие свайные поселения на Жижицком озере располагались в заливах, которые нынче заняты торфя-

никами. В Смоленской области р. Сертея выше деревни Рудня протекает через озеровидное расширение, ныне превратившееся в обширный торфяник. Поселение Сертея I расположено на выходе реки из этого расширения, а поселение Сертея II существовало на небольшом остаточном водоеме, берега которого были уже заторфованы. На картах прошлого века в этом месте указана речка — левый приток Сертея, которой сейчас уже нет.

Все известные сейчас в Верхнем Подвинье свайные поселения связаны с торфяниками. Учитывая, что часть свайных сооружений в Усвятах находится на дне современного озера, можно ожидать открытия памятников, расположенных на участках озер, не подвергшихся заболачиванию.

Свайные поселения эпохи неолита и бронзы, помимо Верхнего Подвинья, могут быть обнаружены на реках и озерах Верхнего Поднепровья и в Понеманье (Микляев, 1972). Кроме того, поскольку нашей экспедицией ни разу не была найдена керамика усвятской культуры за пределами свайных поселений, случайные находки такой керамики на р. Мста близ Вышнего Волочка возможно указывают на наличие и здесь свайных поселений. Среди черепков из раскопок А. Я. Брюсова на р. Модлона в 1945 г. есть несколько фрагментов сосудов, весьма близких усвятским. Из этого следует, что озера, расположенные перед краевыми образованиями вепсовской стадии оледенения, от границ с Польшей до Вологодской области включительно, могут быть перспективными для поисков свайных поселений эпохи неолита и бронзы.

ЛИТЕРАТУРА

- Брюсов А. Я. Свайное поселение на р. Модлоне. — Материалы и исследования по археологии СССР. № 20. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Ванкина Л. В. Торфяная стоянка Сарнате. Рига, 1970.
- Долуханов П. М. Палеогеография усвятских стоянок. — Археологический сборник Государственного Эрмитажа, вып. 11, 1969.
- Долуханов П. М., Микляев А. М. Палеогеография и абсолютная хронология стоянок каменного века и эпохи бронзы в бассейне Западной Двины. — В сб. «Голоцен». М., 1969.
- Долуханов П. М., Микляев А. М. К вопросу о датировке памятников каменного века и эпохи бронзы лесной полосы Европейской части СССР. — АСГЭ, вып. 14, 1972.
- Микляев А. М. Памятники Усвятского микрорайона. Псковская область. АСГЭ, вып. 11, 1969.
- Микляев А. М. Неолитическое свайное поселение на Усвятском озере. АСГЭ, вып. 13, 1971.
- Микляев А. М. О некоторых культурах III — II тысячелетия до н. э. на территории Северо-Запада СССР. — Сообщения Государственного Эрмитажа, вып. XXXV, 1972.
- Нейштадт М. И., Завельский Ф. С., Микляев А. М., Хотинский Н. А. Комплексы стоянок мезолита и неолита на болотах Берендеево и Ивановское в Ярославской области. В сб. «Голоцен». М., 1969.
- Раушенбах В. М. Деревянные сооружения Горбуновского торфяника. — Советская этнография, 1958, № 4.
- Якушко О. Ф. Основные этапы развития озер Северной Белоруссии в голоцене. — В сб. «Голоцен». М., 1969.
- Child G. Danubi in prehistory. Oxford, 1929.

Н. К. АНИСЮТКИН

НОВОЕ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ШИПОТ В ПРИДНЕСТРОВЬЕ

В 1971 г. палеолитическим отрядом Западно-Украинской археологической экспедиции Государственного Эрмитажа обнаружено в Хотинском районе Черновицкой области несколько новых местонахождений, три — из окрестностей с. Дарабаны (Анисюткин, 1972).

Ранее здесь были известны два пункта палеолитических находок. Первый, открытый в 20-х гг. Ч. Амброжевичем, находится в урочище «Замчиско», второй — «У мельниц» — найден в 1951 г. А. П. Чернышом (Черныш, 1959; Береговая, 1960). Они относятся к позднему палеолиту¹. Новые местонахождения обнаружены ниже по течению Днестра от с. Дарабаны. Два из них — Кишлянский яр 1 и 2 — датируются мустьерской эпохой. Шипот относится к позднему палеолиту и финальному мустье. Материалам последнего и посвящена данная статья.

Местонахождение Шипот (Дарабаны-карьер) расположено в 1,5 км от крайних домов села, на мысу (урочище «На валу»), который образован двумя глубокими оврагами с источниками. Ближний от села называется Рябым или Каплевским яром, второй — Шипот. Мыс, являющийся поверхностью IV (III?) надпойменной террасы, в значительной мере разрушен гравийным карьером, поэтому очень много находок встречено на поверхности. Здесь выявлены остатки трипольского поселения и кремневые изделия палеолита. Была проведена зачистка. Установлена такая стратиграфия (рис. 1).

1. Гумусовый горизонт современной почвы черного цвета (до 0,3 м); в нем залегает трипольский культурный слой (основное поселение расположено выше по склону).

2. Глина коричневато-бурая (до 0,25 м) с отдельными кремневыми изделиями позднего палеолита. Горизонт В голоценовой почвы.

3. Суглинок желтовато-серый (0,75 м) практически стерилен. Отдельные находки позднепалеолитического облика встречены лишь в самой его верхней части, на контакте со слоем 2.

4. Суглинок известковистый коричнево-бурый, более темный, чем вышележащий, комковатый, достаточно плотный (0,2 м). В нижней части слоя встречаются галька и гравий, а также полуокатанные обломки щебня; встречены сравнительно многочисленные каменные изделия, покрытые известковистым налетом, что типично только для предметов этого слоя.

5. Галечник — речной аллювий.

Из всех слоев хорошо сохранился лишь трипольский слой 1. Находки позднего палеолита в верхней части переотложены, а нижний слой также нарушен, но в меньшей степени. Фауна не обнаружена.

Находки из слоя 2 единичны и рассеяны по всей толще коричневой глины. Они патицированы и не имеют следов окатанности. Зачистка обнажения и подъемный материал дали небольшую, но выразительную коллекцию, включая нуклеусы, орудия и отходы производства.

К этому слою отнесены те предметы из подъемного материала, которые обнаружены на поверхности слоя 2 (также и слоя 3), обнаженного бульдозером. Кроме того, как показали материалы из раскопок, изделия этого слоя отличаются от предметов нижележащего тем, что на них нет известковистого налета.

¹ Основная масса находок относится к послепалеолитическому времени.

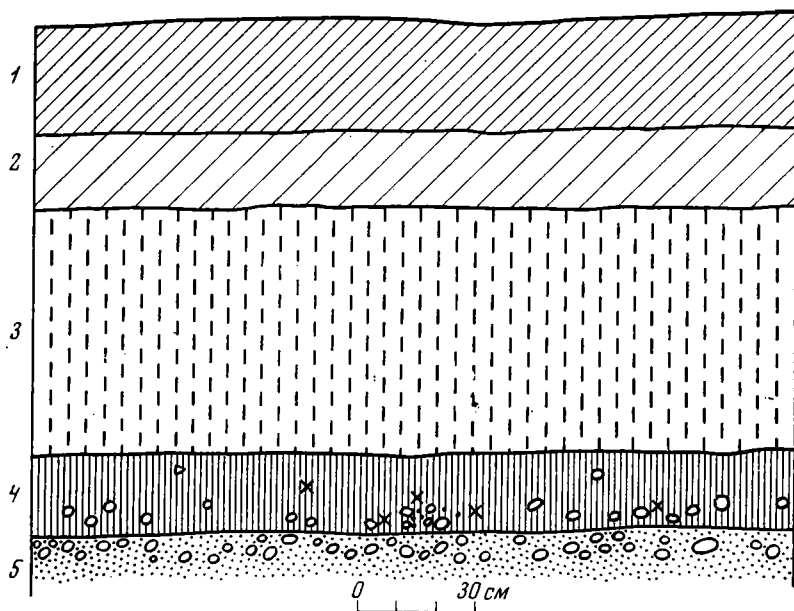


Рис. 1. Разрез местонахождения по зачистке 1971 г.

Объяснение цифр — в тексте. Крестами отмечены находки каменных орудий.

Нуклеусов всего два. Они имеют небольшие размеры и относятся к призматическим. Орудия представлены резцами бокового типа (2 экз.), пластинками с ретушью (4 экз.). Отходы производства немногочисленны (20 экз.), в их числе пластинки, отщепы и осколки.

В целом, материал может быть датирован концом позднего палеолита.

Нижний культурный слой претерпел явное перемещение, на что указывают отдельные полуокатанные каменные изделия. Однако оно, видимо, не всегда значительно. В слое обильны мелкие чешуйки, которые обычно легко уносятся водой. В каменном инвентаре налицо сочетание элементов позднего палеолита и мустье. Если объяснить все это смешением различных комплексов², то непонятно нахождение всего материала в едином слое, отделенном к тому же от вышележащего достаточно мощной стерильной прослойкой (максимальная мощность слоя 3 составляет 75 см; минимальная — 60 см), а также одинаковую сохранность поверхности кремневых изделий. Кроме того, все нуклеусы имеют мустьерский облик. Дополнительные исследования 1972 г. подтвердили мнение о залегании всех находок в одном слое. Участков нарушения нижнего слоя не обнаружено, а выше по склону, где могли быть такие зоны, находок в слое 4 не сделано. За 1971 и 1972 гг. вскрыто только 10 м², что связано с разрушением памятника карьером. В настоящее время почти все над-аллювиальные отложения, в которых залегают археологические находки, уничтожены. Сохраняется лишь поселение трипольского времени.

Из нижнего слоя происходит 107 предметов, изготовленных из кремня

² По мнению А. П. Черныша, который видел материалы лишь 1971 г., здесь имеет место смешение слоев. Аналогичное суждение, но в более осторожной форме принадлежит Г. В. Григорьевой. Иначе интерпретируют этот комплекс И. И. Коробков, Г. П. Григорьев, В. Н. Гладылин и М. И. Гладких. Все они отрицают смешанность слоев и расходятся лишь в датировке. В. М. Гладких, как первоначально и автор данной статьи, видел здесь древнейший поздний палеолит, остальные — мустье.

и единично из кварцитовидного песчаника. В коллекции имеется 10 нуклеусов, 34 орудия, 10 отщепов с ретушью и отходы производства (рис. 2).

Нуклеусы небольших размеров, почти все относятся к заключительной стадии расщепления. Представлены одноплощадочные нуклеусы (6 экз.), в их числе одно клетонское ядрище с попеременным скалыванием, 2 плоских с фасетированными площадками, 3 укороченных стинковского типа; остальные нуклеусы — дисковидные (1 экз.), двуплощадочные (1 экз.) и атипичные (2 экз.). С плоских одноплощадочных нуклеусов могли быть получены леваллуазские отщепы.

В качестве заготовок использовались мелкие отщепы, пластин немного. Около 85% сколов имели размеры менее 5 см. Самые крупные не превышали 7 см.

Техника леваллуа (в широком понимании) представлена достаточно слабо (12,5%), пластин всего 10 (13,7%), индекс подправленных площадок составляет 32,1%, фасетирования — около 18%. Много скошенных ударных площадок. Процент орудий относительно высок, что типично для всех памятников тайякского типа междуречья Днестра и Прута.

Скребла представлены однолезвийными боковыми с выпуклыми рабочими краями (2 экз.), поперечным (1 экз.) и с крутой ретушью (1 экз.). Все скребла обработаны небрежно и относятся к атипичным. Изделий с чешуйчатой, ступенчатой и субпараллельной ретушью нет совсем.

Скребки многочисленны и разнообразны, в их числе 2 на концах обломанных пластинок, 1 высокой формы («с рыльцем») и 2 атипичных на окатанных осколках. Из всех скребков только концевые не отличимы от позднепалеолитических, хотя и они встречаются в позднем мустье. Скребок высокой формы является комбинированным орудием. Кроме скребкового рабочего края имеется острое, выделенное двумя смежными выемками; также выемкой образован выступ, который переоформлен с нижней плоскости подтеской в долотовидное орудие. Перед нами клювовидное орудие, комбинированное со скребком. Из трех рабочих элементов наиболее хорошо выражены скребок и клювовидное острие³.

Резцы представлены 1 срединным и 1 поперечным. Единственная атипичная проколка сделана на мелком и толстом отщепе.

В коллекции имеются 2 типичных ножа с естественными обушками.

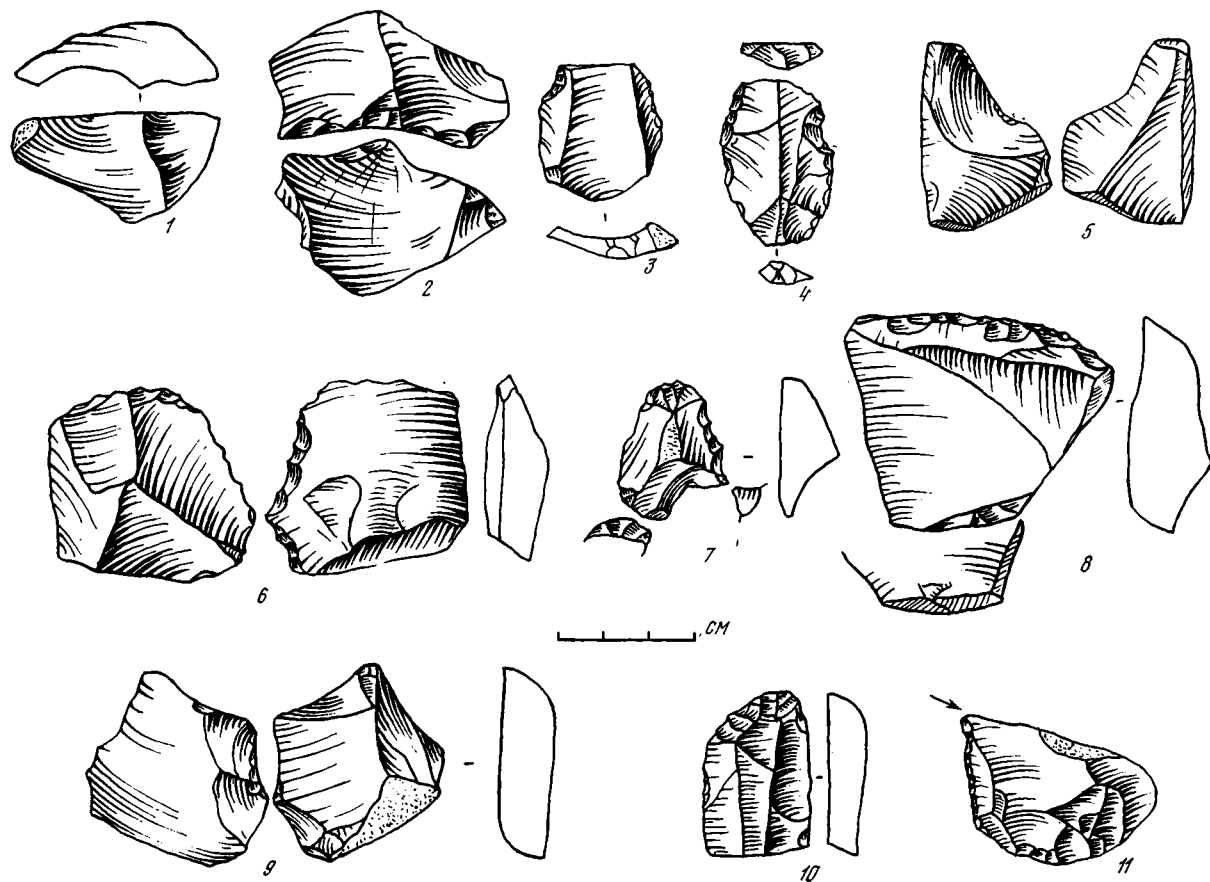
Господствуют выемчатые и зубчатые орудия. Первых — 7 экземпляров (2 клетонских и 5 простых), вторых — 11 (в их числе — 3 комбинированных орудия: у одного на площадке выделено лезвие скребка, а у второго поперечный конец усечен ретушью). Почти у всех зубчатых орудий края обработаны мелкой ретушью и только у одного часть выемок клетонские.

Одно орудие относится к ладьевидным. Его узкий рабочий край, напоминающий скребковидный, расположен на пересечении естественной грани осколка и выемки, что сближает данное изделие с клювовидными скребками верхнего и нижнего слоев стоянки Стинка I. Прилегающий к рабочему концу край обработан плоской ретушью, напоминающей отделку бифасов. Ладьевидные орудия широко представлены во всех тайякских памятниках междуречья Днестра и Прута; встречаются как в гротах (Выхватинцы, Старые Дуруиторы), так и на открытых стоянках. Ладьевидные скребки известны на этой территории в позднем палеолите.

³ Если исходить из предложенной нами типологии клювовидных орудий, то здесь речь идет о промежуточной форме между типами 1 и 2 группы клювовидных острий (Анисюткин, 1973, с. 230—231).

Рис. 2. Каменные орудия местонахождения Шипот. Пижинский слой.

1, 2 — нуклеусы (1 — стинковского типа, 2 — одноплощадочный «клектонского» типа); 3, 5 — выемчатые орудия (3 — на левалуазском отщепе, 5 — выемка клектонского типа). 4, 6 — зубчатые орудия (4 — с ретушью поперечного конца); 7, 10 — скребки (7 — комбинированное орудие нуклевидный скребок — клювовидное острое — долотовидное орудие, 10 — скребок на пластинке); 8 — поперечное скребло; 9 — ладьевидное орудие; 11 — поперечный резец.



Индустрия нижнего слоя местонахождения Шипот относится к нелеваллуазским и нефасетированным. Сопоставим главные показатели техники расщепления (по Ф. Борду) индустрии этого памятника и соседней хотинской группы памятников, находящейся всего в 10—12 км выше по течению Днестра (табл. 1).

Таблица 1

Техника расщепления индустрии

Стоянка	Показатель			Стоянка	Показатель		
	Левал-луа	Подправки	Пластины		Левал-луа	Подправки	Пласт-ины
Шипот	12,5%	32,1%	13,7%	Стинка I, нижний слой	3%	19%	6,2%
Стинка I, верхний слой	10%	25%	17,1%	Стинка II	5%	31%	5,1%
				Осыпка	1,5%	16%	3,2%

Сравнение показывает, что по всем трем показателям наиболее близок Шипоту верхний слой стоянки Стинка I. Если в первом случае незначительно преобладает леваллуазский показатель, то во втором — пластинчатый. Показатель подправки площадок всегда не превышает 35%, хотя из всех индексов он наименее стабилен. Заметно отличие двух верхних комплексов от остальных, что связано с более широким применением прогрессивной техники протопризматического скалывания, предвещающей призматическую технику позднего палеолита (Анисюткин, 1969).

Среди орудий абсолютно преобладают зубчато-выемчатые формы, скребла встречаются реже и обработаны небрежно, многочисленны скребки, включая типичные, проколки и резцы относительно редки. Эти общие признаки характеризуют зубчатое мустье с тайякской традицией, которое широко распространено в междуречье Днестра и Прута. Сопоставим памятники стинковской культуры, локального проявления зубчатого мустье с тайякской традицией, с комплексом нижнего слоя местонахождения Шипот. Для этого, учитывая недостаточность орудий данного местонахождения для их количественной характеристики, используем отдельные признаки и типы, наличие которых в той или иной коллекции отмечается крестом (табл. 2).

Таблица 2

Сопоставление памятников стинковской культуры и комплекса Шипот

Признак	Шипот	Стинка I		Осыпка
		верхний слой	нижний слой	
1. Укороченные по оси скалывания нуклеусы	+	+	+	+
2. Заготовки менее 50 мм более 70%	+	+	+	+
3. Усечение ретушью поперечных концов орудий	+	+	+	+
4. Наличие ладьевидных орудий	+	+	+	+
5. Наличие клювовидных орудий	+	+	+	+
6. Наличие листовидных острий	+	+	+	+
7. Наличие скребков на концах пластинок	+	+	+	+
8. «Клектонских» отщепов более 25%	+	+	+	+
9. Скребки на площадках	+	+	+	+

Из анализа таблицы следует, что комплекс Шипота имеет почти все те признаки, которые характерны для хотинской группы памятников стинковской культуры. Правда, можно указать на некоторые отличия. В Шипоте нет листовидных острий, а бифасы и клювовидные орудия единичны. Все это можно объяснить как спецификой памятника, так и малочисленностью орудий. Кроме того, клювовидные формы становятся редкими (6%) уже в верхнем слое Стинка I (Анисюткин, 1973). Поэтому, принимая во внимание совпадение большинства признаков, можно включить комплекс местонахождения Шипот в стинковскую культуру. Относительное обилие пластин, повышенный индекс левадлуа, наличие скребков на пластинах, а также почти полное отсутствие среди зубчатых орудий крупных выёмок «клектонского» типа дают основание отнести Шипот к позднему этапу развития стинковской культуры, который был представлен лишь верхним слоем Стинка I (Анисюткин, 1973).

Итак, каменный инвентарь нижнего слоя местонахождения Шипот образует, вместе с комплексом верхнего слоя Стинка I, группу памятников позднейшего мустье с тайякской традицией⁴, которое непосредственно предшествует позднему палеолиту, а может быть и открывает его. Облик древнейшего позднего палеолита Приднестровья, продолжающего линию развития стинковской культуры, сейчас остается еще неясным⁵. Однако памятники развитого позднего палеолита, найденные недавно в долине Днестра, сохраняют в виде отдельных пережитков элементы стинковской культуры (Григорьева, 1972), что красноречиво свидетельствует о дальнейшем развитии зубчатого мустье с тайякской традицией на территории Пруто-Днестровского междуречья.

В заключение следует подчеркнуть, что проблема генезиса позднего палеолита тесно связана с локальными вариантами мустьерской эпохи. Преемственность следует искать не в наличии абстрактных «архаичных» и «поздних» элементов, а в специфических чертах, отличающих ту или иную палеолитическую культуру от других.

ЛИТЕРАТУРА

- Анисюткин Н. К. Мустьерская стоянка Стинка на Среднем Днестре.— Археологический сборник: Гос. Эрмитажа, вып. I. Л., 1969.
- Анисюткин Н. К. Палеолитические памятники в Черновицкой области.— «Археологические открытия 1971 г.» М., 1972.
- Анисюткин Н. К. Орудия клювовидных форм в раннем и среднем палеолите.— Советская археология, № 1. М., 1973.
- Береговая Н. А. Палеолитические местонахождения СССР. МИА, № 81. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Григорьева Г. В. Позднепалеолитические наконечники среднего Днестра.— КСИА, вып. 131. М., «Наука», 1972.
- Кетрару Н. А. Памятники эпох палеолита и мезолита в Молдавии.— Археологическая карта Молдавской ССР, вып. I. Кишинев, 1973.
- Черныш А. П. Палеолит Среднего Приднестровья.— Труды Комиссии по изуч. четвертичного периода, т. IV. М., «Наука», 1959.

⁴ Сюда же следует включить комплекс из нижних горизонтов стоянки Бобулешты VI в Молдавии (Кетрару, 1973).

⁵ Памятником этой эпохи является, вероятно, местонахождение Климауцы I, открытое в молдавской части Приднестровья И. А. Борзьяком.

С. А. НЕСМЕЯНОВ, В. А. РАНОВ

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ НАИБОЛЕЕ МОЛОДЫХ ТЕРРАС СРЕДНЕЙ АЗИИ

Еще в 30-х годах наиболее молодые террасы Северо-Западного Тянь-Шаня были объединены Н. П. Васильковским и Ю. А. Скворцовым в сырдарьинский комплекс. Аналогичные стратиграфические комплексы обычно считаются голоценовыми и выделены теперь во всех регионах Средней Азии (Костенко, Тетюхин, Федоров, 1962). В долинах крупных рек указанные комплексы обычно двучленны, а в ряде случаев двучленным строением обладает и верхний подкомплекс. Это свидетельствует о возможности более дробного членения сырдарьинского горизонта сводной стратиграфической схемы Средней Азии (Несмеянов, 1971). В результате детальной геологической привязки появившихся в

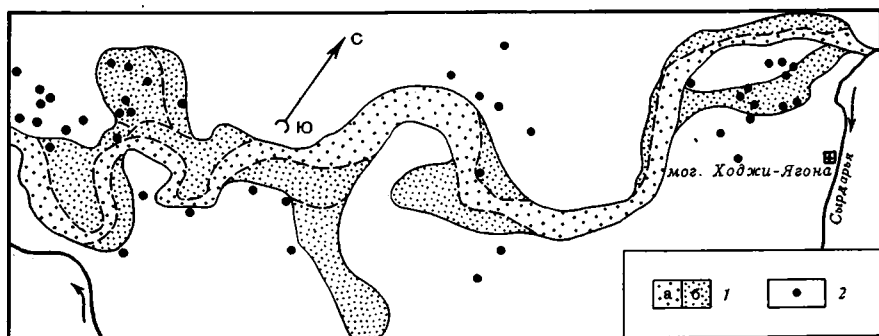


Рис. 1. Расположение на Кайраккумской равнине современного и отмершего русел Сырдарьи.

1 — отмершее русло: а — наиболее молодая протока; б — древние протоки; 2 — места поселений и рудоплавиных центров бронзового и раннего железного веков.

последнее время археологических материалов стала реальной датировка подразделений данного горизонта.

Молодая часть сырдарьинского горизонта названа ходжаягонинским подгоризонтом. В Западной Фергане к этому подгоризонту относятся расположенные на Кайраккумской равнине к западу от известного средневекового мавзолея Ходжа-Ягона древнее, уже отмершее, и современное русла Сырдарьи. По берегам русла, ныне оставленного рекой, зафиксированы поселения эпох развитой и поздней бронзы и раннего железа, т. е. существовавшие в интервале от середины II тысячелетия до V в. до н. э. (рис. 1). 2,5 тыс. лет назад жизнь здесь прекратилась в связи с отмиранием этого водотока (Литвинский, Несмеянов, 1962). Характерно, что за это время в современном русле сформировались 2—4-метровая терраса и более низкая ежегодно заливаемая пойма. Их датировка позволит детализировать стратиграфию самых молодых голоценовых образований.

Для установления возраста основания ходжаягонинского подгоризонта сведений недостаточно. Можно, в частности, принять, что с повышением тектонической активности, обусловившим усиление эрозии в начале ходжаягонинской эпохи, связано и повышение сейсмичности, которое вызвало обрушение сводов некоторых пещер и навесов. В располо-

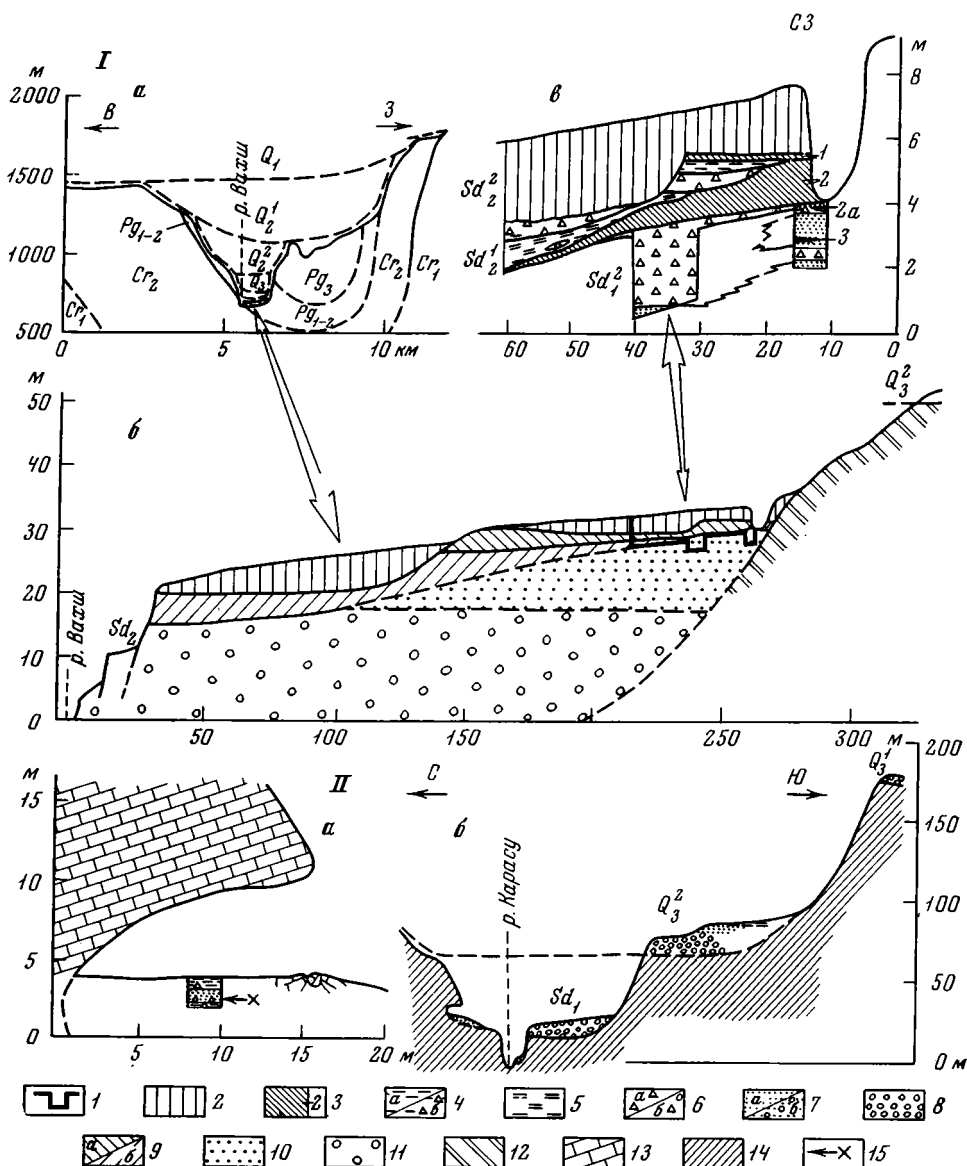


Рис. 2. Стоянки Туткаул и Ташкумыр.

I — Туткаул: а — строение долины р. Вахш в районе стоянки, б — строение туткаульской террасы, в — разрез раскопа; II — Ташкумыр: а — разрез грота, б — строение долины р. Карасу.

1 — контур туткаульского раскопа; 2 — суглинки, накопившиеся или существенно переработанные в историческое время; 3 — культурные слои Туткаула и их индексы; 4 — суглинок: а — однородный, б — со щебнем; 5 — глина зеленая; 6 — пролювиальные и селевые образования: а — щебнистые, б — щебнисто-галечные; 7 — пойменный аллювий: а — песок, б — песок с галькой; 8 — русловой галечник; 9 — позднесырдарьинская покровная толща туткаульской террасы: а — поздняя часть (до 6 тыс. лет назад), б — ранняя часть (6–8 тыс. лет назад); 10 — пойменный аллювий туткаульской террасы, преимущественно песчаный, частично замещен пролювиальным или селевым щебнем; 11 — русловой аллювий туткаульской террасы, преимущественно галечный, также частично замещен щебнем; 12 — палеогеновые отложения; 13 — палеозойские известняки; 14 — палеозойские отложения нерасчлененные; 15 — положение мезолитических изделий в разрезе шурфа в гроте Ташкумыр.

женном южнее Шахристана навесе Ак-Танги, где вскрыт ряд культурных слоев, глыбы крупного обвала свода отвечают интервалу в 6—8 тыс. лет назад (Литвинский, Ранов, 1964). Интересно, что Н. Ф. Федин (1955) определил возраст II террасы р. Сырдарьи у пос. Чардара в 5—6 тыс. лет назад.

Для датировки древней части сырдарьинского горизонта большое значение имеют многослойная террасовая стоянка Туткаул и пещерная стоянка Ташкумыр (рис. 2); археологическое изучение их проводил В. А. Ранов, геологическое — С. А. Несмеянов. Исключительное значение первого из указанных памятников позволяет назвать туткаульским подгоризонтом древнюю часть сырдарьинского горизонта.

Стоянка *Туткаул* расположена на левом берегу р. Вахш у входа в Пулисангинское ущелье. Большая часть культурных слоев связана с покровной толщей раннесырдарьинской (раннеамударьинской по местной схеме) террасы (см. рис. 2, *1а, б*). Эта покровная толща представлена в основном светло-палевыми пролювиально-делювиальными суглинками с линзами известнякового щебня пролювиального или чаще селевого генезиса. Пролувиальный и селевой материал подавался из небольшого сая Обиосиё, расположенного южнее стоянки.

Помимо более молодых археологических горизонтов здесь встречено два мезолитических слоя (см. рис. 2, *1в*). Верхний из них (слой 2а) — переотложенный. Он включен в щебнисто-галечную линзу мощностью 0,6 м, подстилающую культурный горизонт неолита (слой 2). Мезолитические орудия (всего более 2000) встречены преимущественно в юго-западной части линзы на площади в 48 м² и приурочены к местам скопления мелкой гальки.

Щебнистый галечник с археологическими находками в сторону Вахша фациально замещается явно селевым щебнем. По-видимому, в щебнистый селевой поток был вовлечен блок саяевой террасы Обиосиё, к которой была приурочена мезолитическая стоянка. Значительная концентрация изделий и аллювиальной гальки свидетельствует о небольшой дальности переноса этого отторженного блока. Последний скорее всего располагался у устья сая и был «оттолкнут» в сторону селем. Если бы этот фрагмент террасы находился далеко в саяе, селя сильнее бы его ассимилировал и переотложил ближе к осевой линии сая. Интересно, что в Южной Фергане имеется позднелеолитическая стоянка Ходжа-Гор, весьма близкая по характеру формирования отложений, содержащих археологический материал (Несмеянов, Ранов, 1964).

Возраст основания неолитического горизонта 2 определяется радиоуглеродной датой 8040 ± 170 лет (ЛЕ=772). На основании типологии орудий мезолит слоя 2а датируется VII тысячелетием до н. э. (Ранов, Коробкова, 1971).

Главными в индустрии слоя 2а Туткаула являются два типа орудий: сегменты и острия «туткаульского типа» — своеобразные острия с полностью или частично затупленной спинкой, обычно изогнутой, реже прямой¹. Острия изготовлялись из кремня или яшмовидных пород. В первом случае они тоньше и изящнее. Размеры острий от 3 до 5,5 см. Встречаются экземпляры как с узкой, так и с широкой спинкой (рис. 3, 1—6). В Туткауле эти орудия связаны только с горизонтом 2а.

Острия «туткаульского типа» генетически восходят, очевидно, к остриям шательперрон и граветт. Похожие изделия имеют чрезвычайно

¹ Это наименование в данном случае имеет собирательный характер, т. к. среди острий Туткаула имеются различные формы. Вводя его, мы старались подчеркнуть, что именно в Туткауле острия с затупленной спинкой встречаются более часто, чем в других памятниках Средней Азии.

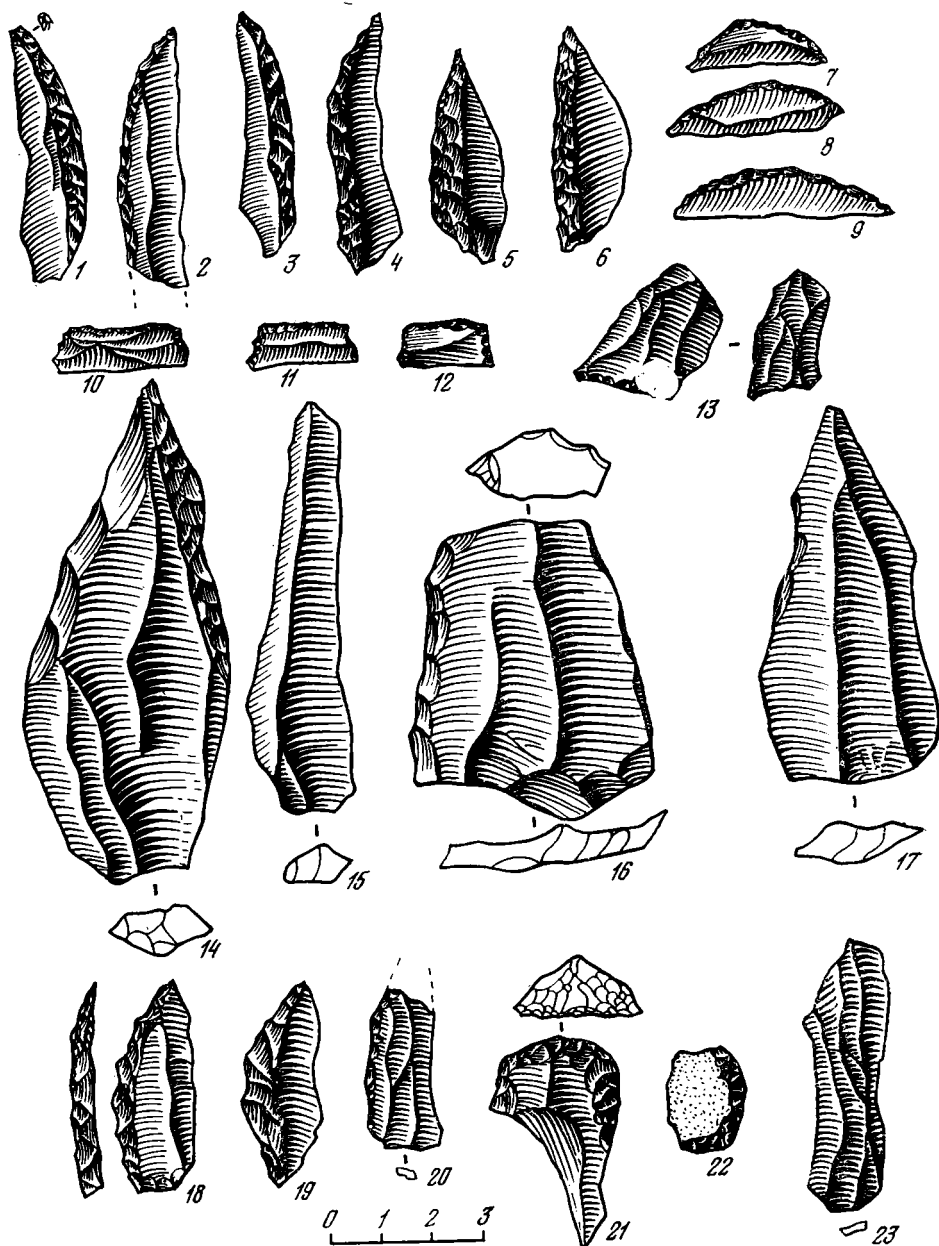


Рис. 3. Каменные орудия из мезолитических стоянок Средней Азии.

1—9, 14—17 — Туткаул, слой 2а; 10—13 — Туткаул, слой 3; 18—23 — Ташкумыр.

большое распространение в различных культурах заключительных этапов позднего палеолита и мезолита (ср. Brézillon, 1968). Отдельные экземпляры встречаются и позже, вплоть до начала неолита (Коробкова, 1969), но значительное количество их свойственно раннему мезолиту.

Сегменты двух типов: 1) укороченные 2,0—2,5 см, обычно с толстой,

грубообработанной спинкой, высокие и 2) низкие, удлинённые на тонких сечениях пластин, длиной до 4,2—4,3 см (рис. 3, 7—9).

Инвентарь горизонта 2а, в основном, датировался по наличию сегментов. Следует, однако, заметить, что сегменты на Ближнем Востоке появляются значительно раньше, чем на западе Туркмении. Они известны и в нижнем натуге и даже ранее, еще в позднепалеолитическом слое Зарзи, т. е. в X—VIII тысячелетиях до н. э. (Watson, 1967).

Мы специально остановились на этом моменте, потому что в описываемом инвентаре имеется группа находок, заставляющая резервировать вероятность и более древнего возраста горизонта 2а.

Другую часть инвентаря горизонта 2а представляют крупные пластины, иногда напоминающие мустьерские, «эпилеваллуазские» площадочные нуклеусы, призматические пластины крупного формата, а также пластины с утолщенным краем. Последние служили для изготовления острий «туткаульского типа» или несли функцию орудий с «обушком» (рис. 3, 14—17). Орудия всех этих типов очень сходны с материалами из палеолитической стоянки Шугноу (особенно горизонт 2а).

Следовательно, в интервале мезолитического горизонта 2а Туткаула наблюдается несколько необычное проявление «пережиточно-граветтийских» приемов затупливания края орудий, выраженное в существовании сегментов и острий «туткаульского типа», а также традиционно мезолитическая техника изготовления выемчатых орудий с шипами и других форм, обработанных с одной стороны и не свойственных для запада Средней Азии и Ближнего Востока площадочных нуклеусов и заготовок мустьерского облика, крупных призматических пластин и орудий из них.

Если это не механическое смешивание разных комплексов, вполне возможное при данных условиях образования щебенчато-галечниковой линзы, включающей орудия, то мы здесь имеем специфическую культуру мезолитического времени, которая, как это показывают раскопки в Шугноу (Ранов, 1971), могла возникнуть автохтонно из позднепалеолитических культур.

Второй мезолитический слой — слой 3 мощностью до 5 см — зафиксирован на площади всего 30 м². Он приурочен к прослою красноватой глины среди серого песка. Однородность, сортированность и горизонтальная слоистость последнего сближают его с пойменным аллювием Вахша. В современном пойменном песке здесь также присутствуют прослои красноватой глины, накапливающейся преимущественно в летние сезоны.

Песок, включающий культурный слой, переслаивается и фациально замещается известняковым щебнем. Очевидно, селевые потоки были достаточно интенсивны и в период накопления пойменного аллювия туткаульской террасы.

Археологическая дата устанавливается на основании общих аналогий. Для инвентаря слоя 3, исключительно кремневого, наиболее характерны два типа орудий: низкие трапеции прямоугольных очертаний, обработанные крутой затупливающей ретушью с трех сторон, и скребки на сечениях пластин или отщепов с крутым, хорошо обработанным лезвием (рис. 3, 10—12). Еще более важны для датировки нуклеусы-скребки (рис. 3, 13). Ни для верхнего мезолитического горизонта Туткаула 2а, ни для мезолитических слоев западнотуркменских пещер подобные орудия не характерны. Эти орудия в больших сериях встречаются в Самаркандской стоянке, горизонте 1 Шугноу и на заключительных этапах (фаза V) позднего палеолита Ближнего Востока (Neuville, 1951).

Существование в инвентаре Туткаула низких прямоугольных трапеций², чрезвычайно близких к ранненатуфийским, и наличие нуклеусов-скребков — свидетельство раннего в рамках мезолита возраста слоя 3. Примерная допустимая дата может быть определена X—XI тысячелетием до н. э.

Грот Ташкумыр находится в Узурахматском отроге Атойнакского хребта на левобережье р. Карасу. В 0,5 км ниже грота река впадает справа в р. Нарын. В районе грота долина р. Карасу асимметрична. Современное русло смещено к левому борту долины, а широкие цокольные террасы развиты на правом ее борту (см. рис. 2, II). Грот расположен в пределах раннесырдарьинского вреза, а выполняющие его осадки, которые вскрыты шурфом глубиной 1,9 м, коррелируются с верхними частями аккумулятивного чехла террасы, параллелизуемой с туткаульской террасой. Бровка последней имеет высоту около 25 м над руслом Карасу. Здесь палеозойский цоколь перекрыт валунно-галечниковым русловым аллювием мощностью 3—5 м. Вышележащие песчаные осадки пойменного аллювия у бровки этой террасы не сохранились. Однако именно они слагают среднюю часть толщи осадков, вскрытой шурфом в гроте. Это — серый полимиктовый песок мощностью до 0,8 м. Нижние его 0,2 м более темные, включающие прослой глины и мелкую гальку, содержат более 20 мезолитических изделий и обломки костей. Песок налегает на комковатую щебнистую пещерную глину и перекрывается суглинком, в нижней части дресвяным.

Таким образом, мезолитические изделия грота Ташкумыр связаны с пойменным аллювием туткаульской (раннесырдарьинской) террасы.

Здесь среди находок имеется несколько концевых и округлых скребков (рис. 3, 21—22), довольно широкие пластинки, сколотые с призматических нуклеусов (рис. 3, 23). Очень важны для датировки слоя острия «туткаульского типа» — с изогнутой спинкой, тщательно ретушированной затупливающей ретушью (рис. 3, 18—20).

Поскольку орудий геометрических форм здесь нет, а концевой скребков и округлые скребочки, найденные в гроте, имеют аналогии в коллекции из Ходжа-Гора (Окладников, 1959), можно было бы отнести этот материал к концу позднего палеолита. Однако наличие острий «туткаульского типа», присутствующих как мы видели, в горизонте 2а Туткаула вместе с сегментами развитого облика, указывает скорее на мезолитический, чем палеолитический возраст памятника.

В пользу мезолитического возраста Ташкумыра говорит и то обстоятельство, что находки в Ташкумыре, несмотря на отдельные элементы сходства, выглядят архаичнее раннего неолита Центральной Ферганы (Коробкова, 1969).

Поэтому верхней датой можно считать VII—VIII тысячелетие до н. э., тогда как нижняя возможная возрастная граница может быть гипотетически опущена вплоть до X—XI тысячелетия.

Заметим кстати, что будущие раскопки грота Ташкумыр, возможно, приведут к объяснению происхождения центральноферганского неолита, который мог развиваться автохтонно из памятников типа нижних слоев Ак-Танги и грота Ташкумыр.

Таким образом, пойменный аллювий туткаульской террасы в обоих случаях начал формироваться не позднее 12—13 тыс. лет назад.

Учитывая фациальные взаимоотношения селевого щебня, подстилаю-

² Недавно против этого типологического определения выступила группа французских исследователей, которая считает, что вытянутые формы нельзя считать трапециями, а следует называть двоякоусеченными пластинками (Barriere et coll., 1969).

щего культурный горизонт 2 Туткаула, с аллювиальным песком туткаульской террасы, можно предположить, что дата рубежа между туткаульским и ходжаягонинским подгоризонтами близка к 8 тыс. лет назад. Эта дата отвечает нижнему возрастному рубежу обвала кровли в навесе Ак-Таньга. Кстати, в районе Туткаула, по данным А. Юсупова, остатки крупных обвалов приурочены на стоянке Сай Саёд к подошве культурного горизонта, аналогичного горизонту Туткаула, а в навесе Кумтепа, по-видимому, они лежат непосредственно выше аналогов культурного слоя 2а. Соответственно продолжительность древней стадии ходжаягонинского подэтапа близка к 5 тыс. лет, а поздней его стадии — 2,5 тыс. лет.

Продолжительность заключительной стадии туткаульского подэтапа, когда накапливался пойменный аллювий соответствующей террасы, также достигает 5 тыс. лет. Вероятно, близкий интервал времени был необходим и для формирования эрозионного вреза и грубого руслового аллювия туткаульской террасы. Это заставляет существенно понизить возрастной рубеж начала сырдарьинского этапа. Такое снижение оправдывается принадлежностью сырдарьинскому горизонту залегающих в покровной толще позднеголодностепской террасы наиболее молодых слоев Самаркандской позднепалеолитической стоянки, возраст которых не может быть моложе 15 тыс. лет назад (Ранов, 1969).

Следовательно, начало сырдарьинского этапа имеет возраст, вероятно, не менее 16 тыс. лет назад, а сам этап по своему объему существенно отличается от традиционного понимания голоцена. При этом следует отметить определенную тенденцию к значительному одревнению нижней границы голоцена. Наиболее ярко она проявилась у исследователей гляциальной и перигляциальной областей Севера Европы. Так, В. К. Гуделис (1961) связывает эту границу с началом отступления ледника от краевых образований померанской стадии. Последняя, так же как и начало сырдарьинского этапа, имеет возраст около 15—16 тыс. лет назад (Серебрянный, 1965; Чеботарева, Вигдорчик, Гричук, Фаустова, 1965). Близкий объем голоцена принимают и некоторые другие исследователи (см. например, Хотинский, Демирц, Маркова, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

- Гуделис В. К. К вопросу о проведении стратиграфической границы плейстоцен-голоцен на территории последнего оледенения.— Мат-лы Всесоюзного совещания по изуч. четвертичного периода, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Коробкова Г. Ф. Орудия труда и хозяйство неолитических племен Средней Азии.— Мат-лы и исследования по археологии СССР, № 158. Л., «Наука», 1969.
- Костенко Н. Н., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 27. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Литвинский Б. А., Несмеянов С. А. У древних берегов Сыр-Дарьи.— Природа, № 10, 1962.
- Литвинский Б. А., Ранов В. А. Раскопки навеса Ак-Таньги в 1961 г.— Тр. Ин-та истории АН Тадж. ССР, т. 42. Душанбе, 1964.
- Несмеянов С. А. О единой стратиграфической схеме континентальных новейших отложений Средней Азии и Казахстана.— Жизнь Земли, № 7, Изд-во МГУ, 1971.
- Несмеянов С. А., Ранов В. А. О геологическом возрасте верхнепалеолитической стоянки Ходжа-Гор (Южная Фергана).— Тр. Ин-та истории АН Тадж. ССР, т. 42. Душанбе, 1964.
- Окладников А. П. Каменный век Таджикистана. Итоги и проблемы. Мат-лы II Всесоюзного совещания по арх. и этногр. Средней Азии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ранов В. А. Самаркандская стоянка и ее место в каменном веке Средней Азии.— Изв. отд. обществ. наук АН Тадж. ССР, 3 (58), 1969.
- Ранов В. А. Палеолитическая стоянка Шугноу. В кн.: «Археологические открытия 1970 г.» М., «Наука», 1971.

- Ранов В. А., Коробкова Г. Ф. Туткаул — многослойное поселение гиссарской культуры в Южном Таджикистане. — Советская археология, № 2, 1971.
- Серебрянный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. М., «Наука», 1965.
- Федин Н. Ф. Об абсолютном возрасте террас низовий Сыр-Дарьи. — Известия АН Каз. ССР, № 114, сер. геологич., в. 14, 1955.
- Хотинский Н. А., Девиц А. Л., Маркова Н. Г. Некоторые черты палеогеографии и абсолютной хронологии позднеледникового времени центральных районов Русской равнины. — В кн.: «Верхний плейстоцен». М., «Наука», 1966.
- Чеботарева Н., Вигдорчик М., Гричук В., Фаустова М. Стратиграфия отложений валдайского оледенения. — В кн.: «Последний Европейский ледниковый покров». М., «Наука», 1965.
- Barriere Cl. et coll. Epipaléolithique — Mésolithique. Les microlithes géométriques. Bull. de la Soc. Préhistorique Française, ET t. 66, 1969.
- Brézillon M. N. La dénomination des objets de pierre taillée. — IV Suppl. a «Callia Préhistorique», Paris, 1968.
- Neuville R. Le Paléolithique et le Mésolithique du Desert de Judee. — Arch. de Institut de Paleontologie Humaine, Men. 24, Paris, 1951.
- Watson J. J. The Chronology of North Syria and North Mesopotamia From 10.000 B. C. to 2.000 B. C. — Chronologies in Old World — Archaeology. Chicago, 1967.

Ю. Б. ФАЙНЕР

РАЗРЕЗ САМАРОВСКОГО ГОРИЗОНТА В КРАЕВОЙ ЧАСТИ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СРЕДНЕ-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Оледенение Средне-Сибирского плоскогорья — одна из интересных и мало исследованных проблем четвертичной геологии Сибири. Несмотря на фундаментальные исследования В. Н. Сакса и многолетние работы Л. Л. Исаевой, можно смело говорить о том, что мы только приступили к изучению четвертичных отложений этой территории, которое долгое время задерживалось полным отсутствием здесь глубоких колонковых скважин и плохой обнаженностью. Поэтому нам представляются интересными новые материалы, полученные при бурении в 1968—1972 гг. на междуречье Нижней и Подкаменной Тунгусок. В настоящей статье излагаются первые результаты этих работ.

В 1968—1969 гг. был разбурен 26-километровый профиль из девяти колонковых скважин глубиной от 30 до 92 м в бассейне правого притока Подкаменной Тунгуски — р. Столбовая. Все скважины вскрыли отложения ледникового комплекса, отнесенные нами к самаровскому горизонту¹.

Как видно на рис. 1, в этом профиле выделяется два типа разрезов, отвечающие двум режимам осадконакопления. Скважины 3—6 на Усас-Дулькуминском водоразделе прошли исключительно по ледниковым отложениям в зоне разгрузки ледникового материала. Скважины 7, 8 и 11 в Дулькуминской депрессии вскрыли сложный разрез внутрiledникового бассейна, заполненного озерно-ледниковыми отложениями с горизонтами морены.

Ниже приводится характеристика двух типов разрезов и вариант, (как нам кажется, наиболее приемлемый) их увязки.

¹ Самаровский горизонт принят автором в объеме С. А. Архипова (1971).

В Дулькуминской депрессии, которую мы рассматриваем как ложбину ледникового выпавивания, развитую по палеодолине тобольского времени, разрез ледниковых образований начинается с валунных суглинков, вскрытых скважинами 8 и 11 в интервалах соответственно 71,6—91,6 м и 58,1—67,3 м. Это — грязно-серые до черных, очень плотные песчаные мергелистые суглинки с примесью до 20% угловато окатанной гальки и мелких плохо окатанных валунов разнообразных долеритов, известняков, песчаников, аргиллитов, редко — кварца и кварцита. Спорово-пыльцевые комплексы из суглинков характеризуют смешанную древесную и травянистую растительность с примесью мезозойских и нередко пермских форм, что говорит о захвате ледником пород широкого возрастного диапазона.

Моренные суглинки перекрыты сложно построенной пачкой ленточных глин. Они — темно-серые и черные до зеленовато-серых, палевых и красных, тонко-горизонтальнослоистые, с редкими желваками иматровских камней и прослоями песка. Ленточные глины разбурены всеми скважинами, а также обнажаются в русле р. Дулькума и в приустьевых частях почти всех ее притоков. Только по скважине 7 это единая пачка мощностью 31,3 м. Более сложен ее разрез по скважине 8 в центре депрессии:

Глубина м

Глина ленточная, представленная тончайшим чередованием голубых, зеленых и красных прослоев мощностью 0,5—1,2 см и серых алевролитистых прослоев	8,0— 12,7
Песок зеленовато-серый мелкозернистый, слабо глинистый	12,7— 13,2
Глина грязно-синева-серая, известковистая, местами слабо слоистая, в кровле и подошве слоя со значительной примесью полуокатанной гальки долеритов и песчаников и одной глыбой известняка	13,2— 31,1
Песок серый, мелкозернистый, слабо глинистый	31,1— 34,0
Глина грязно-зеленовато-серая, известковистая, с плохо окатанной галькой и валунами долеритов и песчаников	34,0— 35,0
Песок серый, мелкозернистый, глинистый, слоистый, в интервале 41,0—41,3 м и 42,0—42,5 м с прослоями тонко-горизонтальнослоистой ленточной глины	35,0— 43,0
Глина ленточная, горизонтальнослоистая, представленная тонким чередованием темно-серых, черных, зеленых и красных глинистых и серых алевролитистых лент. В глине отдельные желваки иматровских камней	43,0— 71,6

Наконец, в скважине 11 две пачки ленточных глин мощностью нижняя 18,8 м и верхняя — 23,4 м разделены 8-метровым прослоем моренных суглинков и 3-метровым прослоем зеленовато-серого алевролитистого песка. В кровле слоя он горизонтальнослоистый, в подошве неслоистый, сильно глинистый, с примесью грубообломочного и галечного материала.

По данным Л. Д. Гамулевской спорово-пыльцевые комплексы из ленточных глин существенно меняются снизу вверх по разрезу. В основании пачки глин (скв. 8, интервал 43,0—71,6 м) преобладает пыльца травянистых (до 66%), в основном злаков — до 54%, полины — до 28%, гвоздичных — до 11%. Древесные, количество которых колеблется от 5—6% до 80%, представлены березой (в основном карликовой и кустарниковой форм — 34%), таким же количеством ели и незначительной примесью сосны и кедра. Очень много переотложенных меловых и юрских форм. В верхней части разреза глин (скв. 11, интервал 16,0—28,4 м, (рис. 2) доминирует карликовая и кустарниковая береза (до 80%) с примесью сосны, кедра, местами пихты и ели. Ближе к кровле глин проявляется ольха и ива. Травянистые, составляющие до 31% от общего количества пыльцы и спор, представлены злаками, маревыми, польнью. Отмечены единичные зерна ксерофита *Ephedra*, постоянны мхи *Bryales* и *Sphagnum*, плауны *Selaginella selaginoides*. В отдельных про-

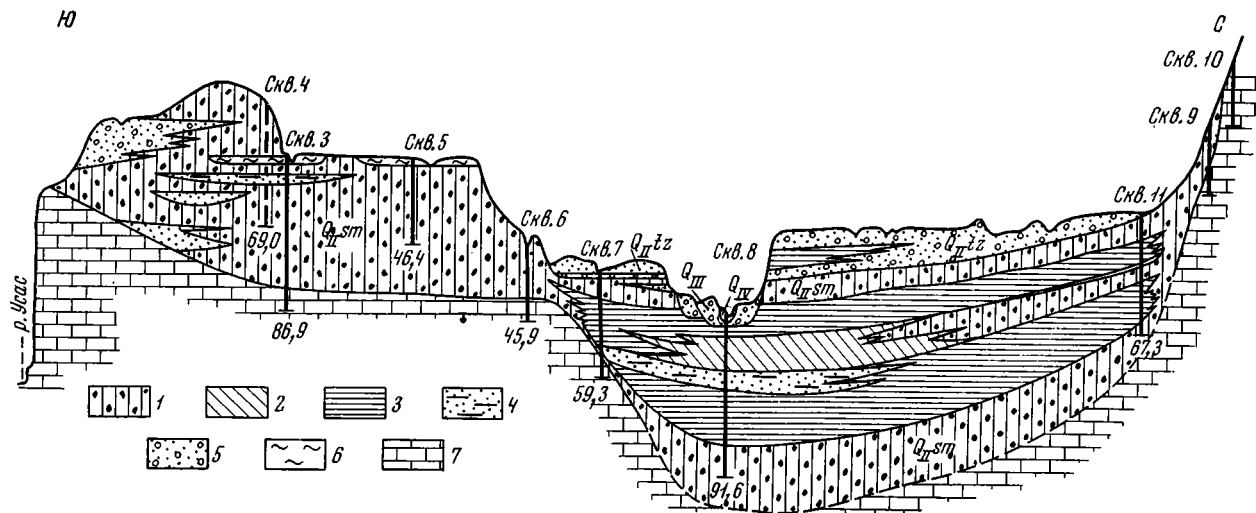


Рис. 1. Разрез отложений самаровского горизонта по профилю колонковых скважин.

1 — моренные суглинки; 2 — водная морена; 3 — ленточные глины; 4 — песок глинистый алевритистый; 5 — песок с

гравием и галькой; 6 — неслоистые глины; 7 — известняки среднего палеозоя. В центре — р. Дулькама

бах совершенно нет ели и кедра, а доминирует *Betula nana* и травянистые ксерофиты. Как видно из приведенного комплекса и спорово-пыльцевой диаграммы, климат эпохи накопления глин был достаточно суровым, близким к современному тундровому. Только к концу существования озерного бассейна несколько потеплело, о чем говорит увеличение пыльцы древесных.

Озерно-ледниковые отложения перекрыты горизонтом моренных суглинков мощностью от 5,5 до 30 м. Они разбурены скважинами 7, 9, 11, а по скважине 8 в долине р. Дулькума размыты. От двух нижележащих горизонтов морены они отличаются несколько более светлым оттенком окраски, с преобладанием серых и буровато-серых тонов, меньшей плотностью и большей свежестью пород — обломков. Содержание обломочного материала в керне варьирует в широких пределах и при проходе скважин с промывкой истинное его количество трудно установить.

Разрез отложений ледникового комплекса Дулькуминской депрессии венчается пачкой мелкозернистых и пылеватых белых кварцполевошпатовых песков с линзами ленточных глин, гравелистых песков и галечников.

Совершенно иной характер имеет разрез ледниковых образований Усас-Дулькуминского водораздела. Как видно на рис. 1, все четыре скважины, пробуренные по профилю, прошли до довольно однообразной толщи «мусорных» моренных суглинков мощностью до 75 м. По своему облику они мало отличаются от морены Дулькуминской депрессии. Характерно некоторое увеличение обломков силурийских известняков, особенно вниз к основанию разреза. По скважинам, пробуренным в стороне от профиля, и по обнажениям в долине р. Столбовая, в толще моренных суглинков встречены крупные линзы гравелистых песков, галечников, и маломощные прослои ленточных глин.

Таким образом, Усас-Дулькуминский профиль колонковых скважин вскрыл сложный разрез отложений ледникового комплекса, которому мы не находим полного аналога ни в одном из описанных в литературе разрезов Сибирской платформы или Енисейской депрессии. Собственно, нами описано два совершенно самостоятельных разреза, которые практически не увязываются друг с другом.

Принято считать, что оледенению Средне-Сибирского плоскогорья предшествовала широко развитая речная сеть тобольского времени. Остатки разветвленной гидросети, занятой обширными подпрудными бассейнами, хорошо выражены в современном рельефе, однако тобольский аллювий встречается здесь чрезвычайно редко. Он обнаружен нами в долинах рек Дулькума, Столбовая и Подкаменная Тунгуска — за границей оледенения или в зоне разгрузки ледникового материала, там, где экзарация практически отсутствовала. Севернее — в бассейне р. Бахта, доледниковый аллювий не был встречен ни в глубоких колонковых скважинах, ни в обнажениях. Ледниковые отложения повсеместно залегают на коренных породах или их коре выветривания. Тем не менее кажется очевидным, что путями движения основных языков ледника служили долины рек, аллювий которых уничтожен экзарацией.

Растекаясь с плато Путорана по системе палеодолин, ледник постепенно проник до р. Подкаменная Тунгуска, заполнив все депрессии. Огромные массы льда, очевидно, не помещались в этих долинах и выползали на водоразделы, образовав в краевой зоне напорную морену.

Оставив горизонт морены, ледник отступил, создав своим краем подпруды обширному озерному бассейну. Накопление ленточных глин в Дулькуминской депрессии происходило в беспокойной обстановке бас-

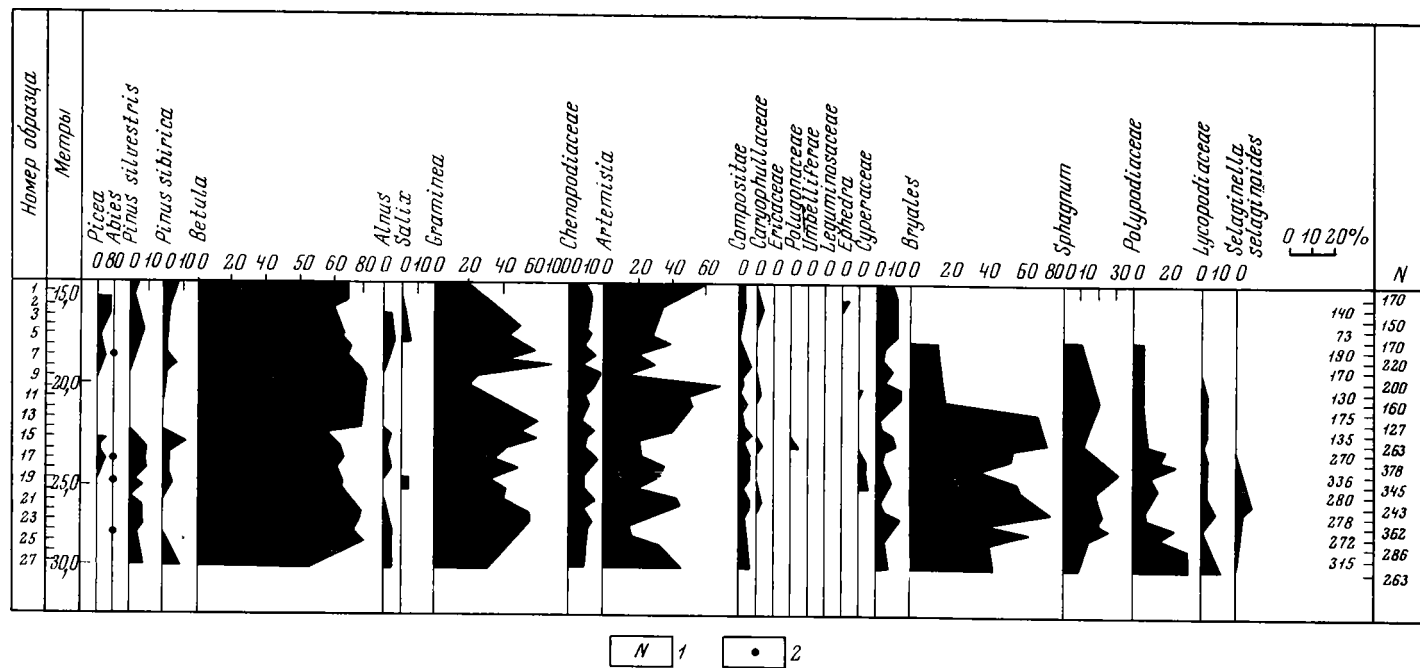


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма самаровских озерно-ледниковых глин скв. 11.
1 — количество зерен, подсчитанных в образце; 2 — меньше 2%.

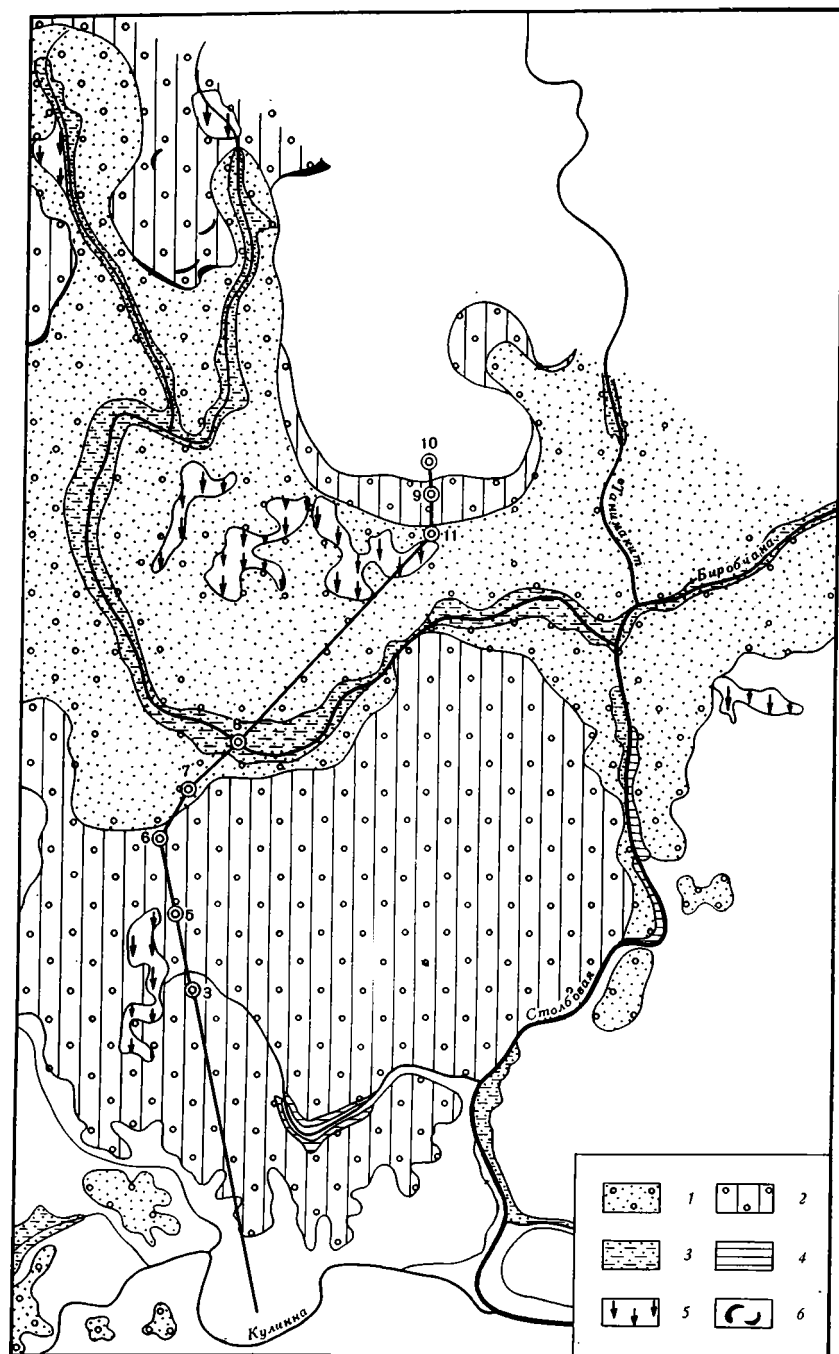


Рис. 3. Схема четвертичных отложений бассейна р. Столбовая.

1 — песчано-гравийные отложения зандра; 2 — моренные суглинки; 3 — пески поймы и низких надпойменных террас; 4 — тобольский аллювий; 5 — торфяники; 6 — краевые образования тазовской морены.

сейна, окруженного мертвым льдом и с большим количеством плавающих льдин, чем и объясняется значительное количество обломочного материала в озерных осадках, а возможно и горизонт водной морены (скв. 11, интервал 31,3—39,3 м). Накопление глин дважды прерывалось осцилляцией ледника, оставившего два горизонта моренных суглинков.

Пачка ленточных глин Дулькуминской депрессии по мощности и условиям накопления может быть сопоставлена с озерно-ледниковыми ленточными глинами, описанными С. А. Архиповым (Архипов, Матвеева, 1964) в Хахалевском яру, где их мощность равна 38 м. На Сибирской платформе ленточные глины эпохи максимального оледенения описаны С. М. Цейтлиным (1961) в долинах рек Таймура, Чамбэ и Нижняя Тунгуска, а Ю. П. Пармузиным (1954) на плато Путоран. Накопление их, как и в нашем случае, происходило в очень суровых условиях безлесной тундры с отдельными островами древесной растительности.

Новая стадия оледенения прекратила осадконакопление в подпрудном озерном бассейне. Однако, до Дулькуминской депрессии тазовский ледник не дошел. Краевые формы одного из его языков четко выражены несколько севернее в среднем течении р. Топкая (бассейн р. Столбовая; рис. 3). Таяние тазовского ледника и привело к образованию зандровой равнины на месте озерно-ледникового бассейна. Песчано-гравийные осадки этого зандра с многочисленными линзами ленточных глин обнажаются в долинах рек Дулькума, Таникамит и Биробочана. В процессе образования зандра существенно был размыт третий горизонт суглинка Дулькуминской депрессии.

Описанные нами разрезы Дулькуминской депрессии и Усас-Дулькуминского водораздела практически не имеют никакого возрастного обоснования. Приведенные спорово-пыльцевые комплексы говорят лишь о том, что накопление ленточных глин происходило в условиях холодного климата, а большая их мощность — о длительности эпохи осадконакопления.

Нахождение этих разрезов в краевой части оледенения Средне-Сибирского плоскогорья и отсутствие здесь свежих ледниковых форм позволяют датировать их эпохой максимального оледенения. Установленная нами последовательность осадконакопления дает основание отнести все горизонты моренных суглинков и морену Усас-Дулькуминского водораздела к самаровским слоям. Не исключено, что третий горизонт морены Дулькуминской депрессии имеет тазовский возраст, а отсутствие здесь свежих ледниковых форм объясняется нивелировкой поверхности песчаным зандром. Однако, не имея достаточных оснований для выделения в описанном нами разрезе морены тазовской стадии оледенения, мы относим весь разрез (кроме зандровых отложений) к самаровской стадии.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. РИ СО АН СССР, вып. 29. Новосибирск, 1964.
 Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири, Новосибирск, Наука, 1971.
 Пармузин Ю. П. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. — Вопросы географии. Сб. 35. М., Географиздат, 1954.
 Цейтлин С. М. Озерно-ледниковые глины северо-запада Сибирской платформы и их возраст. — В кн. «Мат-лы Всесоюз. совещ. по изучен. четвертич. периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.

И. Н. ЧУКЛЕНКОВА

ВОЗРАСТ ЛЕДНИКОВОЙ МОРФОСКУЛЬПТУРЫ ЗАПАДНЫХ И ЮГО-ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ РУССКОЙ РАВНИНЫ (опыт морфометрического анализа)

Мнение о том, что количество озер в областях древних покровных оледенений находится в прямой зависимости от возраста рельефа, разделяется многими исследователями, но конкретные данные, подтверждающие эту зависимость, особенно для значительных по площади территорий, весьма немногочисленны. Только в работах С. Майдановского приведены картометрические показатели густоты озерной сети для севера Среднеевропейской равнины (Majdanowski, 1950) и территории Польши (Majdanowski, 1954).

При рассмотрении карты густоты озерной сети на территории Польши отчетливо видно, что высокие показатели озерности приурочены к территориям поозерий, которые покрывались ледником в верхнем плейстоцене (балтийское оледенение польских исследователей). Максимального значения эти показатели (36%) достигают на ограниченных участках в центре Мазурского Поозерья, тогда как на южной окраине пояса поозерий максимум достигает только 8%, а еще южнее озера почти совсем исчезают. Исключение составляет небольшой район с повышенной озерностью на юго-востоке Великопольской низменности, прилегающей к Полесью.

Нами совместно с Л. Р. Серебрянным предпринята попытка получить количественные данные по густоте озерной сети по однородным топографическим материалам для северо-западных районов Русской равнины, включая почти весь бассейн Западной Двины с сопредельными территориями (Серебрянный, Чукленкова, 1973). За густоту озерной сети нами принималось отношение суммарной площади озер к площади листа топографической карты. В отличие от работ С. Майдановского, использовавшего для графического изображения озерности метод изолиний, полученные нами картометрические показатели переданы на карте способом картограммы, так как мы считаем, что этот способ больше подходит для картографической передачи изображения явления, не имеющего непрерывного распространения в пространстве. Тем не менее сами показатели озерности на нашей карте имеют тот же порядок, что и у С. Майдановского. Например, наибольшие значения озерности для района Верхней Волги и восточной части Балтийской гряды—20—30% (максимум 32%), а для моренных возвышенностей Белорусского Поозерья 4—8% (максимум 12%). Такие величины характерны для всего Главного Моренного Пояса в области распространения ледниковых покровов в верхнем плейстоцене. За пределами этого пояса густота озерной сети значительно уменьшается.

В отличие от Западной Европы, где краевые зоны материковых оледенений очень сильно сближены и более молодые отложения иногда перекрывают более древние, на территории Русской равнины упомянутые зоны пространственно разделены и стадияльные краевые образования обычно четко локализованы. Эта закономерность позволяет провести определенные исследования по выявлению степени сохранности гляцигенного рельефа, в том числе и по количественному определению густоты озерной сети на территориях, покрывавшихся ледником в разное время.

Для этой цели нами была продолжена работа по определению густоты озерной сети в западных и юго-западных районах Русской равнины, включающих главным образом бассейн Днепра. Методика исследований осталась прежней. Ввиду преобладания в этих районах озер с небольшими площадями было сочтено целесообразным выделить градацию для наименьших значений озерности — 0—0,05 %.

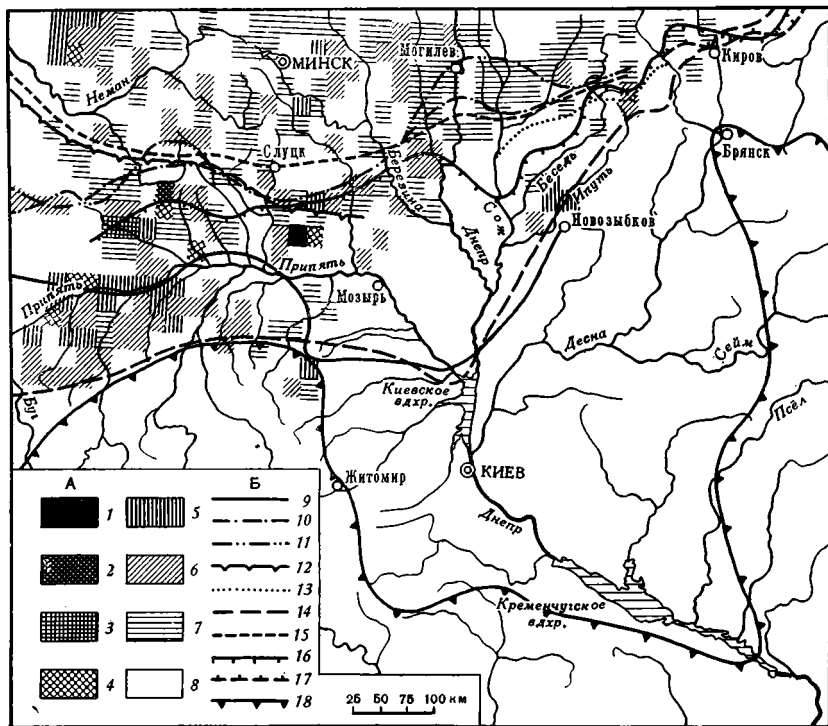
Если для северо-западных районов Русской равнины в условиях широкого развития моренных холмисто-грядовых ландшафтов характерно преобладание главным образом озер ледникового происхождения, то для более южной территории, где гляцигенный рельеф претерпел значительную трансформацию, картина существенно меняется, наряду с озерами ледникового происхождения встречаются карстовые, суффозионные, долинные и др. озера. Поскольку перед нами стояла задача выявить различия в густоте озерной сети, связанной с гляцигенной морфоскульптурой, то необходимо было выделить только озера ледникового происхождения, а остальные исключить. Для этой цели нами привлекались разнообразные материалы. Основные исследования проводились по топографическим картам, а для подтверждения тех или иных закономерностей или объяснения каких-то особенностей нами широко привлекались карты геоморфологические, геологические, четвертичных отложений и др. Широко использовались и литературные источники.

Отбор долинных и антропогенных озер, которых на исследуемой территории очень много, что связано, по-видимому, с более древним возрастом долин (в первом случае) и изменением гидроклиматических условий (во втором случае), производился по первичным картографическим источникам, которые, как правило, содержат вполне достаточную для наших целей информацию.

Озера суффозионного происхождения распространены в восточных и юго-восточных районах рассматриваемой территории. Это — небольшие по площади озера, приуроченные к суффозионным западинам, тоже хорошо видным на топографических картах.

С помощью литературных данных для ряда районов были выделены озера карстового происхождения, в основном значительных размеров. Такие озера распространены на территории Украинского Полесья, особенно на северо-западе и западе Волынского Полесья (Lenzewicz, 1931; Маринич, 1962) в условиях неглубокого залегания карбонатных пород мелового возраста. К сожалению, в литературе по этому району чаще всего фигурируют названия наиболее крупных озер (Свитязское, Пулемецкое и т. п.), тогда как генезис многочисленных более мелких озер не всегда удается точно выявить. На Волынской и Подольской возвышенности, а также на юго-западном склоне Приднепровской возвышенности встречаются только карстовые озера небольших размеров. Имеются карстовые озера и на западе Средне-Русской возвышенности (Федоров, 1968), обычно незначительных размеров и не выраженные в масштабе использовавшихся нами картографических материалов.

Таким образом, на основе сопряженного анализа картографических и литературных материалов нами была составлена схематическая карта густоты озерной сети юго-западных и западных районов Русской равнины (картосхема). Даже при беглом обзоре этой картосхемы, можно заметить, что отсутствует не только зона повышенных значений озерности, но и вообще зона сплошного распространения озер. Наибольшие значения густоты озерной сети имеются только в некоторых районах Полесья (район оз. Червоное — 10,1 %, Споровское — 7,3 %). Здесь же в Полесье имеются и значительные участки с озерностью 2,5 %. Озерность юго-восточного склона Балтийской гряды составляет 1—2 %, но эта тер-



Схематическая карта густоты озерной сети района исследования

А — густота озерной сети (%): 1 — более 10,5; 2 — 10,5—6,5; 3 — 6,5—4,5; 4 — 4,5—2,5; 5 — 2,5—0,5; 6 — 0,5—0,05; 7 — 0,05—0; 8 — озер нет.

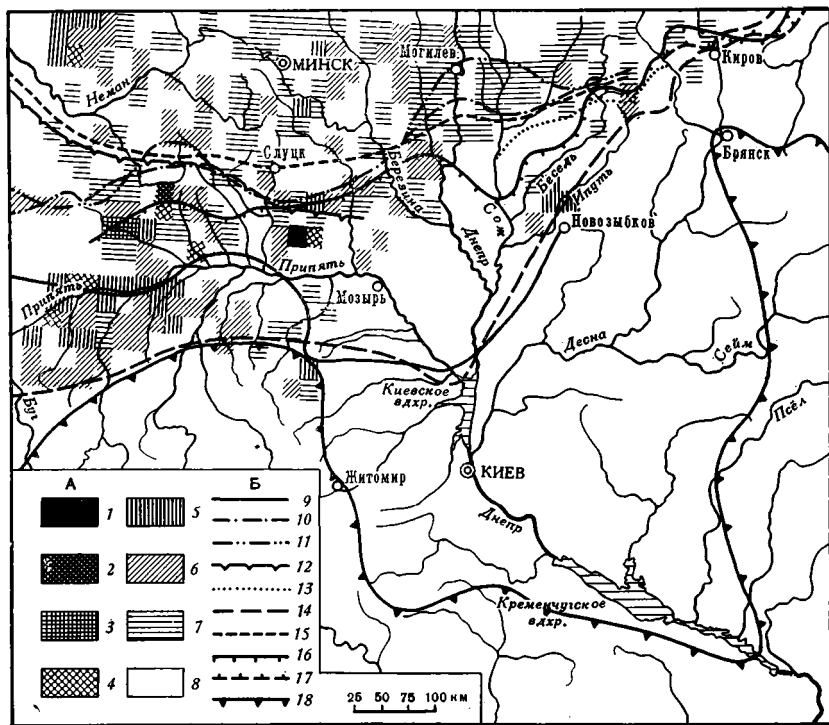
Б — варианты границы московского (9 — 17) и днепровского (18) оледенений по данным:

9 — М. М. Шапенко (1959); 10 — Л. Н. Вознячук (1961); 11 — Л. Н. Вознячук (1967); 12 — Е. П. Заррина и И. И. Краснов (1965); 13 — В. И. Исаченков (1965); 14 — Геоморфологическая карта Европейской части СССР и Кавказа (1966); 15 — Б. Н. Гурский (1967); 16 — Международная карта четвертичных отложений Европы (1969); 17 — С. Л. Бреслав (1971); 18 — Атлас УССР и Молдавской ССР (1962).

ритория относится к области распространения верхнеледниковых ледниковых отложений. На остальной территории распространения озер ледникового происхождения показатели озерности не более 0,5%.

Хотя в западной части Полесья выравненный характер поверхности и сильная заболоченность территории препятствуют быстрому развитию эрозийных процессов и тем самым способствуют сохранности озер, все же мы не можем полностью гарантировать правильность отбора озер ледникового происхождения. Заметим, что некоторые исследователи (Коржуев, 1960; Попова, 1960; Лавринович, 1967) рассматривают такие озера как Выгоновское, Споровское, Черное как реликты более обширного древнего Ясельдинского бассейна, который был приемником талых ледниковых вод в верхнем плейстоцене.

Нами установлено, что ареал распространения озер ледникового происхождения довольно четко коррелируется с мощностью четвертичных отложений, превышающей 20 м, на территории левобережья Верхнего Поднепровья по В. А. Исаченкову (1965). На территории с меньшей мощностью четвертичных отложений таких озер не обнаружено. Аналогичное соответствие выявлено и для северной части Украинского Полесья, где четвертичные отложения сильно размыты и их мощность редко превышает 10 м (Заморий, 1955). Четвертичные отложения запад-



Схематическая карта густоты озерной сети района исследования

A — густота озерной сети ρ (%): 1 — более 10,5; 2 — 10,5—6,5; 3 — 6,5—4,5; 4 — 4,5—2,5; 5 — 2,5—0,5; 6 — 0,5—0,05; 7 — 0,05—0; 8 — озер нет.

Б — варианты границы московского (9 — 17) и днепровского (18) оледенений по данным:

9 — М. М. Цапленко (1959); 10 — Л. Н. Вознячук (1961); 11 — Л. Н. Вознячук (1967); 12 — Е. П. Заррина и И. И. Краснов (1965); 13 — В. И. Исаченков (1965); 14 — Геоморфологическая карта Европейской части СССР и Кавказа (1966); 15 — Б. Н. Гурский (1967); 16 — Международная карта четвертичных отложений Европы (1969); 17 — С. Л. Бреслав (1971); 18 — Атлас УССР и Молдавской ССР (1962).

ритория относится к области распространения верхнеплейстоценовых ледниковых отложений. На остальной территории распространения озер ледникового происхождения показатели озерности не более 0,5%.

Хотя в западной части Полесья выравненный характер поверхности и сильная заболоченность территории препятствуют быстрому развитию эрозийных процессов и тем самым способствуют сохранности озер, все же мы не можем полностью гарантировать правильность отбора озер ледникового происхождения. Заметим, что некоторые исследователи (Коржуев, 1960; Попова, 1960; Лавринович, 1967) рассматривают такие озера как Выгоновское, Споровское, Черное как реликты более обширного древнего Ясельдинского бассейна, который был приемником талых ледниковых вод в верхнем плейстоцене.

Нами установлено, что ареал распространения озер ледникового происхождения довольно четко коррелируется с мощностью четвертичных отложений, превышающей 20 м, на территории левобережья Верхнего Поднепровья по В. А. Исаченкову (1965). На территории с меньшей мощностью четвертичных отложений таких озер не обнаружено. Аналогичное соответствие выявлено и для северной части Украинского Полесья, где четвертичные отложения сильно размыты и их мощность редко превышает 10 м (Заморий, 1955). Четвертичные отложения запад-

ной части Полесья не имеют сплошного распространения, хотя местами их мощность значительна и поэтому нельзя исключить вероятность сохранности в этом районе остаточных водоемов ледникового происхождения. К сожалению, никаких определенных подтверждений этого положения нам не удалось установить ни по имеющимся картографическим и литературным источникам, ни путем опроса исследователей, занимающихся этими районами.

Обособленное положение занимают озера северо-западнее г. Новозыбков и юго-восточнее Овручского кряжа, приуроченные, по-видимому, к днищам древних ложбин стока талых ледниковых вод. Ложбина у Новозыбкова ориентирована вкрест современным долинам Беседи и Ипути. В сопредельном районе Украинского Полесья имеются древние долины стока талых ледниковых вод (Маринич, 1955). Например, одна из таких долин — Замглай проходит севернее Чернигова параллельно долине у Новозыбкова, днище ее заболочено, но озер нет, а имеются небольшие западины, по-видимому, просадочного характера, некоторые из них заполнены водой. Древние долины стока талых ледниковых вод, не освоенные современной речной сетью, встречаются также на территории Киевского плато, Приднепровской низменности, северо-западного склона Приднепровской возвышенности и юго-западной части Полтавской равнины («Атлас Украинской ССР и Молдавской ССР», 1962).

Подводя итоги можно отметить, что на рассматриваемой нами территории выделяется несколько зон с различной морфоскульптурой. Для территории, где сохранились хотя бы немногочисленные озера ледникового происхождения, характерна морфоскульптура, которая сохраняет некоторые черты первичного гляцигенного воздействия, но значительно переработана более поздними солифлюкционными и эрозийными процессами. Здесь преобладают плоские или волнистые равнины с отдельными возвышенностями (Волковысская, Новгородская, Копыльская, Минская, Оршанская, отроги Смоленской), причем последние концентрируются в северной части. Южный предел распространения озер ледникового происхождения проходит южнее Ковеля и далее на Маневичи — Дубровицу — Ракитное — Мозырь — Жлобин — Славгород — Кричев — Киров.

К югу от этого рубежа в области распространения древних долин стока талых ледниковых вод, не освоенных современной гидросетью, основной фон составляют обширные низменности, приуроченные к древним террасам Днепра и его притоков (Припяти, Десны, Сулы, Псёла, Ворсклы и др.). Поверхность этих низменностей полого-волнистая, слабо расчленена, с большим количеством долинных озер и западин. Озер ледникового происхождения нами здесь не обнаружено.

Эти низменности обрамлены на востоке Средне-Русской, на юго-западе и западе Приднепровской, Подольской и Волынской возвышенностями, морфоскульптура которых имеет чисто эрозийный характер и местами осложнена карстовыми формами.

Выявленные различия в распространении озер, влияющие на облик морфоскульптуры в целом, несомненно связаны с какими-то крупными морфологическими рубежами истории Земли. Такими рубежами, по-видимому, были покровные оледенения. Судя по новейшим геохронологическим данным (Хронология ледникового века, 1971), ледниковые события верхнего плейстоцена укладываются в рамки 100 тыс. лет, для московского этапа приводят величину большую в два раза, а для днепровского — в три — четыре раза. Выделенная на нашей карте территория с озерами ледникового происхождения скорее всего коррелируется с областью распространения ледниковых отложений московского оледене-

ния, за исключением юго-восточного склона Балтийской гряды, который, как отмечалось выше, относится к области распространения верхнеплейстоценовых ледниковых покровов.

Южный предел области московского оледенения геоморфологически выражен не четко, что породило значительные разногласия отдельных исследователей (Вознячук, 1961, 1967; Заррина и Краснов, 1965; Гурский, 1967; Бреслав, 1971, и др.). Нами на карту было нанесено несколько наиболее известных вариантов этой границы.

К востоку от долины Днепра почти все эти варианты или совпадают или сближены. Здесь же проходит и установленная нами южная граница распространения озер гляцигенного происхождения. На западе варианты южной границы области московского оледенения сильно расходятся, причем некоторые авторы проводят ее севернее р. Припять, а другие — южнее. Выделенная нами граница распространения озер ближе всего совпадает с границей московского оледенения, показанной на «Геоморфологической карте Европейской части СССР и Кавказа» под редакцией М. В. Карандеевой (1970).

За пределами распространения московского оледенения район без озер ледникового происхождения, но с древними долинами стока талых ледниковых вод приурочен к области распространения днепровского оледенения (в пределах так называемой днепровской лопасти). По-видимому, время, отделяющее нас от эпохи этого оледенения, оказалось достаточным для развития процессов, способствовавших спуску озер, и только местами в этой области сохранились ложбины стока талых ледниковых вод, не освоенные современной речной сетью. Такие ложбины на отдельных участках и на незначительных расстояниях прослеживаются за пределами области днепровского оледенения.

Таким образом, на территории распространения московского оледенения еще сохранились озера ледникового происхождения, в то время как на территории, покрывавшейся ледником в днепровскую эпоху, они спущены. Полученные нами морфометрические данные свидетельствуют в пользу самостоятельности московского оледенения и могут быть приняты во внимание при уточнении южной границы распространения этого оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас Украинской ССР и Молдавской ССР. М., 1962.
Бреслав С. Л. Карта четвертичных отложений.— В кн.: «Геология СССР», т. IV. М., 1971.
Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледникового на территории Белоруссии.— В сб.: «Материалы по антропогену Белоруссии». Минск, 1961.
Вознячук Л. Н. Некоторые вопросы палеогеографии среднего плейстоцена Русской равнины.— В кн.: «Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины». М., 1967.
Геоморфологическая карта Европейской части СССР и Кавказа м-б 1 : 2 500 000. М., 1970.
Гурский Б. Н. Стадии отступления среднеплейстоценовых ледников на территории восточной Белоруссии и смежных районов.— В кн.: «Тезисы докладов научно-теоретической конф., апрель 1967». Секция естеств.-геогр. наук. Минск, 1967.
Заморий П. К. Четвертинні відклади Українського Полісся. Київ, 1955.
Заррина Е. П. и Краснов И. И. Проблемы сопоставления поясов ледниковых краевых образований на северо-западе Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территориях.— В сб.: «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Исаченков В. А. О краевой зоне московского ледника на территории левобережья Верхнего Поднепровья.— В кн.: «Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, 1965.
Коржуев С. С. Рельеф Припятского Полесья. Структурные особенности и основные черты развития. М., 1960.

- Лавринович М. В.* Озера западной части Белорусского Полесья (Выгоновская, Споровская и Мотольская группы). Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук. Минск, 1967.
- Маринич О. М.* Короткий геолого-геоморфологічний нарис Полісся Української РСР.— В кн.: «Нариси по природу і сільське господарство Українського Полісся». Київ, 1955.
- Маринич О. М.* Українське Полісся. Фіз.-геогр. нарис. Київ, 1962.
- Международная карта четвертичных отложений Европы. М-б 1 : 2 500 000. ГанOVER, 1969.
- Попова Т. Н.* Закономерности распределения озер на территории Русской равнины. (Автореферат дисс. на соискание учен. степени канд. геогр. наук). М., 1960.
- Серебрянный Л. Р., Чукленкова И. Н.* Густота озерной сети как показатель возраста гляцигенной морфоскульптуры (опыт применения морфометрического анализа для северо-западных районов Русской равнины).— «Геоморфология», № 4, 1973.
- Федоров В. И.* Типология известково-карстовых урочищ. Научные записки Воронежского отд. Географического об-ва СССР. Воронеж, 1968.
- Хронология ледникового века. Материалы к симпозиуму. Л., 1971.
- Majdanowski S.* Zagadnienie rynien jeziernych na nizinie Ewropejskim.— *Badania fizjograficzne nad Polską zachodnią*. Nr. 2. Zeszyt I. Posen, 1950.
- Majdanowski S.* Jeziora Polski. Warszawa, Państwowe wydawnictwo naukowe. 1954.
- Lencewicz S.* Międzyrzecze Bugu i Prypeci. Warszawa, 1931.

ХРОНИКА

М. Н. АЛЕКСЕЕВ, С. М. ЦЕЙТЛИН

ИНФОРМАЦИОННОЕ СООБЩЕНИЕ О НАУЧНОЙ КОМАНДИРОВКЕ В ИНДИЮ

Одной из важнейших задач изучения отложений верхнего кайнозоя является разработка межрегиональных сопоставлений опорных разрезов по возможно более широкому комплексу признаков, с использованием биостратиграфических, литологических, палеоклиматических данных, а также маркирующего положения археологических культур. Разрезы плиоценовых и четвертичных отложений Индии с точки зрения стратиграфической корреляции являются уникальным и исключительно перспективным объектом среди разрезов отложений этого возраста Южной Азии. Достаточно уверенное сопоставление разрезов отложений верхнего кайнозоя Индии с изученными разрезами Северной Евразии позволило бы решить многие коренные вопросы геологии и палеогеографии верхнего кайнозоя и четвертичного периода в частности. К числу этих вопросов относятся: положение границы между неогеном и четвертичной системой, синхронизация оледенений и палеоклиматов ледниковых эпох в различных палеогеографических зонах, геологический возраст археологических культур и ряд других. Именно этими соображениями руководились авторы настоящего информационного сообщения при подготовке программы научной командировки в Индию.

Основной задачей командировки было ознакомление с состоянием исследований четвертичных отложений в крупных научных центрах Индии, а также проведение полевых геологических работ в главнейших районах развития мощных четвертичных осадков. Кроме того, предполагалось ознакомиться с геологическим положением палеолитических культур Индии.

В ходе выполнения программы научной командировки были посещены геологические факультеты университетов и колледжей в Дели, Калькутте, Хайдерабаде, Бангалоре, Пуне, Дера-Дуне, Чандигаре; в этих же городах, а также в г. Сринагар, были посещены организации геологической службы Индии и археологические учреждения. В вышеуказанных центрах были проведены обстоятельные дискуссии по вопросам четвертичной геологии, осмотрены геологические и картографические материалы, геологические, палеонтологические и археологические коллекции. По просьбе принимающих организаций были прочитаны лекции по ряду проблем четвертичной геологии и палеогеографии. Помимо того, представлялась возможность ознакомиться с самыми свежими публикациями или публикуемыми работами геологов-четвертичников и археологов Индии.

Все это в совокупности позволило достаточно полно представить объекты исследований, состояние и уровень работ в Индии в области четвертичной геологии и геологии верхнего кайнозоя вообще.

Наилучшей постановкой исследований в области четвертичного периода отличается Декан-колледж (г. Пуна), на археологическом факультете которого сосредоточены различные специалисты: стратиграфы, палинолог, палеонтолог и литолог. Таким образом, обеспечивается комплексность исследований, что весьма плодотворно сказывается на качественной стороне археологических работ, которыми занимается этот коллектив ученых.

Согласно программе научной командировки, планировалось изучение опорных плио-плейстоценовых разрезов сиваликской серии в Северо-Западной Индии и разрезов четвертичных отложений Центральной Индии, главным образом, с целью выяснения геологического возраста палеолитических культур. Помимо этого, благодаря любезности сотрудников Университетской комиссии Министерства образования Индии, была предоставлена возможность ознакомиться с разрезами серии карева в Кашмирской долине.

Однодневные экскурсии были проведены в районе г. Карагпур (Зап. Бенгалия) — для ознакомления с корами выветривания четвертичного возраста, в окрестностях г. Хайдерабад — для осмотра сильно денудированного рельефа гранитного плато, а также в районе г. Пуна (штат Махараштра) — для ознакомления с траппами Декана.

В ближайших окрестностях г. Карагпур, были осмотрены два разреза, включающие горизонты недоразвитых кор выветривания инфильтрационного типа (хардпан). В карьере у восточной окраины города профиль выветривания располагается в верхней части разреза аллювиальных мелкогалечно-гравийных отложений террасы. Неподалеку от северной окраины города в железнодорожной выемке видны два горизонта выветривания, располагающиеся один над другим. Иногда на этом же гипсометрическом уровне такие же два горизонта разделены 8-метровой толщей аллювия. Геоморфологическое положение кор выветривания и их соотношение с террасами не оставляют сомнения, что эти коры выветривания имеют четвертичный возраст и, скорее всего, относятся ко второй половине плейстоцена. Корреляция этих профилей с определенными более дробными климато-стратиграфическими этапами четвертичного периода может быть решена после выполнения детальных исследований разрезов четвертичных образований этого района.

Экскурсия в районе г. Хайдерабад была посвящена осмотру рельефа древнего пенеплена, развитого на гранитах; над поверхностью этого пенеплена местами возвышаются на 50—100 м сильно денудированные холмы и гряды, сложенные аляскитовыми гранитами, более молодыми, чем граниты плоской поверхности пенеплена. О возрасте пенеплена данных нет, так как нет коррелятных осадков. Мелкие долины, дренирующие поверхность пенеплена, почти не имеют аллювия, но местами в неглубоких долинах можно видеть 3—4 скульптурные террасовидные поверхности. Местами в разрезах маломощных покровных отложений видны ржаво-коричневые почвы аллювиального ряда, насыщенные щебнем и дресвой гранитов. Иногда в основании почв выделяется карбонатный горизонт.

Более длительные полевые работы были проведены в западной части штата Махараштра (район г. Пуна). Основной задачей полевых работ здесь было выяснение геологического положения культурных горизонтов палеолита в комплексе аллювиальных накоплений речных долин. Первые полевые работы были проведены по рекам Мула-Мута, Мула и Мута. Здесь, у подножия речной террасы высотой 7—9 м были найдены раннепалеолитические (?) орудия, изготовленные из долеритов комплекса деканских траппов. Строение этой террасы, наблюдавшееся в

естественных обнажениях в долинах всех трех указанных рек, однотипно. Обычно на трапповом цоколе высотой 1—1,5 м над рекой лежат галечники (мощностью до 2 м), содержащие линзы песка и гравия, а над галечниками — песчанистые суглинки с карбонатными конкрециями (размером до 15 см). Иногда наблюдается сгущение конкреций на глубине 3 м от поверхности террасы. Индийские геологи считают, что археологические предметы происходят из галечников террасы. Для суждения о возрасте указанной террасы важно, что галечный материал не выветрен, в нем очень много (преимущественно) трапповой гальки; что на поверхности террасы есть понижения типа староруслиц, а прибрежная часть несколько повышена (тип берегового вала), т. е. сохранены признаки пойменного рельефа. Все это находится в противоречии с древними (по мнению индийских археологов) палеолитическими предметами.

Затем была посещена палеолитическая стоянка Чирки в нижнем течении р. Провара (бассейн верхнего течения р. Годовари). Стоянка эта располагается вблизи г. Невас (200 км на северо-северо-восток от г. Пуна). Стоянка Чирки находится близ устья руч. Чирки, текущего в низовьях почти параллельно р. Провара. Культурные находки палеолита (а здесь различают раннепалеолитические и среднепалеолитические находки) заключены в отложения 6—7-метровой террасы р. Провара. Эта терраса полого повышается к тыловому шву и достигает высоты не более чем 10 м над р. Провара. Аллювиальные отложения террасы покоятся на трапповом цоколе высотой до 1,5 м, но выходы траппов в промоинах склонов террасы поднимаются местами и выше — до 4—5 м над рекой. Таким образом, коренная постель аллювия весьма неровная. Траппы здесь представлены или шаровыми лавами или сильно цеолитизированными разностями. Отложения террасы представлены песчано-гравийным материалом диагонально- и линзовиднослоистым. Местами имеются единичные включения мелкой гальки из кварца и кремня. Основной материал — продукты разрушения пород траппового комплекса — угловатые частицы песка и гравия. В основании этого аллювия лежат глыбы траппов, часто шаровидные; пространство между глыбами заполнено тем же песчано-гравийным материалом. Между глыбами траппов сделаны находки раннепалеолитических изделий из долеритов. Эти находки заглажены, что свидетельствует или о их переотложении (вероятно незначительном), или же о небольшой обработке на месте (возможно, водой, ветром). В верхней части горизонта этих находок встречены единичные изделия среднего палеолита из цветного кремня. Последние, в основном, рассеяны в вышележащей толще. Но как те, так и другие среднепалеолитические кремни, несут характерные следы золотой обработки. Отсутствие различий в осадках, содержащих как раннепалеолитический, так и среднепалеолитический материал, свидетельствует, видимо, о том, что здесь имеется единая аллювиальная пачка, накопившаяся на коренном цоколе, на поверхности которого еще до отложения аллювия имелись россыпи глыб траппов. Золотая обработка среднепалеолитических кремней свидетельствует, возможно, о перерывах в водном осадконакоплении и усилении во время этих перерывов эоловых процессов. Таким образом, есть основание считать, что толща этого аллювия в целом формировалась в условиях аридной обстановки.

На р. Годовари в ее верховьях было осмотрено геологическое положение палеолитической стоянки Гангапур (район г. Насик — 250 км к северо-западу от г. Пуна). Эта стоянка расположена в толще аллювия террасы высотой 10—12 м. Здесь, в 1—1,5 м над рекой лежат коричневатые озерные глины, на размытой поверхности которых лежат плотные линзовидные песчано-галечные и гравийные отложения с раннепалеоли-

тическими находками — ручными рубилами и крупными отщепами из диабазов и песчаников, отвечающих позднему соану. Над этой серией лежат глинистые пески и гравийники, горизонтальнослоистые; в их средней части заметно потемнение (может быть следы погребенной почвы). Пески и гравийники перекрываются сильно песчанистыми суглинками, на которых развита современная почва. Здесь отчетливо видно два цикла осадконакопления — озерный и аллювиальный. Последний представлен отложениями русловой фации (песчано-галечными, гравийными, песчаными) и пойменной (песчаные суглинки). Нельзя, однако, исключить и того, что, если в средней части песков и гравийников действительно находится погребенная почва, то можно говорить о двух аллювиальных циклах, наложенных друг на друга и разделенных погребенной почвой. Но даже и в этом случае возраст раннепалеолитических предметов не может быть древним и сопоставимым по геологическому возрасту с ранним палеолитом Европы. Здесь, в этом районе Индии он не может быть древнее верхнего плейстоцена, как это видно из геологического положения этой культуры в разрезе.

Всего полевые работы и экскурсионные маршруты в западной части штата Махараштра заняли 10 дней. Более продолжительные полевые работы были выполнены на северо-западе Индии в Сиваликских горах (районы г. Дера-Дун и Чандигар).

В районе г. Дера-Дун было совершено несколько маршрутов по осадконакоплению с разрезами отложений сиваликской серии. В 12 км к северу от г. Дера-Дун, примыкая ко шву Главного Гималайского разлома, расположено мощное обнажение валунных конгломератов верхнего сивалика. Эти конгломераты состоят из перемежающихся прослоев и линз галечников с гравием, песков и глинистых песков; в верхней части разрез обогащен крупными валунами (до 1,5 м в поперечнике). Цемент конгломератов глинистый и карбонатный. В этом месте конгломераты сильно дислоцированы и имеют крутое падение (более 45°). Южнее р. Дера-Дун в 13 км, по притоку р. Моханд валунные конгломераты были прослежены вдоль русла этого притока почти на 0,5 км. Падение их северо-восточное $20^\circ < 30^\circ$, следовательно истинная их мощность здесь составляет 250 м. Индийские геологи считают, что мощность валунных конгломератов в районе Дера-Дуна достигает 400 м. Валунные конгломераты в бассейне р. Моханд представлены конгломератом средней плотности из крупной гальки и мелких валунов. Цемент их — карбонатизированный песчано-гравийный материал. Внутри конгломератов наблюдаются линзы слоистого песчаного материала, линзы гравия и алевролита. Ниже по вышеуказанному притоку р. Моханд валунные конгломераты сменяются выходами плотных серых песчаников, которые местными геологами относятся уже к пинджорскому горизонту. В песчаниках встречаются прослои и линзы конгломератов, имеющих подчиненное значение. Далее вниз по руслу отложения пинджора сменяются плотными серыми песчаниками татрота. В последних встречаются линзы алевролитов и глини, из которых были отобраны образцы для палеомагнитных анализов.

Наконец, в долине р. Нун (к северо-западу от Дера-Дуна) — на дне долины и в ее бортах, выходят вертикально стоящие пласты валунных конгломератов, перемежающихся с серыми и желтоватыми песчаниками. В составе валунных конгломератов видна не только галька стойких пород — кварца, кварцитов, кремней, но и имеются сильно выветрелая галька филлитов, галька глинистых песчаников, типичных для сивалика. В правом борту долины песчаниковый прослой валунных конгломератов сменяется 5-метровой пачкой образований, очень напоминающих про-

филь погребенной почвы. Эта почва, согласно дислоцированная с вмещающими породами, представлена последовательно сменяющимися друг друга коричневатыми, черными, темно-серыми и серыми глинами, плотными оскольчатыми. Не исключено, что этот профиль — пограничный между валунными конгломератами и пинджором и может свидетельствовать о временном перерыве между ними.

Здесь же в долине р. Нун были осмотрены разрезы аллювиальных террас. Индийские геологи считают, что в долине этой реки имеются только две речные террасы. Однако, во время совместных экскурсий удалось установить, что на этом участке долины р. Нун, по крайней мере, пять террас, в том числе одна терраса с двумя наложенными аллювиальными свитами. На изученном участке долины р. Нун нет террас между 60- и 14-метровой, что возможно свидетельствует об усилении эрозии (вследствие тектонических поднятий) во время, предшествующее формированию 14-метровой террасы.

Разрезы отложений верхнего сивалика были изучены также в районе г. Чандигар на северо-западе Индии. Разрезы этих отложений особенно представительны по р. Мохадев-чо (8 км к юго-юго-западу от Чандигара), по р. Надиан (10 км к востоку от Чандигара) и по р. Масоль-нала (16 км к северо-востоку от Чандигара) и в ряде других мест. Пинджор представлен в этом районе преимущественно песчано-супесчаными отложениями — чередующимися пачками розоватых, коричневатых и серых тонов. В верхней части разреза пинджора значительное место занимают прослои конгломератов. Отложения пинджора собраны в пологие складки с углами падения 17—20°. В классических разрезах пинджора у дер. Могинанд, в течение многолетних исследований собрана обильная фауна млекопитающих, включающая настоящих лошадей, слонов *Archidiscodon planifrons*, *Elephas namadicus* и *E. hysudricus* и др. Отложения татрота в отличие от отложений пинджора окрашены в более серые тона. Между пинджором и татротом, как правило, нет углового несогласия — татрот постепенно сменяется пинджором, но в бассейне р. Масоль-нала отложения татрота слагают пологое куполовидное тело, выходящее среди поля образований пинджора. Фаунистические находки млекопитающих в татроте довольно редки. В составе ископаемой фауны татрота отмечаются остатки *Stegodon bombuphons*, *Pentalophodon*, *Hipparion*, *Hippohyus*, *Colossochelys* и *Leptobos*. Следует отметить, что среди индийских палеонтологов существует мнение, согласно которому остатки *Leptobos* происходят не из татротских отложений, а из пинджора. По-видимому, для определенного решения этого вопроса необходимы тщательные исследования стратотипа татрота (находящегося на территории Пакистана). Из отложений пинджора и татрота были взяты образцы для палеомагнитных определений.

Здесь же в районе Чандигара велись наблюдения и по геоморфологии долины и выяснению строения толщ речных террас. В частности в долине р. Гаггар (12—13 км к востоку от г. Чандигар) видны четыре террасы, геоморфологически четко выраженные и расположенные на относительных высотах в 20, 15, 10—12 и 6—7 м. Аллювиальные накопления террасы высотой 15 м представлены валунно-галечно-гравийными отложениями, линзовидно перемежающимися в пределах разреза.

Последней территорией, на которой проводились полевые работы, был Кашмир. Полевые работы проходили, главным образом, в пределах Кашмирской долины, которая представляет собой тектоническую депрессию, вытянутую с северо-запада на юго-восток на расстоянии около 150 км. Ширина депрессии не превышает 40—50 км. Депрессия заполнена мощной (до 1800 м) толщей отложений серии карева четвертич-

ного возраста. Серия карева делится на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя карева представлена дислоцированными и поднятыми по бортам впадины, серыми и сизыми глинами и конгломератами. Толща верхней каревы сложена, главным образом, менее консолидированными песчаниками, песками, алевроитами и суглинками с прослоями валунов и галечников. В ряде мест алевроиты близко напоминают ленточные глины. К верхней кареве относится и древний аллювий р. Джелум, протекающей в осевой части депрессии.

В разрезе каревы выделяется четыре слоя валунных конгломератов и валунно-галечниковых отложений. Они сопоставляются с четырьмя ледниковыми стадиями. Возраст этих стадий определяется совершенно условно.

В самой нижней части разреза каревы в береговых обрывах среднего течения р. Румбейра вскрываются серые и сизые плотные глины и илы с мелкими обломками раковин гастропод и растительными остатками. Эти глины относятся к доледниковой части разреза плейстоцена. Формирование их проходило в изолированных бассейнах, следы которых сохранились лишь в немногих местах. По-видимому, близкие по геологическому возрасту глинистые отложения видны в разрезе Райлон. Они вскрываются в ядре большой антиклинали, на крыльях которой обнажены более молодые отложения нижней каревы. В верхней части складка срезана и на эродированную поверхность несогласно налегают отложения верхней каревы.

В районе дер. Никхома также наблюдается разрез нижней каревы — серые глины, алевроиты и пески с прослоями лигнитов. Из этих отложений известны остатки растений, указывающих на теплый климат времени их формирования.

Озерные светло-серые глины и алевроиты с многочисленными раковинами гастропод были показаны так же в районе высокогорной курортной местности Гульмарг. Здесь эти отложения находятся на высоте около 2500 м в обширной котловине, которая, вероятно, в недалеком прошлом была занята озером. Это подтверждается не только особенностями рельефа, но и общим достаточно свежим характером осадков и заключенных в них раковин гастропод. Вместе с тем, согласно интерпретации индийских геологов, разрез озерных отложений Гульмарга относится к нижней кареве, причем считается, что эти осадки оторваны от основного поля распространения и подняты на высоту около 1000 м в результате блоковых движений в среднем и верхнем плейстоцене. Этот вывод представляется мало убедительным в связи с отмеченными выше особенностями отложений. Образцы, отобранные из разреза Гульмарг, оказались прямонамагнитическими.

Отложения верхней каревы распространены, главным образом, во внутренней части Кашмирской депрессии. Они почти не дислоцированы, с размывом и угловым несогласием перекрывают осадки нижней каревы. Разрез отложений верхней каревы представлен двумя сериями осадков, причем, каждая в основании сложена валунно-галечниковым материалом, который перекрывается аллювием или флювиогляциальными песчано-галечниковыми отложениями и в верхней части суглинками, иногда лёссовидными. Последние индийскими и американскими исследователями иногда принимались за лёсс. В суглинках наблюдаются 2-3 ископаемые почвы.

Контакт между нижней и верхней каревой был виден в разрезе Райлон. Ископаемые почвы в покровных суглинках наблюдались в долине р. Румбейра у дер. Хайпура, а также близ дер. Чиинудар, где наблюдается целый комплекс ископаемых почв, наложенных одна на другую.

В этом разрезе хорошо видны горизонты А и В. В районе деревень Пампур и Самура в толще верхней каревы наблюдалась пачка тонких озерных глин типа ленточных. Формирование глин связывается с развитием оледенений в Гималаях и на Пир-Пинджале. Покровные суглинки также сопоставляются с ледниковыми и флювиогляциальными отложениями, хотя убедительных доказательств для такой корреляции не имеется.

Ледниковые отложения были показаны во время маршрута вверх по долине р. Лиддар в районе пос. Пахальгам (высота 2300 м), где сливаются две крупные троговые долины. В месте соединения стрелка сложена мореной, состоящей из свежего, почти невыветрелого материала, совершенно несортированного. Ниже по левому борту долины р. Лиддар наблюдались три морены с очень крупными валунами и глыбами, заключенными в несортированную глинисто-щебнистую массу. Эти морены, также как и предыдущая, состояли из очень свежего материала, что, по-видимому, может указывать на молодой (очевидно, не древнее верхнего плейстоцена) возраст оледенения. Морены можно рассматривать, как характеризующие отдельные стадии верхнеплейстоценового оледенения Гималаев. Следует отметить, что все морены находились в пределах горной области. В Кашмирской долине морены не известны; мощные валунно-галечниковые серии, очевидно, являются флювиогляциальными образованиями.

В результате довольно широкого ознакомления с деятельностью научно-исследовательских и практических геологических организаций, а также проведенных полевых маршрутов, оказалось возможным достаточно полно выяснить современное состояние изученности отложений верхнего кайнозоя в Индии и оценить перспективы дальнейшего развития работ в этой области. Можно сказать, что степень изученности не отвечает большой теоретической и практической значимости отложений этого возраста в Индии.

Многочисленные дискуссии с индийскими геологами позволили выяснить не только объекты и направления, по которым ведутся работы по верхнему кайнозою, но и ознакомиться с методическими приемами, применяемыми при этих работах. Деловые контакты с индийскими учеными имели также форму консультаций и докладов, которые проводились по просьбе индийских ученых. Кроме того, индийские геологи участвовали совместно с нами в полевых работах и знакомились непосредственно на объектах с методикой полевых исследований советских геологов и их взглядами на генезис тех или иных геологических образований. Все это позволило установить с индийскими геологами хорошие деловые взаимоотношения.

Важные результаты получены при полевых работах. Из наиболее представительных разрезов верхнего кайнозоя были отобраны пробы для палеомагнитных анализов. Уже теперь они обработаны М. А. Певзнером в Палеомагнитной лаборатории Геологического института АН СССР и дали материал для некоторых предварительных выводов. Оказалось, что валунные конгломераты сиваликской серии прямо намагничены, но в их верхней части есть эпизод обратной намагниченности. Это позволяет достаточно уверенно относить пачку валунных конгломератов к палеомагнитной эпохе Брюнес и ограничить их нижний возрастной предел 0,7 млн. лет. Отложения нижележащей пачки пинджор, откуда происходят многочисленные находки ископаемой фауны млекопитающих, имеют обратную намагниченность и, очевидно, относятся к палеомагнитной эпохе Матуяма; нижележащая толща татрот имеет снова прямую намагниченность осадков и, вероятно, должна быть отнесена к палеомагнитной эпохе Гаусса.

При корреляции пород сиваликской серии с европейскими и североазиатскими стратотипами пинджор может быть сопоставлен со средним-верхним виллафранком, а татрот — с нижним виллафранком. Ранее подобные сопоставления были затруднены из-за отсутствия надежных коррелятивных признаков.

При знакомстве с сиваликскими отложениями в районе Дера-Дуна, были обнаружены интересные образования, напоминающие кору выветривания. Почти 5-метровая толща этих образований, вероятно, развита на породах кровли пинджора и, возможно, обозначает контакт валунных конгломератов и пинджора. Подобные образования ранее в породах сиваликской серии не отмечались и их констатация имеет важный стратиграфический смысл.

Весьма интересны отложения четвертичной серии карева в Кашмире. Эта серия мощностью почти 2 км чрезвычайно богата органическими остатками; в ней встречаются моллюски, остракоды, лигниты, древесина. В разрезах каревы наблюдаются мощные прослои валунников, синхронных оледенениям Гималаев и хр. Пир-Пинджал. Исследования этой толщи чрезвычайно важны для корреляции и уточнения геологического возраста ряда толщ Таджикской депрессии в СССР, где ведутся крупные палеонтолого-стратиграфические работы организациями Академии наук СССР.

Исследования геологического возраста палеолитических культур были проведены в западной части Центральной Индии — в бассейне верховьев р. Годовари и бассейне верховьев р. Кришна (река Мула-Мути). По рекам Проваре и Мула-Мути культурные слои палеолита связаны с отложениями широкораспространенной террасы высотой 7—8 м. Культура позднего соана (индийские археологи считают ее аналогом европейского ашеля) связана с отложениями русловой фации аллювиальной толщи этой террасы. Судя по геоморфологическому положению этой террасы в системе террасовых комплексов долин и ряду других признаков терраса 7—8 м не может быть древнее чем верхний плейстоцен. Следовательно, раннепалеолитическая культура позднего соана констатируется (по крайней мере, еще существует) в отложениях верхнего плейстоцена. Культура среднекаменного времени (по индийской классификации) связана с фазой агградации аллювия этой же террасы и, очевидно, твердо может быть отнесена еще к более позднему этапу верхнего плейстоцена, чем культура позднего соана. Несомненно более древним может быть палеолит стоянки Гангапур (р. Годовари).

При ознакомлении с террасовыми комплексами этих районов, было обращено внимание на то, что русловые фации аллювия террас связаны с плювиальной обстановкой, а фации мелкоземистого материала, фации агградации аллювия — с аридной обстановкой. Для северной Азии агградация аллювия, в большинстве случаев, связана с эпохами оледенения и перигляциальной обстановкой. Условиям оледенения севера Азии, очевидно, соответствует аридизация климата на юге Азии. Однако, эта проблема требует дополнительного изучения.

Естественно, наша двухмесячная командировка в Индию носила в целом ознакомительный характер. Углубленных и сколько-нибудь завершенных исследований конечно не было выполнено, да и такой задачи не ставилось. Однако, хорошие деловые взаимоотношения, завязанные с индийскими учеными, позволяют надеяться и на дальнейшее успешное сотрудничество между советскими и индийскими специалистами в области геологии верхнего кайнозоя. Это, по нашему мнению, отвечает интересам геологической науки и будет полезно как для советских, так и для индийских геологов.

И. К. ИВАНОВА

О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ПРИ СЕКЦИИ НАУК О ЗЕМЛЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР В 1973 ГОДУ

Комиссия по изучению четвертичного периода является координирующим органом и имеет своей задачей научно-организационную и координационную работу в области комплексного изучения этого периода (геология, палеогеография, геохронология, палеонтология, первобытная археология, палеоантропология, геохимия, палеоклиматология, палеопедология и т. д.).

Работа Комиссии проводится по следующим разделам:

1. Организация и проведение конференций, совещаний и заседаний по различным актуальным проблемам и вопросам изучения четвертичного периода.

2. Издательская деятельность (серийный выпуск «Бюллетеней» Комиссии, тематические сборники, монографии).

3. Работа по развитию международных научных связей; текущая и по линии Советской секции Международного Союза по изучению четвертичного периода (INQUA), входящей в состав Комиссии.

4. Координация научно-исследовательских работ по изучению четвертичного периода, проводимых разными учреждениями в СССР. Выполнение различного рода научно-организационных мероприятий, связанных с изучением четвертичного периода в Советском Союзе.

5. Выезды на места для решения отдельных научных вопросов и консультаций, небольшие тематические работы.

Конференции, совещания и заседания

В 1973 г. Комиссия по изучению четвертичного периода участвовала в организации и проведении IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, организованного по инициативе Комиссии и проведенного Академией наук СССР (Секция наук о Земле, Комиссия по изучению четвертичного периода, Геологический Институт АН СССР) совместно с Академиями наук Азербайджанской, Армянской и Грузинской ССР; Симпозиума на тему «Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене (палеолит и неолит)», организованного совместно с Институтом Географии АН СССР.

В соответствии с планом ежемесячно (за исключением времени полевого сезона) проводились текущие научные заседания. Кроме того проводились организованные заседания Бюро Комиссии Оргкомитета по проведению IV Всесоюзного Совещания по изучению четвертичного периода, Оргкомитета по созыву указанного выше Симпозиума, Оргкомитета по подготовке к участию в IX Конгрессе INQUA в Новой Зеландии. Состоялся также Пленум Советской Секции INQUA.

IV Всесоюзное Совещание по изучению четвертичного периода было проведено в Закавказье с 7 по 21 июня 1973 г. и состояло из 3 дней заседаний в Ереване и 12 дней экскурсий по Армении, Азербайджану и Грузии, с окончанием в г. Сухуми. Сведения об этом Совещании и его решение опубликованы в Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода № 42.

Симпозиум на тему «Первобытный человек, его материальная культура и природная среда» состоялся в Москве с 13 по 16 марта. На этом Симпозиуме было заслушано 57 докладов, сделанных антропологами, археологами, палеогеографами и геологами-четвертичниками, всесторонне рассматривавшими вопрос становления и развития человека и его связь с природной средой. К Симпозиуму были изданы тезисы докладов; позже эти тезисы были опубликованы Институтом Географии АН СССР к IX Конгрессу INQUA на английском языке, и сборник статей на тему Симпозиума, объемом около 25 а. л.

В 1973 г. были проведены следующие текущие научные заседания:

23 января был заслушан доклад А. И. Москвитина «Гипотезы оледенений».

26—27 февраля происходило специальное Совещание по вопросам палеопочвоведения.

Программа Совещания:

26 февраля:

1. Вступительное слово — Председателя Комиссии по изучению четвертичного периода, академика АН БССР Г. И. Горецкого.
2. академик И. П. Герасимов — Современные черноземы, погребенные почвы и лёссы Русской равнины.
3. И. И. Плюсин — Ископаемые почвы и вопросы палеопочвоведения.
4. Т. Д. Морозова — Палеопочвоведение как метод изучения палеогеографии плейстоцена.
5. А. А. Величко — Геохронология и палеогеография внеледниковых районов Русской равнины в плейстоцене на основании палеопедологических данных.

27 февраля:

1. П. К. Заморий — Палеогеографическое и стратиграфическое значение погребенных почв Украины.
2. П. Ф. Гожик, В. Н. Шелкопляс — Погребенные почвы в лёссовой формации Украины.
3. А. Г. Назаров — Минералого-геохимические аспекты почвенной истории Центральной России.
4. О. П. Добродеев — Стратиграфия и палеогеография плейстоценовых почв Русской равнины.
5. А. Л. Александровский — Палеогеографическое значение голоценовых погребенных почв Русской равнины.

27 марта состоялось заседание, посвященное памяти В. Н. Сукачева — «Сукачевские чтения» на тему «Межледниковые отложения района г. Ростова Ярославского — палеоботаническая характеристика и стратиграфическое положение».

1. В. П. Гричук — Принципы и методы определения стратиграфического положения межледниковых флор.
2. Е. Н. Былинский — Четвертичные отложения Ростовской котловины и условия залегания межледниковых органоценовых отложений.
3. З. П. Губонина — Анализ спорово-пыльцевых диаграмм межледниковых отложений в районе д. Черемошник и сравнение видового состава их флор с флорами опорных разрезов центра Русской равнины.
4. М. М. Монозон — Новые флористические находки и их значение как «показатель новых видов».
5. Э. М. Зеликсон — Эколого-географический анализ флор межледниковых отложений в районе д. Черемошник.
6. В. П. Гричук — Некоторые общие выводы из результатов палеоботанического изучения межледниковых отложений района г. Ростов Ярославский.

24 апреля были заслушаны доклады:

1. Ю. Б. Гладенков — Верхний кайнозой Исландии: дискуссионные вопросы стратиграфии и палеогеографии.
2. О. М. Петров — Корреляция антропоценовых отложений северной части Тихого океана (Чукотка, Камчатка, Аляска).

29 мая состоялось заседание с докладами:

1. С. М. Шик — Рославльские межледниковые отложения центральной части Русской равнины.

2. Н. И. Кригер — Строение плейстоценовых ледниковых покровов по наблюдениям в Белоруссии и Смоленской области.
3. Н. Н. Романовский, В. Е. Афанасенко, М. М. Корейша — Наледи Селенняхской тектонической впадины и их геологическая деятельность.
4. В. В. Баулин, Г. И. Дубиков, Л. М. Шмелев — Палеогеографическое значение повторножильных льдов и псевдоморфоз для четвертичной геологии Западной Сибири.

30 октября:

доклад А. Д. Джангаряна (Ереван) — Внешняя морфология лица и пластическая реконструкция (восстановление облика по черепу).

27 ноября доклады:

1. Д. Д. Квасов — Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы.
2. В. А. Федотов — Некоторые закономерности литогенеза и стратификация четвертичных отложений Северо-Западного Подмосквья.

25 декабря состоялось заседание с докладом М. Н. Алексеева и С. М. Цейтлина — Некоторые вопросы четвертичной геологии Индии (Материалы научной командировки в Индию).

Издательская деятельность

В 1973 г. Комиссией по изучению четвертичного периода изданы (всего — 87 а. л.):

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 40 (17 а. л.). Отв. ред. В. И. Громов, И. К. Иванова.
2. Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии (15 а. л.). Отв. ред. С. М. Цейтлин, В. В. Баулин.
3. VIII Конгресс INQUA во Франции (Итоги и материалы) (20 а. л.). Отв. ред. И. К. Иванова, М. И. Нейштадт.
4. О. А. Борсук. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях (9 а. л.). Отв. ред. К. К. Марков.
5. М. В. Муратова. История развития растительного покрова в бассейне Анадыря в неоген-плейстоцене (9 а. л.). Отв. ред. К. К. Марков.
6. А. П. Черныш. Палеолит и мезолит Приднестровья (карта и каталог местонахождений) (12 а. л.). Отв. ред. И. К. Иванова.
7. Тезисы докладов советских ученых к IX Конгрессу INQUA (отдельно русский и английский варианты). (6 а. л.). Отв. ред. М. Н. Алексеев, И. К. Иванова.

Подготовлены к печати следующие издания, вошедшие в план редакционной подготовки 1974 г. (всего — 80 а. л.):

1. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 43 (20 а. л.). Отв. ред. В. И. Громов, И. К. Иванова.
2. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 44 (18 а. л.). Отв. ред. Б. И. Громов, И. К. Иванова.
3. М. Н. Грищенко. Плейстоцен и голоцен Верхнего Дона (22 а. л.). Отв. ред. Н. И. Кригер.
4. В. А. Новский. Плейстоцен Ярославского Поволжья (19 а. л.). Отв. ред. А. И. Москвитин.

Международные научные связи

Работа Комиссии по изучению четвертичного периода по международным научным связям проходит по двум линиям:

1. Деятельность Советской секции INQUA (Международный Союз по изучению четвертичного периода), входящей в состав Комиссии.
2. Текущая работа.

В декабре 1973 г. в Новой Зеландии состоялся IX Конгресс INQUA, в работе которого советские ученые приняли активное участие. В течение

ние года Комиссией проводились подготовительные мероприятия к этому Конгрессу: рассматривались вопросы комплектования Советской делегации, собирались и публиковались тезисы докладов советских ученых, велась подготовка к выставке на Конгрессе и т. д. В работе Конгресса участвовало 9 советских ученых (8 по линии Академии наук и 1 представитель Министерства Геологии и охраны недр СССР). В соответствии с предложением Советской Секции INQUA вице-президентом Исполкома INQUA на Конгрессе избрана К. В. Никифорова. Ряд советских ученых избран в различные Комиссии (А. А. Величко, И. К. Иванова, И. П. Карташов, А. В. Раукас, С. А. Стрелков, П. В. Федоров и другие). Следующий конгресс INQUA намечено провести через 4 года в Англии.

Информационное сообщение о результатах поездки в Новую Зеландию публикуется отдельно.

Из мероприятий, не связанных с деятельностью INQUA, следует отметить участие иностранных ученых в работе IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода в Закавказье (всего 21 человек, в том числе 14 человек из социалистических стран). Они выступили с докладами и активно участвовали в дискуссиях.

Кроме того, проводился обмен изданиями и текущая переписка с различными зарубежными организациями и отдельными учеными по различным научным вопросам комплексного изучения четвертичного периода.

Координация научно-исследовательских работ по изучению четвертичного периода

Вся деятельность Комиссии по изучению четвертичного периода (заседания, совещания, издательская работа), практически направлена на координацию работ в этой области.

На пути координации планов научно-исследовательских работ различных организаций возникают серьезные трудности, связанные с широтой и разнообразием тематики комплексного изучения четвертичного периода. Эта тематика включена в работу большого числа учреждений, ведущих работу и по смежным дисциплинам (например, изучение фауны из четвертичных отложений, археологических остатков и т. п.).

Тем не менее Комиссией собираются материалы, дающие возможность иметь общее представление о состоянии данной отрасли науки. В 1973 г. была начата подготовка к составлению пятилетнего плана научно-исследовательских работ на 1976—1980 гг.

Координация научно-исследовательских работ в области комплексного изучения четвертичного периода осуществляется наиболее эффективно через Комиссии или Секции Комиссии отдельных областей и республик. Уже ряд лет активно работает Сибирская секция Комиссии по изучению четвертичного периода в Новосибирске (председатель чл.-корр. АН СССР В. Н. Сакс, ученый секретарь В. С. Волкова), Украинская Комиссия в Киеве (председатель акад. АН УССР В. Г. Бондарчук, ученый секретарь П. Ф. Гожик) с отделением во Львове (председатель проф. К. И. Геренчук, ученый секретарь Н. С. Демедюк), Антропогенная комиссия в Минске (председатель акад. АН БССР Г. И. Горещкий, ученый секретарь Э. В. Левков), Плейстоценовая комиссия при Географическом обществе в Ленинграде (председатель В. А. Зубаков), комиссии в Азербайджане (председатель акад. АН Азерб. ССР Ш. А. Азизбеков, ученый секретарь Н. В. Пашалы), Армении (председатель чл.-корр. АН Арм. ССР А. Т. Асланян, ученый секретарь Ю. В. Саядян) и Грузии (председатель акад. АН ГрузССР Ф. Ф. Давитая, ученый секретарь

Н. Б. Клопотовская), объединяемые в одну Закавказскую Комиссию. В 1972 г. организована Комиссия по изучению четвертичного периода при Дальневосточном Научном Центре (председатель А. П. Капица). В 1973 г. созданы Донская Комиссия в Воронеже (председатель М. Н. Грищенко), Волго-Уральская Комиссия в Уфе (председатель В. Л. Яхимович). Проводится оформление Среднеазиатской Комиссии в Ташкенте (председатель акад. АН Узб. ССР Г. А. Мавлянов).

Работа этих организаций проходит в тесном контакте с Комиссией по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле АН СССР. Деятельность их регулярно освещается в «Бюллетене» Комиссии. Организируются совместные мероприятия.

Тематические работы и выезды на места

В 1973 г. Комиссией по изучению четвертичного периода была организована и проведена совместно с Украинской Комиссией 10-дневная подготовительная поездка к V Всесоюзному совещанию по изучению краевых форм материковых оледенений на территории Юго-Западной Украины.

Ученым секретарем Комиссии И. К. Ивановой были продолжены в 1973 г. полевые исследования на Западной Украине и в Молдавии в сотрудничестве с украинскими археологами (1,5 месяца) по теме «Геология палеолита Европейской части СССР». Продолжалось изучение многослойной палеолитической стоянки Корман IV на правом берегу Днестра в Сокирянском районе Черновицкой области, где ведутся крупные археологические раскопки. Здесь, а также в разрезах эталонной стоянки Молодова V отобраны образцы на пылецевой анализ, фауна моллюсков, а также угли из культурных слоев для радиоуглеродного анализа. Готовится коллективное монографическое описание этой стоянки. Далее было продолжено изучение многослойной позднепалеолитической стоянки Куличивка близ г. Кременец Тернопольской области и осмотрены некоторые стоянки в зоне затопления Костештской ГЭС на р. Прут в Молдавии.

ПРИЛОЖЕНИЕ

В. М. КУПЦОВ, В. И. НЕЧАЕВ

**РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ИНСТИТУТА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР (ВСЕГИНГЕО)**

Сообщение I

Летом 1972 г. для выяснения истории формирования мыса Пицунда на Черноморском побережье Кавказа было пробурено несколько десятков скважин на мысу и на морской акватории, вскрывших четвертичные отложения. КERN пробуренных скважин содержал алеврито-галечниковые прослой, пески, илистые пески и илы. Основная часть датировок выполнена по органической части илов. Иногда в илах встречалось достаточное для определения абсолютного возраста количество раковин. Выполнено несколько определений абсолютного возраста раковин, отобранных в древних береговых валах мыса. Определение абсолютного возраста осуществлялось по бензольному варианту радиоуглеродного метода. Химическая обработка илов включала предварительное удаление карбоната. Сжигание органического вещества в токе кислорода проводилось по общепринятой методике. Малое содержание органического вещества в исследуемых пробах не позволило в ряде случаев получить высокую точность определения и обусловило низкий верхний предел датирования. При обработке раковин удалялся верхний 30% слой.

Скважины, пробуренные на морской акватории

Скважины на морской акватории пробурены по профилям, перпендикулярным береговой линии.

Профиль 2 (Рыбзавод)

ВСЕГИНГЕО-II-92 **3720±280**
Илы. Расстояние от береговой линии 100 м, глубина моря 24,8 м, глубина отбора образца 0,70—0,85 м.

ВСЕГИНГЕО-II-114 **3520±260**
Илы. Та же скважина. Глубина отбора образца 5,90—6,05 м.

ВСЕГИНГЕО-II-9 **2920±340**
Та же проба. Кусочки древесины.

ВСЕГИНГЕО-II-43 **5840±410**
Раковины из ила (*Corbula mediterranea maotica*). Расстояние — от береговой линии 900 м, глубина моря 32,5 м, глубина отбора образца 14,15—14,30 м.

ВСЕГИНГЕО-II-75 **11500**
Илистый песок. Та же скважина, глубина отбора образца 18,00—18,10 м. Содержание органического вещества 1 г.

ВСЕГИНГЕО-II-63

5300±260

Илы. Расстояние от береговой линии 2160 м, глубина моря 42 м, глубина отбора образца 13,15—13,30 м.

ВСЕГИНГЕО-II-136

То же. Глубина отбора образца 24,00—24,15 м. Содержание органического вещества 1 г.

Профиль 3 (оконечность мыса Пицунда)

ВСЕГИНГЕО-II-33

2830±150

Раковины из песчано-алевритового жидкого ила (*Ostrea edulis taurice*).

Расстояние от береговой линии 51 м, глубина моря 15,8 м, глубина отбора образца 12,90—13,05 м.

ВСЕГИНГЕО-II-57

6190±370

Крупный алевритовый ил с прослоями черного песка. Расстояние от береговой линии 100 м, глубина моря 40 м, глубина отбора образца 1,50—1,60 м.

ВСЕГИНГЕО-II-133

7920±410

Илы. Та же скважина, глубина отбора образца 24,60—24,75 м.

ВСЕГИНГЕО-II-147

10110±390

То же. Глубина отбора образца 32,60—32,75 м.

Профиль 7 (район пансионата «Динамо»)

ВСЕГИНГЕО-II-102

3960±350

Илы. Расстояние от береговой линии 150 м, глубина моря 17 м, глубина отбора образца 18,35—18,50 м.

ВСЕГИНГЕО-II-69

19100±900

То же. Глубина отбора образца 24,40—24,55 м.

Профиль 8 (район впадения в море р. Бзыбь)

ВСЕГИНГЕО-II-100

≥13300

Илы. Расстояние от береговой линии 400 м, глубина моря 37 м, глубина отбора образца 14,60—14,75 м. Содержание органического вещества 1 г.

ВСЕГИНГЕО-II-6

1070±110

Илы. Расстояние от береговой линии 800 м, глубина моря 28 м, глубина отбора образца 2,10—2,22 м.

ВСЕГИНГЕО-II-137

7300±610

Илы. Та же скважина, глубина отбора образца 6,10—6,25 м.

ВСЕГИНГЕО-II-38

5500±270

Илы. Та же скважина, глубина отбора образца 12,10—12,25 м.

ВСЕГИНГЕО-II-80

6900±400

То же. Глубина отбора образца 22,10—22,25 м. Кажущаяся инверсия образцов II-137, II-38, II-80 не выходит за пределы статистической значимости.

*Скважины континентальной части мыса***ВСЕГИНГЕО-II-37**

6620±1000

Илистый песок. Скважина на берегу, 300 м севернее профиля 2, глубина отбора образца 35,00—35,10 м.

ВСЕГИНГЕО-II-48

10300±460

То же. Глубина отбора образца 45,00—45,10 м.

ВСЕГИНГЕО-II-141

3520±130

Раковины (*Macra corallina*). Скважина на берегу, продолжение профиля 3, глубина отбора образца 40—50 м.

ВСЕГИНГЕО-II-111

3570±230

Древесина. Та же скважина, глубина отбора образца 61 м.

ВСЕГИНГЕО-II-140

13680±610

Раковины (*Dreissena polymorpha* Pall). То же, глубина отбора образца 75 м.

Для проверки воспроизводимости всего процесса анализа была приготовлена серия контрольных образцов из древесины, близкой по возрасту к современной. Из каждого образца после отдельной стандартной обработки щелочью и кислотой синтезировался бензол. Полученные данные приведены в таблице 1.

КСМ-13

> 48800

Каменный уголь. Бензол синтезирован для проверки отсутствия загрязнения современным углеродом в процессе обработки образца. Превышение над фоном составило ($-0,030 \pm 0,045$) *имп/мин* при скорости счета эталона ($58,5 \pm 0,2$) *имп/мин*.

КСМ-14

> 45700

Каменный уголь. Бензол синтезирован с той же целью (см. описание КСМ-13). Превышение над фоном составило ($0,017 \pm 0,067$) *имп/мин*.

КСМ-1037950 $\pm$ 1150

Древесина. Образец взят в 14-метровой террасе среднего течения р. Иркиннеева, притока Ангары. Сибирская платформа (2—2,5 км выше с. Бедоба). Место залегания — слой торфо-глин; глубина от поверхности террасы 6 м. Образцы КСМ-10, -11, -41, -42, -43 отобраны С. А. Лаухиным.

КСМ-1141600 $\pm$ 1300

Древесина. Там же. Образец взят из железистых конгломератов (8-й слой), глубина залегания 8 м от поверхности террасы.

КСМ-4242750 $\pm$ 600

Древесина. Часть ствола дерева. Образец отобран в той же террасе, что и образцы КСМ-10, -11. Глубина залегания около 8,5 м от поверхности террасы. Вмещающая порода — железистые конгломераты. Вокруг ствола была сделана раскопка вглубь обнажения на глубину 1,5 м; для исследования взята часть ствола между 1,0 и 1,5 м от стенки обнажения. Предварительная обработка щелочью и кислотой не проводилась.

КСМ-4147000 $\pm$ 1000

То же. Образец прошел следующую обработку: кипячение в 5%-ном растворе HCl — 20 мин; четырехкратное последовательное кипячение по 3 часа в 2%-ном растворе NaOH с выделением гуминовых кислот; кипячение в 5%-ном растворе HCl — 30 мин. Между отдельными процедурами образец промывается дистиллированной водой.

КСМ-4338300 $\pm$ 1000

Гуминовые кислоты, выделенные в процессе обработки образца.

КСМ-674220 $\pm$ 50

2270 лет до н. э.

Древесина из погребения. Глубина залегания образца 3 м от поверхности почвы. Курган № 1, 10 км западнее г. Новая Одесса, Николаевской обл. (Очаковская экспедиция АН УССР, 1969 г.) Археологический возраст — ямное время. Образцы КСМ-67—КСМ-72 отобраны В. П. Золотуном.

КСМ-682730 $\pm$ 40

780 лет до н. э.

Древесина из погребения. Глубина залегания образца 0,7 м от поверхности почвы. Курган № 4, высота насыпи — 2,9 м (Северо-Крымская экспедиция, Каланчевский отряд, 1967 г.). Археологический возраст — X—IX в. до н. э.

КСМ-692850 $\pm$ 40

900 лет до н. э.

Древесина из погребения. Глубина залегания образца 2,5 м от поверхности почвы. Окружающая порода — лёссовидный суглинок. Курган № 31, около с. Борисовка, Тарбунарского р-на, Одесской обл. Высота кургана 1,2 м. Археологический возраст — поздняя бронза.

КСМ-704150 $\pm$ 50

2200 лет до н. э.

Древесина из погребения. Окружающая порода — лёсс. Курган № 10, около с. Маяки, Беляевского р-на, Одесской обл. Высота кургана 3 м (Днестровско-Дунайская экспедиция АН УССР, 1969 г.). Археологический возраст — ямное время.

КСМ-71

2740±40

790 лет до н. э.

Древесина. Образец взят из перекрытия могильного сооружения, окруженного лёссовидными суглинками. Толщина насыпи грунта над деревом 3,5 м. Курган № 6, около пос. Татарбунары Одесской обл. (Днестровско-Дунайская экспедиция Института археологии АН УССР, 1965 г.)

КСМ-72

4390±60

2440 лет до н. э.

Древесина из погребения. Курган № 27, около с. Любимовка, Каховского р-на, Херсонской обл. Высота насыпи 3,8 м. (Каховская экспедиция Института археологии АН УССР, 1968 г.). Археологический возраст — ямное время.

Изучено распределение концентрации радиоуглерода в годовичных кольцах секвойи в интервале 1890—1916 гг. Секвойя росла в Никитском ботаническом саду (Крым). Материал отобран Л. Д. Сулержицким. Из

Таблица 2

Значения δC^{13}

Номер образца	Год	Образец	δC^{13} , % ($\pm 0,04\%$)
КСМ-46	1905	Обугленная древесина	-2,62
КСМ-46	1905	Бензол	-2,61
КСМ-52	1908	То же	-2,44
КСМ-55	1910—1911	»	-2,59
КСМ-61	1913—1914	»	-2,62
КСМ-65	1915—1916	»	-2,64
Среднее			-2,59±0,06

образцов КСМ-45—КСМ-65 экстрагировались смолы спирто-бензольной смесью. Далее было показано, что из-за эффективного удаления смол при сухой перегонке древесины не обязательна предварительная экстракция смол спирто-бензольной смесью, поэтому образцы КСМ-81—КСМ-108 такой обработке не подвергались. Для большей детализации определялось содержание C^{14} как в весенне-летней, так и в осенне-зимней фракциях годовичных колец. Для отдельных образцов было найдено δC^{13} (измерения выполнены Э. М. Галимовым); данные представлены в таблице 2. Здесь и далее одиночные годы соответствуют весенне-летней фракции кольца, двойные — осенне-зимней.

Изменения содержания C^{14} (ΔC^{14}) в кольцах секвойи (а) и числа солнечных пятен N (б) в интервале 1890—1916 гг.

Максимумы в вариациях содержания радиоуглерода запаздывают относительно соответствующих максимумов числа солнечных пятен на $\Delta t \approx 1,7$ года. Стрелками отмечены максимумы зависимостей.

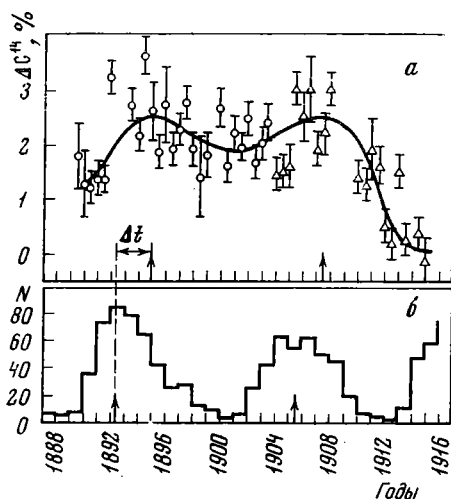


Таблица 3

Результаты измерений вариаций содержания C^{14} в годовичных кольцах секвойи

Номер образца	Год	$\Delta C^{14} \pm \sigma_{\Delta C^{14}}, \%$	Номер образца	Год	$\Delta C^{14} \pm \sigma_{\Delta C^{14}}, \%$
KCM-81	1890	$1,8 \pm 0,6$	KCM-106	1903	$1,6 \pm 0,3$
KCM-82	1890—1891	$1,3 \pm 0,6$	KCM-107	1903—1904	$1,9 \pm 0,3$
KCM-83	1891	$1,2 \pm 0,3$	KCM-108	1904	$2,4 \pm 0,5$
KCM-84	1891—1892	$1,4 \pm 0,3$	KCM-45	1904—1905	$1,5 \pm 0,3$
KCM-85	1892	$1,3 \pm 0,3$	KCM-46	1905	$1,5 \pm 0,3$
KCM-86	1892—1893	$3,2 \pm 0,4$	KCM-47	1905—1906	$1,6 \pm 0,4$
KCM-87	1893	$0,5 \pm 0,6$	KCM-48	1906	$3,0 \pm 0,3$
KCM-88	1893—1894	$0,8 \pm 0,7$	KCM-49	1906—1807	$2,5 \pm 0,5$
KCM-89	1894	$2,7 \pm 0,4$	KCM-50	1907	$3,0 \pm 0,6$
KCM-90	1894—1895	$2,1 \pm 0,3$	KCM-51	1907—1908	$1,9 \pm 0,4$
KCM-91	1895	$3,6 \pm 0,4$	KCM-52	1908	$2,2 \pm 0,5$
KCM-92	1895—1896	$2,6 \pm 0,6$	KCM-53	1908—1909	$3,0 \pm 0,3$
KCM-93	1896	$1,9 \pm 0,3$	KCM-54	1909—1910	$-0,5 \pm 0,4$
KCM-94	1896—1897	$2,7 \pm 0,7$	KCM-55	1910—1911	$1,4 \pm 0,3$
KCM-95	1897	$1,9 \pm 0,3$	KCM-56	1911	$1,2 \pm 0,3$
KCM-96	1897—1898	$2,3 \pm 0,3$	KCM-57	1911—1912	$1,9 \pm 0,6$
KCM-97	1898	$2,7 \pm 0,3$	KCM-58	1912	$1,6 \pm 0,4$
KCM-98	1898—1899	$1,9 \pm 0,3$	KCM-59	1912—1913	$0,5 \pm 0,3$
KCM-99	1899	$1,4 \pm 0,8$	KCM-60	1913	$0,2 \pm 0,3$
KCM-100	1899—1900	$1,8 \pm 0,4$	KCM-61	1913—1914	$1,5 \pm 0,3$
KCM-101	1900—1901	$2,7 \pm 0,4$	KCM-62	1914	$0,2 \pm 0,3$
KCM-102	1901	$1,6 \pm 0,3$	KCM-63	1914—1915	$-4,1 \pm 0,4$
KCM-103	1901—1902	$2,2 \pm 0,3$	KCM-64	1915	$0,4 \pm 0,3$
KCM-104	1902	$1,9 \pm 0,3$	KCM-65	1915—1916	$-0,2 \pm 0,5$
KCM-105	1902—1903	$2,4 \pm 0,3$			

При расчете ΔC^{14} образцов, для которых не определялось δC^{13} , использовалась средняя величина δC^{13} : $(-2,59 \pm 0,06) \%$. Полученные значения ΔC^{14} приведены в табл. 3. Найдена положительная корреляция между вариациями содержания C^{14} в годовичных кольцах секвойи и изменениями числа пятен на Солнце в 11-летнем цикле (рисунок). С учетом фазового сдвига на $\sim 1,7$ года коэффициент корреляции получился равным $+0,57$, что соответствует надежности вывода о положительной корреляции более 99%. Обсуждение полученных данных содержится в ряде работ (Алексеев и др., 1971; Лаврухина и др., 1973; Алексеев и др., 1974).

KCM-438 (г)-Т **7650 $\pm$ 70**
Серия образцов KCM-438 (г)-I—438 (г)-IV приготовлена из полностью обугленного ствола дерева возрастом 30—40 лет с хорошо выраженной поверхностью ствола (сохранилась кора). Погибло при катастрофическом взрыве вулкана Тау-Русыр (остров Оникотан, Курильские острова). Слой взрывных пород в месте отбора образца — около 40 м. Было приготовлено четыре группы колец, дендрохронологически разновозрастных. Образец KCM-438 (г)-I соответствует наружному слою (последние годы жизни дерева), образец KCM-438 (г)-IV — внутреннему слою.

Этот и все последующие образцы отобраны Л. Д. Сулержицким. Синтез бензола из этих образцов был выполнен в Лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР, измерение активности C^{14} проведено в Космохимической лаборатории ГЕОХИ АН СССР,

KCM-438 (г)-II **7750 $\pm$ 90**

См. описание образца KCM-438 (г)-I

KCM-438 (г)-III **7500 $\pm$ 80**

См. описание образца KCM-438 (г)-I

- КСМ-438 (г)-IV** 7700±110
См. описание образца КСМ-438 (г)-I
- КСМ-439 (г)** 7950±70
Слой обугленной ископаемой почвы. Глубина залегания — около 20 см ниже места расположения образца КСМ-438 (г)-I.
- КСМ-440 (г)** 8230±90
То же. Глубина залегания — около 40 см ниже места расположения образца КСМ-438 (г)-I. Отделен от слоя верхней обугленной почвы (КСМ-439 (г)) слоем чистого пепла.
- КСМ-440(г)-Г** 8480±50
Щелочная вытяжка гуминовых кислот из почвы образца КСМ-440(г).
- КСМ-442 (г)-I** 9430±70
Серия образцов КСМ-442 (г)-I÷442 (г)-V представляет собой хорошо сохранившиеся стволы деревьев (кедровый стланник), расположенные на 2 м ниже образца КСМ-438 (г)-I. Деревья погибли в лохаровом (грязе-пепловом) потоке. Датировки выполнены по группе годовичных колец (по 5 лет), приготовленных из молодого конца одного из стволов. Образец КСМ-442 (г)-I соответствует наружной группе годовичных колец, КСМ-442 (г)-V — внутренней.
- КСМ-442 (г)-II** 9770±100
См. описание образца КСМ-442 (г)-I
- КСМ-442 (г)-III** 9280±60
См. описание образца КСМ-442 (г)-I
- КСМ-442 (г)-IV** 9800±140
См. описание образца КСМ-442 (г)-I
- КСМ-442 (г)-V** 9330±120
См. описание образца КСМ-442 (г)-I
- КСМ-443 (г)** 24500±740
Обугленная почва в основании мощной толщи (несколько десятков метров) пемз, связанных с кальдерообразующим взрывом вулкана Немо (о-в Оникотан, Курильские острова)
- КСМ-453 (г)** $\delta C^{14}=1,7\pm 0,4\%$
Современная древесина, дерево росло у подножья северного склона потухшего вулкана Уратман, расположенного на северной оконечности о-ва Симушир (Курильские острова). Высота расположения образца 20 м над уровнем моря.
- КСМ-454 (г)** $C^{14}=4,1\pm 0,4\%$
То же. Высота расположения 40 м над уровнем моря.
- КСМ-455 (г)** $\delta C^{14}=3,4\pm 0,4\%$
То же. Высота расположения 100 м над уровнем моря.
- КСМ-452 (г)-А** $\delta C^{14}=3,7\pm 0,5\%$
Серия образцов КСМ-452 (г)-А÷452 (г)=0 представляет собой группы годовичных колец из современной древесины (ольхи), дерево росло в нижнем течении р. Камчатка, около 60 км ниже поселка Козыревск (п-ов Камчатка), срублено в 1967 г. Образец КСМ-452 (г)-А — годовичные кольца, соответствующие интервалу 21—25 лет (с момента гибели дерева). Наружные годовичные кольца (последние 20 лет) включают бомбовый C^{14} .
- КСМ-452 (г)-Б** $\delta C^{14}=-4,8\pm 0,5\%$
То же. Группа колец 26—30 лет
- КСМ-452 (г)-В** $\delta C^{14}=-4,7\pm 0,8\%$
То же. Группа колец 31—35 лет.
- КСМ-452 (г)-Г** $\delta C^{14}=-4,1\pm 0,5\%$
То же. Группа колец 36—40 лет.
- КСМ-452 (г)-Д** $\delta C^{14}=-4,7\pm 0,6\%$
То же. Группа колец 41—45 лет.

КСМ-452 (г)-Е $\delta C^{14} = -2,7 \pm 0,6\%$ То же. Группа колец ≥ 46 лет.**КСМ-452 (г)-О** $\delta C^{14} = +38,2 \pm 0,6\%$

То же. Группа колец 0—20 лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсланов Х. А., Громова Л. И. Циклическая тримеризация ацетилена и алкилацетиленов на хромалюмосиликатном катализаторе.— Докл. АН СССР, 183, № 4, 881, 1968.
2. Алексеев В. А., Смирнов И. В. Измерение C^{14} на двухканальном сцинтилляционном счетчике.— В сб. «Радиоуглерод», Вильнюс, 1971.
3. Алексеев В. А., Лаврухина А. К., Мильникова З. К., Смирнов И. В., Сулержицкий Л. Д. Вариации содержания радиоуглерода в кольцах секвойи.— В сб. «Радиоуглерод», стр. 45, Вильнюс, 1971.
4. Лаврухина А. К., Алексеев В. А., Галимов Э. М., Сулержицкий Л. Д. Радиоуглерод в кольцах секвойи.— Докл. АН СССР, 210, № 4, 941, 1973.
5. Алексеев В. А., Лаврухина А. К., Мильникова З. К., Смирнов И. В., Сулержицкий Л. Д. Солнечные космические лучи и вариации содержания радиоуглерода в атмосфере Земли.— В сб. «Тр. Всесоюзного совещания по проблеме «Астрофизические явления и радиоуглерод» (Тбилиси, 4—6 октября 1973 г.). 1974.

В. С. ВЕКСЛЕР, Б. Д. ПУТАНС, В. Я. СТЕЛЛЕ

**РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИИ
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ (ВНИИМОРГЕО)**

Сообщение II

6995 $\pm$ 150

Уголь древесины из VI культурного горизонта, взятый на глубине 1,8 м. Стоянка «Горелый Лес», Иркутская область в 5 км от пос. Мишелевка, правый берег г. Белая. Образец предоставил Савельев Н. А.

Ri-51**8444 $\pm$ 124**

Уголь древесины из VII культурного горизонта того же разреза, отобранный на глубине 2 м.

Ri-52**2767 $\pm$ 108**

Уголь лесного пожара, погребенный золовыми песками на поверхности 7,5-метровой террасы Байкала, мыс Песчаные Бугры, Бурятская АССР. Образец предоставил Мац В. Д.

Ri-53**8769 $\pm$ 394**

Уголь лесного пожара, отобранный внутри разреза дюн, мыс Песчаные Бугры. Образец предоставил Мац В. Д.

Ri-55**3223 $\pm$ 100**

Древесина, взятая из основания торфяника, расположенного на отложениях современной стадии моря. Берег моря вблизи пос. Москалево, о-ва Сахалин. Образец предоставил Вейнберг И. Г.

Ri-56**8153 $\pm$ 130**

Торф, средне- и хорошо разложившийся, взят с глубины 0,85—0,90 м. Болото Сарнате, расположенное в прибрежной части древних бассейнов Балтики между г.г. Вентспилс и Павилоста, Латвийская ССР. Образец предоставил Стелле В. Я.

- Ri-57** 3985±98
Древесина из основания торфяника, залегающего на отложениях современной стадии моря. Берег моря вблизи пос. Вторая Площадь. О-в Сахалин. Образец предоставил Вейнберг И. Г.
- Ri-58** 1836±80
Торф, отобранный из торфяника с горизонтами пожаров на глубине 0,5 м, расположенного на поверхности 8-метровой террасы Байкала, мыс Биря. Бурятская АССР. Образец предоставил Мац В. Д.
- Ri-59** 2166±80
То же, что и Ri-58, только образец залегает несколько ниже.
- Ri-60** 908±80
Древесина, взятая на береговом валу современной стадии моря. Устье р. Пучувеем, недалеко от пос. Устья Чаун. Образец предоставил Вейнберг И. Г.
- Ri-61** 2744±120
Древесина, включенная в слабо разложившийся торф, взятая с глубины 0,85—0,95 м. Торфяник, заполняющий термокарстовую впадину на оз. у г. Остров, Псковская область. Образец предоставил Стелле В. Я.
- Ri-62** 39200
Гуминовые кислоты, выделенные из почвенно-торфяного гумусированного слоя, залегающего в морене, мыс Омагачан. Бурятская АССР. Образец предоставил Мац В. Д.
- Ri-64** 998±100
Торф слабо разложившийся, взят с глубины 0,25 м в том же разрезе, что и образцы Ri-58 и Ri-59. Образец предоставил Мац В. Д.
- Ri-65** 2253±140
Древесина, взята с глубины 1,0 м из конуса выноса руч. Певек, вблизи г. Певек. Залегает среди галечников и линз песка. Магаданская область. Образец предоставил Валпетер А. П.
- Ri-66** 6751±140
Древесина, погребенная в торфе торфяника Торфкалн Пурвс, отобрана на глубине 2,15—2,20 м. Торфяник расположен у пос. Саласпилс восточнее г. Риги Латвийская ССР. Образец предоставил Стелле В. Я.
- Ri-67** 2345±125
Гуминовые кислоты, выделенные из слоя гумусированной и ожеженной супеси на глубине 0,65 м из того же разреза, где отобраны образцы Ri-58, Ri-59, Ri-64. Образец предоставил В. Д. Мац.
- Ri-68** 22282±450
Торф, очень хорошо разложившийся, взят из гуминового горизонта, залегающего под делювиально-пролювиальными отложениями на глубине 6,3 м. Поверхность 12-метровой байкальской террасы. Западный берег п-ова Св. Нос, Бурятская АССР. Образец предоставил В. Д. Мац.
- Ri-69** 9720±120
Торф, хорошо разложившийся, с остатками древесины, взят с глубины 2,90—3,05 м. Залегает под отложениями старицы. Левый берег р. Руны, 12 км к югу от пос. Прикуле, Латвийская ССР. Образец предоставил В. Я. Стелле.
- Ri-70** 4297±140
Древесина взята на глубине 1,5 м из основания торфяного горизонта на левобережье р. Пучувеем, южная часть Чаунской губы. Магаданская область. Образец предоставил А. П. Валпетер.
- Ri-71** 768±100
Уголь из засыпки могильной ямы, взят с глубины 0,85 м. Усть-Белая II (Шумилиха), Иркутская область.
- Ri-73** 3257±140
Древесина взята с глубины 2 м конуса выноса руч. Певек, сложенного илстым галечником. Вблизи г. Певек, Магаданская область. Образец предоставил А. П. Валпетер.

Х. А. АРСЛАНОВ, Б. А. ФИЛОНОВ,
С. Б. ЧЕРНОВ, Е. В. МАКАРОВА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ЛАБОРАТОРИЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ НИГЭИ ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Сообщение II

В данном сообщении приводятся результаты датирования по C^{14} проб органических остатков и раковин моллюсков, полученные при проведении комплексных климато-геохронологических исследований опорных разрезов верхнего плейстоцена ледниковых и перигляциальных районов Европейской части СССР. Эти исследования в 1967—1973 гг. проводились Лабораторией геохронологии НИГЭИ совместно с сотрудниками Палинологической лаборатории НИГЭИ, Географического факультета ЛГУ, СЗГУ, ВСЕГЕИ, ГУЦР, Института геохимии и геофизики АН БССР, Института геологии Кольского филиала АН СССР, Литовского гос. университета и Литовского НИГРИ. В описаниях датировок и комментариях, подготовленных Х. А. Арслановым, кратко приведены климато-геохронологические выводы, опубликованные нами совместно с сотрудниками перечисленных геологических учреждений. Предварительная обработка проб гумусированной породы, растительного детрита, торфа и древесины проводилась последовательным кипячением в растворах 5% HCl , 2% $NaOH$, 5% HCl . Продолжительность обработки в щелочи варьировалась от 2—3 часов (голоценовые и позднеледниковые пробы) до 2—3 суток (пробы с возрастом более 15—20 тыс. лет) (Арсланов, 1972). Некоторые пробы (например, моховый торф) сильно растворяются при кипячении в щелочи. Удаление гуминовых кислот в таких случаях проводилось обработкой проб 2% раствором $NaOH$ при комнатной температуре в течение одних суток и датируемый углерод включает в себя фракцию пробы, растворимую в горячем 2% растворе щелочи.

Многие пробы торфа и растительного детрита датировались по крупной ($\geq 0,25$ —1,0 мм) и мелкой ($\leq 0,25$ —1,0 мм) фракциям и растворимой в горячей щелочи фракции (после удаления гуминовых кислот щелочной обработкой при комнатной температуре). Датирование по этим фракциям позволяет обнаружить загрязнение корешками и гуминовыми кислотами (Арсланов, 1972).

Также с целью обнаружения загрязнения, датирование древних раковин моллюсков проводилось по двум фракциям — промежуточной и внутренней. Внешняя фракция, составляющая 30% по весу пробы, удалялась растворением в соляной кислоте.

Синтез карбида лития и бензола осуществлялся по стандартным методам (Арсланов, 1972). В качестве современного стандарта применялся бензол, синтезированный из годовичных колец сосны, образовавшихся в течение 1840—1850 гг. Измерение проб бензола проводилось на сцинтилляционном счетчике, построенном по схеме совпадений. Вычисление возраста проводилось на основе периода полураспада C^{14} 5570 ± 30 лет. Отсчет возраста производится от 1950 г.

Датировки осадков микулинского межледникового**Сосновка****ЛУ-154****≥ 53340**

Древесина из слоя торфа, вскрытого шурфом на глубине 2,2 м у д. Сосновка в 75 км севернее г. Калинин, на водоразделе рек Медведица и Тифина. Образец предоставлен Л. Т. Семененко в 1970 г. Спорowo-пыльцевая диаграмма данного торфяника характерна для микулинского межледникового (анализы Ю. И. Мешковой и др.). В торфянике Т. Д. Колесниковой определена флора, свойственная микулинскому межледниковью (Арсланов, Козлов и др., 1974).

Данильцево**ЛУ-171****≥ 54930**

Древесина из слоя торфа, вскрытого шурфом на глубине 3,2 м в 500 м севернее д. Данильцево, в 40 км к северо-северо-западу от г. Калинин (лихославльская гряда). Образец предоставлен Л. Т. Семененко в 1970 г. По палеоботаническим данным время формирования торфяника относится к микулинскому межледниковью (Арсланов, Козлов и др., 1974).

Тутаев**ЛУ-174****≥ 54250**

Древесина из алевроитовых глин, вскрытых в котловане на глубине 1,5 м в 1 км к юго-западу от г. Тутаев. Образец отобран Х. А. Арслановым и Л. Т. Семененко в 1971 г.

По палеоботаническим данным (спорово-пыльцевой анализ А. А. Гузман, определения макроостатков флоры Т. Д. Колесниковой) накопление глин с растительными остатками происходило во время микулинского межледникового (Арсланов, Козлов и др., 1974).

Ильн Гора**ЛУ-353****≥ 53970**

Древесина с глубины 4,65—5,50 м (скв. 1, слой 7—9) в 350 м к северо-востоку от с. Анимово Ржевского р-на Калининской обл. Образец предоставлен Л. Т. Семененко в 1972 г.

По данным спорово-пыльцевого анализа (палинолог М. К. Валуева) накопление органогенного слоя относится либо к ранневалдайскому межстадиалу, либо микулинскому межледниковью (частное сообщение Л. Т. Семененко, 1974 г.).

Мухино (Сандово)**ЛУ-354****≥ 52050**

Торф с древесиной с глубины 3,0—3,5 м (скв. 4, слой 8) в 1,5 км восточно-юго-восточнее от ст. Сандово Калининской обл. Образец предоставлен Л. Т. Семененко в 1972 г.

Для данного торфяника А. А. Гузман и Г. К. Щербо получили спорово-пыльцевую диаграмму, типичную для микулинского межледникового (личное сообщение Л. Т. Семененко, 1974 г.).

Приведенные геохронологические данные являются результатом детальной геохронологической съемки межледниковых отложений на «спорной» по определению В. Б. Козлова (1972) территории, находящейся между границами осташковского и калининского оледенений по схеме А. И. Москвитина (1967). Полученные значения возраста и палеоботанические данные убедительно показывают, что эти межледниковые слои, также как и подобные межледниковые осадки в разрезах Черменино, Черемуха и Яковка вблизи г. Рыбинск (Арсланов и др., 1967), древнее осадков, образовавшихся во время неледниковой интервала между ранне- и поздневалдайскими стадиями последнего оледенения Русской равнины. Следовательно, подстилающая межледниковые слои морена более древняя, чем ледниковые образования главной ранневалдайской стадии оледенения, поскольку по общей климато-геохронологической схеме верхнего плейстоцена за ранневалдайской ледниковой стадией (с которой сопоставляется калининское оледенение) непосредственно следует средневалдайский неледниковый интервал.

Куркляй

ЛУ-322А

25590 ± 880

Прослойка сильно разложившегося торфа мощностью 1—6 см на кровле известкового туфа в обнажении у д. Янонис, в 3 км к западу от местности Куркляй Анишчайского р-на Литовской ССР. Торф перекрывается красно-бурым моренным суглинком мощностью 2,8 м. Прослой торфа пронизан корешками растений, проникающими через трещины в морене. Крупная фракция (≥ 1 мм). Образец предоставлен П. П. Вайтекунасом в 1972 г. (Вайтекунас и др., 1973).

ЛУ-322В

31960 ± 730

Мелкая фракция (≤ 1 мм) этого же образца. Более молодой возраст крупной фракции торфа определенно указывает на загрязнение корнями растений, которые в пробе визуально заметны. Часть корней может проникнуть и в мелкую фракцию и занижить ее возраст. Поэтому датировку мелкой фракции следует рассматривать как минимальную, т. е. как ≥ 31960 лет.

ЛУ-305

 ≥ 44400

Известковый туф (озерный мел) светло-серого цвета на глубине около 4 см ниже контакта с датированной прослойкой торфа (ЛУ-322). Отобран Х. А. Арслановым, П. П. Вайтекунасом и Е. А. Спиридоновой в 1970 г. Внешний слой (50% пробы по весу) удален растворением в соляной кислоте.

Комментарий. Согласно палинологическому анализу, проведенному Е. А. Спиридоновой, верхние слои туфа могут соответствовать ранневалдайскому межстадиалу, сопоставляемому с брёрупом, или ранним фазам микулинского межледниковья (до климатического оптимума). Образование вышележащей прослойки торфа вероятно происходило во время средневалдайского межстадиального комплекса или ранневалдайского межстадиала (Вайтекунас и др., 1973). В Лаборатории Лит. НИГРИ для образца туфа, отобранного вблизи контакта с торфом, получена датировка 22700 ± 360 лет ($V_s = 39$) (Шулия и др., 1973). Эта датировка не может считаться адекватной, т. к. она значительно моложе датировки вышележащего слоя торфа (ЛУ-322 В) и резко занижена по сравнению с датировкой ЛУ-305 этого же туфа.

Вастьянский Конь

ЛУ-342

 ≥ 45000

Горизонтальнослоистые тонкие частые прослойки растительного детрита в слое оторфованного серого песка на глубине 1,25—1,65 м от подошвы темно-серого валунного суглинка мощностью 6,6 м в разрезе Вастьянский Конь на правом берегу р. Печора в 2 км выше впадения р. Сула у с. Великовисочное, Ненец. нац. округ. Расчистка заложена в средней части обнажения в 1 км ниже верхнего конца разреза, в 400 м выше створов. Высота бровки в месте расчистки 85 м над уровнем Печоры. Отобран Х. А. Арслановым, Г. Н. Бердовской и Э. И. Лосевой в 1972 г.

По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного Г. Н. Бердовской (1971), верхняя пачка песков, из кровли которых отобран образец, формировалась в конце микулинского межледниковья.

ЛУ-372

 ≥ 53690

Повторное определение возраста того же образца (ЛУ-342) по большему количеству пробы.

Гарево

ЛУ-343

 ≥ 49340

Древесина из кровли межледникового торфяника в разрезе, вскрытом оврагом, у нижнего конца д. Гарево в нижнем течении Печоры, Коми АССР. Образец отобран Х. А. Арслановым, Г. Н. Бердовской и Э. И. Лосевой в 1972 г.

Комментарий. Ранее полученные конечные датировки разрезов Вастьянский Конь и Гарево (Яхимович, 1971), по-видимому, омоложены в результате загрязнения пробы современным C^{14} , включая возможно и искусственный C^{14} .

Датировки осадков межледниковой трансгрессии Кольского п-ова

Пробы предоставлены В. Я. Евзеровым и С. А. Стрелковым в 1970 г. (Геологический институт Кольского филиала АН СССР).

М. Качковка

ЛУ-136 А**35540±510**

Толстостенные (5—6 мм) раковины моллюсков *Cyprina islandica*, отобранные в обнажении на р. Малая Качковка на глубине, 7,6—8,3 м. Абс. отм. около 130 м. Промежуточная фракция.

ЛУ-136 В**≥43700**

Внутренняя фракция тех же раковин

Святоносский залив

ЛУ-137 А**41900±1290**

Раковины моллюсков из слоя супеси в основании разреза в кутовой части Святоносского залива. Абс. отм. 10—15 м. Промежуточная фракция.

ЛУ-137 В**46540±1770**

Внутренняя фракция тех же раковин

Поной

ЛУ-142 А**38850±970**

Раковины моллюсков хорошей сохранности из обнажения в 0,6 км к востоку от устья безымянного ручья, впадающего слева в Поной против руч. Дулядова. Абс. отм. 115 м. Промежуточная фракция.

ЛУ-142 В**44200±1770**

Внутренняя фракция тех же раковин

ЛУ-144 В**≥43000**

Толстостенные раковины гастропод, отобранные на правом берегу р. Поной в ее нижнем течении. Абс. отм. 25 м. Внутренняя фракция

Варзуга

ЛУ-141 А**≥40930**

Обломки раковин в обнажении на правом берегу р. Варзуга в 15 км к юго-востоку от устья руч. Собачий. Промежуточная фракция.

ЛУ-141 В**≥37040**

Внутренняя фракция тех же раковин

Пулоньга

ЛУ-140 А**35290±750**

Крупные обломки раковин в обнажении на левом берегу руч. Лудяный в 0,4 км от впадения его в р. Пулоньга. Раковины отобраны из коричневого суглинка, подстилаемого зеленовато-серой глиной. Промежуточная фракция.

ЛУ-140 В**36290±600**

Внутренняя фракция тех же раковин.

Комментарий. Более молодой возраст промежуточной фракции образцов ЛУ-136, 137 и -142 по сравнению с возрастом внутренней фракции экспериментально доказывает загрязнение раковин более молодыми карбонатами. Очевидно, что загрязнение частично могло проникнуть и во внутреннюю фракцию и уменьшить возраст. Поэтому датировки внутренней фракции раковин, для которых обнаружено загрязнение, согласно установленному правилу (Арсланов, 1971б), следует считать лишь минимальными, т. е. ≥43700 (ЛУ-136 В), ≥46540 (ЛУ-137 В) и ≥44200 лет (ЛУ-142 В).

По данным В. Я. Евзерова и др. (1972), датированные морские осадки (ЛУ-136, 137, 142, 144) — типично межледниковые, причем морские осадки на побережье Святоносского залива (ЛУ-137) отражают начальную

трансгрессивную фазу, а осадки в обнажениях на р. Малая Качковка (ЛУ-136) и р. Поной (ЛУ-142, 144) представляют завершающуюся, регрессивную фазу межледниковой трансгрессии. Полученные датировки позволяют прийти к выводу, что возраст этой регрессивной фазы в изученных разрезах более 43—44 тыс. лет. Таким образом, вопреки мнению В. Я. Евзерова и др. (1972), данные межледниковые отложения по возрасту вряд ли могут быть сопоставлены с внутривюрмским потеплением во время средневалдайского межстадиала и каргинского межледниковья (50—25 тыс. лет назад). С другой стороны, согласующийся возраст обеих фракций образца из разреза Пулоньга (ЛУ-140) предусматривает, что эти осадки, образовавшиеся по данным В. Я. Евзерова и др. (1972) в более холодных, по сравнению с современным, климатических условиях, могут действительно соответствовать более поздней трансгрессии во время средневалдайского потепления.

В. Тельза

ЛУ-168

≥ 47200

Торф с глубины 24,65 м в обнажении на правом берегу р. Тельза (приток Онеги) в 6,5 км ниже устья руч. Березовый.

Датировки осадков ранневалдайских межстадиалов

Корожечна

ЛУ-124

≥ 54930

Обломки древесины из обнажения на правом берегу р. Корожечна в 150 м вверх от устья р. Катка. Слой 9. Образец предоставлен И. И. Красновым и Е. П. Зарриной в 1970 г.

Карукюла

ЛУ-44

≥ 52780

Крупные обломки древесины в слое древесного торфа, вскрытого шурфом на глубине 1,50—1,60 м на поверхности моренного плато в д. Карукюла-Кескюла в юго-западной Эстонии. Обнажение № 2, обр. № 1. Образец отобран в 1965 г. И. И. Красновым и Е. П. Зарриной одновременно с эстонскими исследователями (Арсланов, 1971а; Бреслав и др., 1971).

ЛУ-128

≥ 53240

Крупные обломки древесины в слое древесного торфа, вскрытого шурфом на глубине 1,5—1,8 м в д. Карукюла-Кескюла. Образец отобран Я. М. Пуннингом в 1965 г. и предоставлен им для датирования в Лабораторию геохронологии НИГЭИ в 1970 г. (Арсланов, 1971а).

Комментарий. Недавно в Бирмингемской лаборатории получена новая запредельная датировка древесины из разреза Карукюла, с глубины 1,65 м ≥ 48750 лет (Birm-249, Shotton, Williams, 1973).

Эти авторы отмечают, что определение возраста проведено по такому же образцу, по которому раньше в Тартуской лаборатории получена датировка 40500 ± 700 лет (ТА-275).

Таким образом, три запредельные датировки верхнего слоя торфяника показывают, что ранее полученные более молодые конечные датировки являются заниженными, по-видимому, в результате загрязнения более молодым углеродом. Соответственно этому не подтверждается и концепция о молодом средневалдайском карукюласском межледниковьи (Пуннинг и др., 1969), основанная на омоложенных датировках. Запредельные датировки в совокупности с палеоботаническими данными (Орвику, Пиррус, 1965; Лийвранд, 1972) убедительно свидетельствуют о ранневалдайском или более древнем возрасте этих отложений.

Тосна

ЛУ-5

≥47500

Прослой гипнового торфа с глубины 4,0—4,3 м из слоя межморенной заторфованной супеси, скв. 8 на левом берегу Невы близ устья р. Тосна в районе Ивановских порогов. Предоставлен И. П. Бакановой и Е. А. Спиридоновой в 1967 г.

По совокупности геологических данных и результатов спорово-пыльцевого анализа, выполненного Е. А. Спиридоновой, время формирования данного слоя относится к ранневалдайскому межстадиалу, сопоставляемому с межстадиалом брёруп в Нидерландах и Дании (Арсланов, Баканова и др., 1974).

Мурава

ЛУ-100

≥50000

Торф из кровли межстадиальных отложений в разрезе у д. Мурава (разрез Мурава I, главный овраг) на правом берегу р. Березина. Образец отобран Х. А. Арслановым и Л. Н. Вознячуком в 1968 г.

Согласно палеоботаническим данным, формирование прослойки торфа относится к ранневалдайскому межстадиалу, сопоставляемому с межстадиалом брёруп (Вознячук, 1973).

Слобода, нижн. горизонт торфа

ЛУ-309

≥50000

Гиттия торфянистая в обнажении на левом берегу р. Каспля в 1,5 км выше г. Сураж, напротив д. Слобода. Образец отобран Х. А. Арслановым, Л. Н. Вознячуком и Е. Г. Калечиц в 1969 г.

Согласно палеоботаническим данным время образования гиттии относится к одному из ранневалдайских межстадиалов (Арсланов, Вознячук и др., 1973).

Ионёнис

ЛУ-155

≥52810

Гиттия плитчатая с глубины 2,8 м от кровли озерных отложений в разрезе на левом берегу р. Нямунас в 3 км ниже г. Меркине, на правом склоне оврага в 100 м от устья реки, прорезавшей этот овраг. Отобран Х. А. Арслановым, О. П. Кондратене и Е. А. Спиридоновой в 1970 г.

По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного О. П. Кондратене, формирование данного слоя торфа происходило во время межстадиала, сопоставляемого с оддерадским межстадиалом в Западной Европе (О. П. Кондратене, личное сообщение, 1973 г.). Таким образом, самый поздний ранневалдайский межстадиал в ледниковой зоне Европейской части СССР имеет возраст более 52 800 лет.

Датировки осадков ранневалдайской ледниковой стадии

Шестихино

ЛУ-14 В

49000±1530

Торф древесный с большим количеством тонких стебельков с глубины 5,9 м из толщи озерных глин в карьере кирпичного завода вблизи ст. Шестихино, в 35 км к западу от г. Рыбинск. Мелкая фракция (≤ 1 мм), растворимая в горячем 2%-ном растворе NaOH. Предоставлен И. И. Красновым и Е. П. Зарриной в 1968 г.

ЛУ-14А

19420±610

Крупная фракция (≥ 1 мм) того же образца.

Комментарий. Более молодой возраст крупной фракции определенно указывает на загрязнение образца корешками более молодых растений. Поэтому возраст мелкой фракции (ЛУ-14В) следует рассматривать лишь как минимальный, т. е. как ≥ 49000 лет.

Согласно палинологическим данным Е. А. Спиридоновой, органогенные слои формировались в холодных условиях, когда широкое развитие получили настоящие тундровые группировки. По совокупности геологических, палинологических и геохронологических данных время формирования торфяника относится к заключительной фазе ранневалдайской ледниковой стадии (Арсланов, Бреслав и др., 1970). Полученные климатогеохронологические данные свидетельствуют о значительной амплитуде похолодания в ранневалдайскую стадию.

М и г о в о

ЛУ-139

≥ 45000

Растительный детрит, выделенный из алеврита аллювия мостовской террасы Немана в обнажении на левом берегу Немана в 500 м выше д. Мигово, в 15 км к юго-востоку от г. Гродно. Образец отобран на глубине 4,5 м над урезом Немана. Предоставлен Л. Н. Вознячуком в 1970 г.

В растительном детрите Ф. Ю. Величкевичем определена дриасовая флора. По данным Л. Н. Вознячука и др. (1972) возраст этой флоры не моложе ранневалдайской ледниковой стадии (предпоследней стадии вюрма по определению Л. Н. Вознячука) и не древнее днепровского оледенения, поскольку аллювий мостовской террасы подстилается мореной днепровского оледенения.

Общий комментарий. Таким образом, судя по датировке разреза Шестихино, возраст ранневалдайской ледниковой стадии составляет более 49 000 лет. Тундровые условия, существовавшие даже во внеледниковых районах (по отношению к максимальной, поздневалдайской стадии), дают представление о значительной амплитуде похолодания в ранневалдайскую стадию.

Датировки средневалдайского межстадиального комплекса

Датировки отложений межстадиала «Гражданский проспект»

Шестихино, расч. 1971 г.

ЛУ-340А

47340 ± 1420

Землистый торф с глубины 3,0—3,2 м, отобранный в карьере кирпичного завода вблизи ст. Шестихино. Крупная фракция (≥ 0,5 мм). Отобран Х. А. Арслановым, Л. Т. Семенико, Н. С. Чеботаревой и М. А. Фаустовой в 1971 г.

Серия датировок разреза Красная Горка

Данный разрез находится на левом берегу Днепра, в 2,3 км к северо-северо-востоку от д. Турск Рогачевского р-на Гомельской обл. Здесь аллювиальные отложения II надпойменной террасы содержат линзу старичных органогенных отложений — темно-коричневые гиттии мощностью около 5 см и буровато-желтый гипновый торф 20 см с прослойкой песка. Пробы торфа на определение абсолютного возраста отобраны Х. А. Арслановым, Л. Н. Вознячуком в 1968—1970 гг. Пробы, отобранные в 1968—1969 гг., представляли собой прослой торфа мощностью около 10—15 см. При повторном отборе в 1970 г. вся толща торфяника, мощностью 21 см, была разделена на 7 прослоек и из всех прослоек отобраны образцы на датирование.

ЛУ-74

44400 ± 1700

Прослой торфа из нижней части торфяника. Отобран в 1968 г.

ЛУ-112

42820 ± 1170

Прослой торфа из средней части торфяника. Отобран в 1969 г.

ЛУ-99

38500 ± 1220

Прослой торфа из верхней части торфяника. Отобран в 1969 г.

ЛУ-132

30340 ± 610

Прослой торфа на глубине 0—3 см от кровли торфяника. Отобран в 1970 г.

ЛУ-318

≥ 37100

Прослой торфа на глубине 3—6 см от кровли торфяника.

ЛУ-164

46030 ± 1710

Прослой торфа на глубине 6—9 см от кровли торфяника

ЛУ-186

46770 ± 830

Прослой торфа на глубине 12—15 см от кровли торфяника

ЛУ-133

45260 ± 800

Прослой торфа на глубине 18—21 см от кровли торфяника (подошва торфяника).

Комментарий. Детальное послойное датирование позволило выяснить причину расхождений возраста прежних определений. Оказалось, что основная часть торфяника формировалась в течение короткого времени в первую половину межстадиального периода, а кровля торфяника (ЛУ-132) отлагалась во время другого, более позднего периода средневалдайского интервала. Перерыв между слоями 0—3 и 3—21 см отмечается также на спорово-пыльцевой диаграмме, полученной Е. А. Спиридоновой по образцам, отобраным в 1970 г. (Спиридонова, личное сообщение, 1973 г.).

На спорово-пыльцевой диаграмме, приведенной Н. А. Махнач (Арсланов, Вознячук и др., 1971б), выделяются несколько зон с большим содержанием пыльцы трав и зоны с максимумами (до 60—80%) пыльцы древесных пород (преимущественно березы). В торфянике Ф. Ю. Величковичем определены *Selaginella selaginoides* (L) Link, *Betula* папа (L), хвоя сосны, а также растения незадернованных субстратов (Арсланов, Вознячук и др., 1971б; Вознячук, Арсланов, 1971).

К а ш и н

ЛУ-15А

≥ 29200

Торф древесный с глубины 6,0 м в толще озерных глин в карьере кирпичного завода у г. Кашин Калининской обл. Крупная фракция торфа (≥ 1 мм) и ветки древесины. Предоставлен И. И. Красновым и Е. П. Зарриной в 1967 г.

ЛУ-15В

41700 ± 730

Мелкая фракция (≤ 1 мм) того же образца, растворимая в горячем 2%-ном растворе NaOH.

ЛУ-15С

40490 ± 870

Мелкая фракция того же образца, нерастворимая в щелочи.

Комментарий. Согласно возрасту крупной и мелкой фракции торфа и гуминовых кислот свидетельствует об отсутствии загрязнения корешками и гуминовыми кислотами.

Согласно палинологическим данным Е. А. Спиридоновой, в датированном слое торфа преобладает пыльца древесных пород (сосна, береза, ель). Пыльца широколиственных пород отсутствует (Арсланов, Бреслав и др., 1970).

Д о л г о п о л к а

ЛУ-181

41290 ± 320

Обломки древесины хорошей сохранности из прослойки гумусированной глины на глубине 8,0—8,6 м в обнажении Долгополка на левом берегу Волги в 100 м выше устья руч. Долгополка в 4 км выше г. Тутаев. Образец отобран Х. А. Арслановым, Н. Г. Судаковой и Л. Т. Семеновым в 1971 г.

Согласно палинологическим данным Н. С. Соколовой в гумусированной глине в общем составе преобладает пыльца древесных пород, в которой преобладают ель (до 56%) и сосна (до 40%). В виде единичных зерен присутствует пыльца дуба и орешника.

С у х о н а

ЛУ-93

41100 ± 1500

Торф с глубины 19,75—20,00 м из скв. 257 в верховьях р. Сухова у д. Селище Вологодской обл. Предоставлен В. А. Ауслендером в 1969 г.

ЛУ-94

40800 ± 1900

Торф из той же скважины, с глубины 20,0—20,2 м.

Датированные слои по данным палинолога Р. А. Бичуриной имеют спорово-пыльцевые спектры, указывающие на преобладание лесных формаций с участием ели, сосны, березы (Ауслендер и др., 1970).

«Г р а ж д а н с к и й п р о с п е к т »

ЛУ-63

39000 ± 800

Прослой торфа с глубины 15,4—15,5 м из скв. 6, пробуренной у руч. Мушинский в районе Гражданского проспекта в Ленинграде. Предоставлен О. М. Знаменской в 1967 г.

ЛУ-22

40380 ± 800

Прослой торфа с глубины 15,7—15,9 м из той же скважины.

По данным Е. А. Спиридоновой прослой торфа на глубине 15,7—15,9 м характеризуется лесным спектром северо-таежного типа (Арсланов, Знаменская и др., 1974).

Общий комментарий. Органогенные отложения разрезов Кашин, Долгополка, Сухона и «Гражданский проспект» (глубина 15,7—15,9 м) имеют сходную палеоботаническую характеристику и по возрасту (6 датировок) укладываются в узкий интервал от $40\,380 \pm 800$ до $41\,700 \pm 730$ лет. Хорошее согласие возраста и палеоботанических данных этих разрезов свидетельствует о надежности палеоботанических и геохронологических результатов.

Кириллов

ЛУ-17

 ≥ 35000

Прослой торфа на глубине 3,6—4,0 м из скв. 4-бис в 3 км на север от г. Кириллов, вблизи дороги Кириллов — Ферапонтово, Вологодской обл. Торф залегает на морене. Отобран при помощи комплекта ручного бурения Х. А. Арслановым, В. Г. Ауслендером, В. И. Гаркушей и В. И. Хомутовой в 1967 г.

По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного В. И. Хомутовой, в растительном покрове времени образования торфа господствовали формации вначале еловых, затем березовых лесов (Ауслендер и др., 1970).

Шапурово

ЛУ-92В

 36400 ± 800

Прослой торфа на глубине 1,2 м над урезом р. Каспля в обнажении вблизи д. Шапурово на правом коренном берегу р. Каспля в 3—5 км к юго-востоку от г. Сураж. Торф перекрывается алевритами усвяческой свиты и поздневалдайской морены. Мелкая фракция ($\leq 0,5$ мм). Отобран Х. А. Арслановым и Л. Н. Вознячуком, в 1969 г. В этом же слое во время отбора данной пробы найден рог северного оленя хорошей сохранности (Вознячук и др., 1972б). По данным палеокарпологиического и спорово-пыльцевого анализов, выполненных Ф. Ю. Величким и Н. А. Махнач, флора прослойки торфа воспроизводит растительность зарастающих водоемов и осоково-типиновых болот, которые существовали среди несомкнутых лесов северотаежного типа (Арсланов, Вознячук и др., 1971в).

Слобода, верх. гориз. торфа

ЛУ-98

 37960 ± 1000

Маломощный слой (10 см) сильно криотурбированного иловатого гипново-осокового торфа на глубине 1,5—1,7 м от подошвы валдайской морены в описанной выше расчистке (ЛУ-309в) на левом берегу р. Каспля напротив д. Слобода. Мелкая фракция торфа ($\leq 0,5$ мм). Отобран Х. А. Арслановым, Л. Н. Вознячуком и Е. Г. Калечич в 1969 г.

В растительных остатках торфа Ф. Ю. Величким обнаружены мегаспоры *Selaginella selaginoides* (L.) Link. В палиноспектрах прослойки торфа по данным В. Б. Кадацкого сумма пыльцы древесных пород составляет до 48% и она главным образом принадлежит карликовой березе, древовидным березам, сосне, ели, иве и ольховнику (Арсланов, Вознячук и др., 1973).

ЛУ-98 В

 35000 ± 2300

Растворимая в горячем 2%-ном растворе NaOH фракция того же образца. Сходящийся возраст этого образца с возрастом образца ЛУ-98 указывает на отсутствие загрязнения гуминовыми кислотами.

Селириканская лошадь

ЛУ-71

 ≥ 35000

Мускульная ткань трупа замороженной ископаемой лошади, извлеченной из шахты № 221 с глубины 8—9 м на берегу руч. Балхан в бассейне р. Селирикан (приток Индигирки). Образец предоставлен Н. К. Верещагиным в 1969 г. Ткань при комнатной температуре последовательно обрабатывалась по 24 часа в растворах 0,5н HCl—0,1н NaOH—0,5н HCl и далее из нее синтезировался бензол по стандартной методике.

ЛУ-506

 38590 ± 1120

Растительные остатки из желудка селириканской лошади. Образец предоставлен Н. К. Верещагиным, Б. А. Тихомировым и В. В. Культиной в 1974 г.

На основании спорово-пыльцевого анализа Б. А. Тихомиров и В. В. Культина (1973) приходят к заключению, что почти все растения, пыльца которых обнаружена в желудке этой лошади, в настоящее время встречаются в бассейне верхнего течения Колымы и в других районах севера Якутии. Исключение составляют некоторые хвойные (*Picea obovata* и др.), которые в настоящее время произрастают в более южных

районах. Эти результаты, по-видимому, свидетельствуют о сравнительно благоприятных условиях на севере Сибири во время малохетского потепления каргинского межледниковья (Кинд, 1972) — аналога межстадиала «Гражданский проспект» Европейской части СССР.

Датировки осадков лясциемского этара похолодания

Лясциемс

ЛУ-159

32260 ± 730

Растительный детрит на глубине 25—40 см от кровли слоя алевроита с растительным детритом в обнажении на правом берегу р. Гауя в нас. пункте Лясциемс (Латвийская ССР). Фракция $\geq 0,25$ мм. Отобран Х. А. Арслановым и М. Я. Крукле в 1970 г.

ЛУ-311 А

≥ 33450

Растительный детрит на глубине 40—55 см от кровли слоя алевроита. Крупная фракция ($\geq 0,5$ мм). Образец обработан 2% раствором NaOH при комнатной температуре.

ЛУ-311 В

34500 ± 790

Мелкая фракция ($\leq 0,5$ мм) того же образца.

Комментарий. Крупная фракция образца (ЛУ-311А) имеет практически не меньший возраст, чем мелкая фракция образца (ЛУ-311В), что свидетельствует о том, что растительный детрит не загрязнен корешками более молодых растений и гуминовыми кислотами.

По данным спорово-пыльцевого анализа межморенной толщи, выполненного О. П. Кондратене, в общем составе преобладает пыльца травянистых растений и споры. Пыльца древесных пород составляет только 5—22%, причем большая часть древесной пыльцы принадлежит карликовой березке. Ф. Ю. Величковичем в растительных остатках определено обилие мегаспор *Selaginella selaginoides* (L.) Link. Таким образом, палеоботанические данные свидетельствуют о безлесных перигляциальных условиях во время осадконакопления датированного слоя алевроита.

Датировки осадков дунаевского межстадиала

Шенское, обнажение

ЛУ-107

31470 ± 590

Древесина из прослойки торфа на глубине 4,5—5,0 м в обнажении на правом берегу р. Кесьма, впадающей в Рыбинское водохранилище в 400 м западнее с. Шенское, Калининской обл. Предоставлен Е. П. Зарриной в 1969 г. (Заррина и др. 1973).

ЛУ-339

32650 ± 720

Торф землистый с глубины 9,7—10,0 м из скважины 10, пробуренной поблизости обнажения, где датирован образец ЛУ-107. Предоставлен Л. Т. Семененко в 1972 г.

Комментарий. Близкое согласие датировок свидетельствует о надежности геохронологических данных. По данным спорово-пыльцевого анализа Е. А. Спиридоновой, в прослое торфа в общем составе содержание пыльцы древесных пород достигает 74%, из них господствует пыльца ели и сосны, составляя попеременно 40—50%. Пыльца широколиственных пород отсутствует. Среди растительных остатков Т. Д. Колесниковой определены шишки *Picea fennica* (Regel) Kom, *Alnus incana* (L.) Moench, *Oxalis acetosella* L.

В настоящее время *P. fennica* распространена только в Фенноскандии и на северо-востоке Европейской части СССР, тогда как на данной территории она не встречается. Этот факт косвенно может указывать на более холодные климатические условия во время формирования торфяника по сравнению с современными (Заррина и др. 1973).

Борисова Гора

ЛУ-105

28170 ± 750

Растительный детрит с глубины 10 м из гумусированного алевроита, перекрытого флювиогляциальными отложениями и мореной, на правом берегу Зап. Двины близ г. Сураж. Предоставлен Л. Н. Вознячуком в 1969 г.

Палеоботанические данные этого разреза свидетельствуют о таком же климате, как и во время формирования межстадиальных отложений в разрезах Красная Горка, Слобода и Шапурово (Вознячук, Арсланов, 1971).

Дунаево

ЛУ-28 А

27050 ± 1500

Прослой сильно разложившегося торфа (2 см) на глубине 5,6 м в обрыве левого коренного склона р. Ловать высотой 14 м в 500 м ниже по течению от д. Дунаево, в 20 км выше г. Холм. Крупная фракция ($\geq 0,5$ мм) торфа. Отобран Х. А. Арслановым. И. П. Бакановой, и Е. А. Спиридоновой в 1967 г.

ЛУ-28 В**25440±270**Мелкая фракция ($\leq 0,5$ мм) того же образца торфа.**ЛУ-28 С****25600±360**Крупная фракция ($\geq 0,5$ мм) торфа, растворимая в горячем 2%-ном растворе NaOH.

Комментарий. Близкие значения возраста трех фракций торфа свидетельствуют о том, что образец не загрязнен корешками растений и гуминовыми кислотами. Согласно палинологическим данным (анализы Е. А. Спиридоновой) в прослое торфа преобладает пыльца древесных пород (40%), среди которых доминирует сосна и ель. Пыльца широколиственных пород присутствует единично. В прослое торфа определены кора и древесины *Betula sec. Albae*, *Pinus silvestris* L., *Pinus* sp. (Арсланов, Баканова и др. 1972).

Датировки максимальной стадии валдайского оледенения**Г о ж а****ЛУ-90****25100±240**

Маломощная линза торфа (2—3 см) в зеленовато-серых алевритах в цоколе III надпойменной террасы Немана (13—15 м) на высоте 5—10 см над урезом Немана в обнажении на правом берегу р. Неман у д. Гожжа, в 13 км к северу от г. Гродно. Образец отобран в 600 м ниже по течению от устья р. Гожжа. Расчистка 12. Крупная фракция (≥ 1 мм) торфа. Отобран Х. А. Арслановым, Л. Н. Вознячуком и Е. Г. Калечиц в 1969 г.

ЛУ-90 В**24860±230**Мелкая фракция (≤ 1 мм) того же образца торфа.**ЛУ-76 А****18730±1230**

Растительный детрит в толще алевритов на гл. 25 см ниже уреза Немана в обнажении у д. Гожжа, в 600 м выше устья р. Гожжа. Расчистка 10. Крупная фракция ($\geq 0,5$ мм). Отобран Х. А. Арслановым, Л. Н. Вознячуком и Е. Г. Калечиц в 1968 г.

ЛУ-76 В**22740±1870**Мелкая фракция ($\leq 0,5$ мм) того же образца торфа.**ЛУ-76 С****23200±520**

Растворимая в горячем 2%-ном растворе щелочи фракция обр. ЛУ-76.

Комментарий. Алевриты с растительным детритом в обнажении Гожжа перекрываются донной мореной максимальной стадии валдайского оледенения или замещающим ее горизонтом грубого песка с галькой и валунами, достигающими 2—3 м в поперечнике. Среди растительных остатков П. И. Дорофеевым определена дриасовая флора *Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Salix herbacea* L., *Polygonum viviparum* L., *Dryas octopetala* L. и др. Здесь же обнаружены климатически индифферентные виды, а также переотложенные семена сальвинии, бразении, граба, войлочной липы из четвертичных и неогеновых отложений (Арсланов, Вознячук и др. 1972). Полученные результаты свидетельствуют о том, что на крайнем западе Европейской части СССР максимальная стадия валдайского оледенения имеет возраст менее 25000 лет, т. е. является поздневалдайской.

Ш а п у р о в о**ЛУ-91****22500±210**

Растительный детрит из слоя алеврита на высоте 0,5 м над торфом слоя 12 (см. ЛУ-92в) или 1,8 м над урезом р. Каспля в обнажении вблизи д. Шапурово на правом коренном берегу р. Каспля в 3—5 км к юго-востоку от г. Сураж. Озерно-аллювиальные отложения с растительным детритом перекрываются мореной максимальной стадии валдайского оледенения мощностью 7,0—8,0 м. Расчистка 8. Отобран Х. А. Арслановым и Л. Н. Вознячуком в 1969 г.

В растительном детрите Ф. Ю. Величквичем определена дриасовая флора *Salix herbacea* L., *Dryas octopetala* L., *Carex* sp., *Potentilla* sp. (Арсланов, Вознячук и др. 1971в).

П у ч к а I**ЛУ-18 А****21880±110**

Прослой торфа с веточками древесины на глубине 6,2 м в обнажении на левом берегу р. Пучка у д. Покровское, в 150 м ниже старого моста дороги Вологда—Кириллов. Осадки с прослоем торфа перекрываются коричневой мореной мощностью 4,7 м. Датировка получена по целлюлозе, выделенной из древесины остатков образца методом нитрования и окисления 3%-ным раствором HNO_3 при 70—80°С с последующей обработкой пробы горячим 2%-ным раствором NaOH (Арсланов, Громова, 1970). Образец отобран Х. А. Арслановым, В. Г. Ауслендером, В. И. Гаркушей и В. И. Хомутовой в 1967 г.

ЛУ-18 В

21410±150

Тот же образец торфа, обработанный по стандартной методике.

Комментарий. По данным В. И. Хомутовой на спорово-пыльцевой диаграмме подморенных озерных отложений отмечается преобладание пыльцы недревесных растений — карликовой березки, а также пыльцы осоковых, гвоздичных, маревых и т. д., что является доказательством существования безлесных пространств. Этот вывод подтверждает находки большого количества листьев *Dryas octopetala* L., *Salix pumularia* Andress и *S. rotundifolia* Trantv (определения Колесниковой Т. Д.). Палеоботанические данные свидетельствуют, что в период накопления озерных осадков на данной территории были распространены арктические и гипоарктические растительные группировки (Арсланов, Ауслендер и др., 1970).

Дричалуки

ЛУ-97

23630±370

Растительный детрит из ритмично-слоистых алевроитов с глубины 3,0 м от подошвы валдайской морены в обнажении у д. Дричалуки (нижний слой) на левом берегу р. Усвьячка, в 100 м выше ее устья, в 2,5 км к северу от г. Сураж. Крупная фракция ($\geq 1,0$ мм). Отобран Х. А. Арслановым и Л. Н. Вознячуком в 1969 г.

ЛУ-96

18370±180

Растительный детрит из алевроитов на глубине 2,0 м от подошвы морены в той же расчистке (средний слой). Крупная фракция ($\geq 1,0$ мм).

ЛУ-95 А

17770±170

Крупная фракция (≥ 1 мм). Растительный детрит из алевроитов с глубины 1,3 м от подошвы морены в той же расчистке (верхний слой).

ЛУ-95 В

17900±160

Мелкая фракция (≤ 1 мм) растительного детрита с глубины 1,3 м от подошвы морены в той же расчистке (верхний слой).

Комментарий. П. И. Дорофеев в прослойках растительного детрита определил остатки более 100 видов растений. В них входят: гипоарктические растения (много *Selagenella selaginoides* (L.) Link, *Salix herbacea* L., *Betula pappae*, *Dryas octopetala* L. и др.); растения обнаженных субстратов; широко распространенные водно-болотные растения; также обнаружены переотложенные термофильные и экзотические виды, несовместные с гипоарктическими формациями.

Судя по датировкам, Суражская низина была покрыта валдайским ледником менее чем 18 000 лет назад во время его максимальной стадии (Арсланов, Вознячук и др., 1971а).

Пучка II

ЛУ-45 В

14300±310

Прослой торфа, содержащий тонкие веточки древесины, с глубины 7,5 м из прислоненной верхней террасы Кубенского озера высотой 10—15 м в обнажении на р. Пучка у д. Покровское. Отобран Х. А. Арслановым, В. Г. Ауслендером, В. И. Гаркуша и В. И. Хомутовой в 1967 г.

В торфе встречены элементы дриасовой флоры: *Dryas octopetala*, *Salix pumularia*, *polygonum viviparum*, *Betula pappae* (определения Т. Д. Колесниковой) (Арсланов, Ауслендер и др., 1970). Судя по флоре и датировкам II ледникового максимума в других ледниковых районах около 14 500—15 000 лет назад (Möngner, 1972), время формирования прослойки торфа сопоставляется с вепсовско-крестецкой стадией отступления валдайского ледника.

Ирхино

ЛУ-8 А

13160±390

Древесина из прослойки торфа, мощностью 1—3 см, на глубине 7,8 м, в 10—20 см выше уреза реки в обнажении на левом берегу р. Щепинка, в 100 м к югу от южной окраины д. Ирхино Вологодской обл. Отобран Х. А. Арслановым, В. Г. Ауслендером, В. И. Гаркуша и В. И. Хомутовой в 1967 г.

Согласно палинологическим данным (анализы В. И. Хомутовой), образование прослойки торфа происходило в условиях, близких к современной лесотундре. В спектрах господствует пыльца карликовой березки, травянистых растений и кустарников. Судя по датировке и спорово-пыльцевой диаграмме формирование прослойки торфа происходило в начальную фазу древнего дриаса (Арсланов, Ауслендер и др., 1970).

Леоново

ЛУ-25

12350±140

Древесина в толще алевроитов на глубине 8,15—8,38 м в обнажении на правом берегу р. Ловать у бывшей д. Леоново. Отобран Х. А. Арслановым, И. П. Бакановой, Д. Б. Малаховским и Е. А. Спиридоновой в 1967. По данным Е. А. Спиридоновой, на спорово-пыльцевой диаграмме в интервале глубины 8,6—7,5 м выделяется межстадиальный интервал, где в оптимуме пыльца сосны составляет до 90%. Судя по датировке и палинологическим данным этот межстадиальный цикл относится к бёллинговскому межстадиалу (Арсланов, Баканова и др., 1974).

ЛУ-24

11840±140

Маломощный прослой торфа с древесиной в тонкослойной супеси на глубине 6,0—6,4 м в той же расчистке у д. Леоново. По геохронологическим и палинологическим данным (анализы Е. А. Спиридоновой), время образования прослойки торфа, где господствуют недревесные элементы флоры, относится к среднему дриасу (Арсланов, Баканова и др., 1974).

Усвяты

ЛУ-385

12140±200

Древесина и торф из слоя песка на глубине 3,50—3,75 м из скв. 3 в пойме Усвяцкого озера у пос. Усвяты Псковской обл. Образец отобран при помощи комплекса ручного бурения Х. А. Арслановым, И. П. Бакановой, Д. Б. Малаховским и Е. А. Спиридоновой в 1967 г.

По геохронологическим и палинологическим данным (анализы Е. А. Спиридоновой) время образования данного слоя относится к бёллинговскому межстадиалу (Арсланов, Баканова и др., 1974).

ЛУ-386

12010±170

Древесина в толще алевроитов на глубине 2,75—3,30 м в той же скважине у пос. Усвяты.

По геохронологическим и палеоботаническим данным (анализы Е. А. Спиридоновой и Т. Д. Колесниковой) время формирования данного слоя относится к среднему дриасу (Арсланов, Баканова и др., 1974).

Мста

ЛУ-384

10400±160

Тонкие веточки древесины в суглинке на глубине 5,50—5,65 м из скв. 20а в дельте р. Мсты. Образец отобран при помощи комплекса ручного бурения Х. А. Арслановым, Д. Б. Малаховским и Е. А. Спиридоновой в 1967 г.

По данным Е. А. Спиридоновой, датируемая толща характеризуется господством недревесных компонентов спектров. Среди древесных постоянно господствует пыльца березы, главным образом *Betula pampa* L. и *B. sect. Fruticosa*. Среди споровых единично присутствует *Selaginella selaginoides*. Время формирования данного слоя относится к верхнему дриасу (Арсланов, Баканова и др., 1974).

В заключение авторы выражают благодарность А. С. Астахову, А. П. Малюшкину, Г. С. Петрову и Н. И. Тертыхному за помощь при химической подготовке и измерении проб.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А. К вопросу о возрасте отложений Карукюла в Юго-Западной Эстонии.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971а.
- Арсланов Х. А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена.— В сб. «Радиоуглерод», Вильнюс, 1971б.
- Арсланов Х. А. Химическая подготовка проб для определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом.— В сб. «Дендроклиматохронология и радиоуглерод». Каунас, 1972.
- Арсланов Х. А., Ауслендер В. Г., Громова Л. И., Зубков А. И., Хомутова В. И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера.— Докл. АН СССР, т. 195, № 6, 1970.
- Арсланов Х. А., Баканова И. П., Зубков А. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте и палеоботанической характеристике средневалдайского интерстадиала по разрезу в среднем течении р. Ловати.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 39. М., «Наука», 1972.

- Арсланов Х. А., Баканова И. П., Гончаров В. Ф., Денисенков В. П., Знаменская О. М., Квасов Д. Д., Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А. Новые данные о позднеледниковых отложениях Северо-Запада Русской Равнины.— В сб. «Палеогеография и абсолютная геохронология верхнего плейстоцена Русской Равнины». Изд-во ЛГУ, 1974.
- Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Громова Л. И., Заррина Е. П., Зубков А. И., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье.— Докл. АН СССР, т. 195, № 5, 1970.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величневич Ф. Ю., Курьерова Л. В., Петров Г. С. Возраст максимальной стадии последнего оледенения на междуречье Западной Двины и Днепра.— Докл. АН СССР, т. 196, № 1, 1971а.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величневич Ф. Ю., Махнач Н. А., Калечиц Е. Г., Петров Г. С. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра.— Докл. АН СССР, т. 200, № 6, 1971б.
- Арсланов Х. А., Вознячук Ф. Ю., Зубков А. И., Калечиц Е. Г., Махнач Н. А. Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Белорусского Поозерья.— Докл. АН СССР, т. 201, № 3, 1971в.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величневич Ф. Ю., Зубков А. И., Калечиц Е. Г. О возрасте максимальной стадии последнего оледенения в районе Гродно.— Докл. АН СССР, т. 202, № 1, 1972.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Кадацкий В. Б., Зименков О. И. Новые данные по палеогеографии средневалдайского мегаинтерстадиала в Белоруссии.— Докл. АН СССР, т. 213, № 4, 1973.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Заррина Е. П., Краснов И. И., Новский В. А., Руднев Ю. П., Спиридонова Е. А. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера.— Докл. АН СССР, т. 172, № 1, 1967.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И. Определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом образцов древесины по фракции целлюлозы.— Тр. Всесоюз. Совещ. по проблеме «Астрофизические явления и радиоуглерод». Тбилиси, 1970.
- Арсланов Х. А., Знаменская О. М., Баканова И. П., Зубков А. И., Спиридонова Е. А. Ранне- и средневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология.— Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода № 43. М., «Наука», 1974.
- Арсланов Х. А., Козлов В. Б., Колесникова Т. Б., Семененко Л. Т. Новые разрезы с миктулинскими межледниковыми отложениями в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии. Изв. АН СССР, сер. геог., № 1, 1974.
- Ауслендер В. Г., Арсланов Х. А., Гаркуша В. И. К вопросу о стратиграфии и геохронологии позднеледниковых отложений Кубено-Сухонской низины и прилегающих водоразделов.— В сб. «Периодизация и геохронология плейстоцена». Л., 1970.
- Бердовская Г. П. Палинологическая характеристика плейстоценовых отложений района Нижней Печоры и ее значение для стратиграфии. Автореферат кандидатской диссертации. Л., 1971.
- Бреслав С. А., Заррина Е. П., Краснов И. И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена Северо-Запада Европейской части СССР.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971.
- Вайтекунас П. П., Арсланов Х. А., Спиридонова Е. А. Разрез верхнеплейстоценовых отложений у Куркляй (Лит. ССР).— В сб.: «Научные тр. высших учебных заведений Литовской ССР, Геология и География», т. 10, 1973.
- Вознячук Л. Н. К стратиграфии и палеогеографии неоплейстоцена Белоруссии и смежных территорий.— В кн.: «Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии», Минск, 1973.
- Вознячук Л. Н., Арсланов Х. А. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии.— В сб.: «Хронология ледникового века». Л., 1971.
- Вознячук Л. Н., Кузнецов В. А., Мандер Е. П. Новые данные о строении верхней валдайской террасы Немана.— Докл. АН БССР, т. 16, № 5, 1972а.
- Вознячук Л. Н., Щелова В. В., Калечиц Е. Г. О первой находке остатков северного оленя в подморенных отложениях Белоруссии.— Докл. АН БССР, т. 16, № 1, 1972б.
- Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И., Стрелков С. А. Хронология морского плейстоцена и голоцена северо-востока Балтийского шита.— В сб.: «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Заррина Е. П., Спиридонова Е. А., Арсланов Х. А., Колесникова Т. Д., Симонова Г. Ф. Новый разрез средневалдайских отложений у с. Шенское.— В сб. «Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия». Л., 1973.
- Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология).— В кн. «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Козлов В. Б. Отложения среднего и верхнего антропогена бассейна Верхней Волги.— Автореф. канд. диссерт. М., 1972.

- Лийверанд Э. Д.* Применение спорово-пыльцевого анализа для обоснования биостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений Эстонии.— Автореф. канд. диссерт. Таллин, 1972.
- Москвитин А. И.* Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М., «Наука», 1967.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О.* Межморенные органогенные отложения в Карукюля.— В сб. «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин, Изд-во АН Эст. ССР, 1965.
- Пуннинг Я.— М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р.* Карукюласские межледниковые отложения Русской равнины (стратиграфия и геохронология).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1969.
- Тихомиров Б. А., Культина В. В.* Исследование пыльцы и спор из желудка селирикканской лошади.— Докл. АН СССР, т. 209, № 6, 1973.
- Шуля К. С., Кудабя Ч. П., Банис Ю. Ю., Гальчене Ю. В., Кибилда З. А.* Некоторые результаты изучения абсолютной (по C^{14}) хронологии позднеледниковой эпохи Литвы.— В сб. «Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия». Л., 1973.
- Якимович В. Л.* Об абсолютном возрасте аналогов молодого-шекснинских отложений в Предуралье.— В кн. «Радиоуглерод». Вильнюс, 1971.
- Mörner N. A.* World climate during the last 130 000 years.—24th Intern. Geol. Congr., sect. 12, Quaternary Geology. Montreal, 1972.
- Schotten F. W., Williams E. G.* Birmingham University radiocarbon dates VI Radiocarbon, v. 15, N 1, 1973.

От редакции

В Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода № 41, в статье Л. В. Фирсова, С. Л. Троицкого, Т. П. Левиной, В. П. Никитина и В. А. Панычева «Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника» допущена следующая ошибка. В подписи к рис. 2 «Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма торфяника около мыса Каргинского» (стр. 124), напечатано: 1— споры, 3— пыльца древесных, должно быть: 1— пыльца древесных, 3— споры.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Арсланов Х. А.</i> Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны)	3
<i>Церетели Д. В., Мамацашвили Н. С.</i> Новые данные о средне- и верхнеплейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности (по материалам Супсинской, Патара-Потийской и Кетиларской буровых скважин)	26
<i>Гладенков Ю. Б.</i> Биогеографическая зональность и некоторые особенности расселения современных моллюсков	39
<i>Мотуз В. М.</i> Четвертичные моллюски долины Днепра в пределах БССР	54
<i>Кузьмина И. Е.</i> Некоторые данные о млекопитающих Среднего Урала в позднем плейстоцене	63
<i>Гольдфарб Ю. И., Ложкин А. В.</i> История растительности Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене и голоцене	78
<i>Иванова И. К.</i> Геологический обзор местонахождений каменного века Молдавии.	90
<i>Ламакин В. В.</i> Геологические открытия А. Л. Чекановского в Прибайкалье	118
<i>Адаменко Р. С.</i> Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены	136

Научные новости и заметки

<i>Гитерман Р. Е.</i> Перигляциальная флора и растительность западной части Берингской суши в плейстоцене	146
<i>Арсланов Х. А., Знаменская О. М., Баканова И. П., [Зубков А. И.], Спиридонова Е. А.</i> Ранне- и средневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология	152
<i>Микляев А. М.</i> О свайных поселениях III—II тысячелетия до н. э. в бассейне верхнего течения Западной Двины	158
<i>Анисюткин Н. К.</i> Новое палеолитическое местонахождение Шипот в Приднестровье	163
<i>Несмеянов С. А., Ранов В. А.</i> Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии	169
<i>Файнер Ю. Б.</i> Разрез самаровского горизонта в краевой части оледенения западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья	176
<i>Чукленкова И. Н.</i> Возраст ледниковой морфоскульптуры западных и юго-западных районов Русской равнины (опыт морфометрического анализа)	183

Хроника

<i>Алексеев М. Н., Цейтлин С. М.</i> Информационное сообщение о научной командировке в Индию	189
<i>Иванова И. К.</i> О работе Комиссии по изучению четвертичного периода при Секции наук о Земле Академии наук СССР в 1973 году	197

Приложение

<i>Купцов В. М., Нечаев В. И.</i> Радиоуглеродные датировки Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии Министерства геологии СССР (ВСЕГИНГЕО). Сообщение I . . .	202
<i>Лаврухина А. К., Алексеев В. А., Мильникова З. К., Смирнов И. В.</i> Радиоуглеродные даты Космохимической лаборатории ГЕОХИ АН СССР . . .	205
<i>Векслер В. С., Путанс Б. Д., Стелле В. Я.</i> Радиоуглеродные датировки Лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского института морской геологии и геофизики (ВНИИМОРГЕО). Сообщение II . . .	210
<i>Арсланов Х. А., Филонов Б. А., Чернов С. Б., Макарова Е. В.</i> Радиоуглеродные датировки Лаборатории геохронологии НИГЭИ Ленинградского Университета. Сообщение II . . .	212

Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зона). Х. А. Арсланов. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 3—25.

На основе геохронологических исследований серии опорных разрезов верхнего плейстоцена Европейской части СССР, имеющих палеоботаническую характеристику, автор приходит к выводу, что молого-шекснинские отложения разрезов у д. Черменино, на р.р. Черемуха и Яковка, у Тутаева, а также мгинские морские межледниковые глины относятся ко времени мнукуинского межледниковья. Внутри валдайского времени выделяется средневалдайский межстадиальный комплекс с двумя периодами потепления. Детально разбираются климатические колебания поздневалдайского времени и приводится сопоставление полученной для СССР хронологической шкалы с материалами других территорий.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 101 назв.

УДК 551.791(479.224)

Новые данные о средне- и верхнеплейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности (по материалам Сунсинской, Патара-Потийской и Кетиларской буровых скважин). Д. В. Церетели, Н. С. Мамачашивили. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 26—38.

В статье обобщены новейшие данные по верхне- и среднеплейстоценовым отложениям Колхидской низменности, полученные в результате бурения. Изучение керн, в частности, его палинологический анализ позволили дать детальное стратиграфическое расчленение пройденных отложений и сделать обобщенные палеоклиматические выводы по истории Колхидской низменности в четвертичное время.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 20 назв.

УДК 551.564 : 577.4

Биогеографическая зональность и некоторые особенности расселения современных моллюсков. Ю. Б. Гладенков. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 39—53.

Приводятся материалы по выявлению взаимоотношений организмов и среды в бассейнах прошлого. Рассматривается значение закономерности расселения современных бентосных комплексов (в частности моллюсков). Большое влияние на это расселение оказывает прежде всего биогеографическая (климатическая) зональность. Важная роль принадлежит также трофической зональности. Наконец, многие особенности распределения современных биоценозов связаны с вертикальной зональностью.

Илл. 4. Библ. 42 назв.

УДК 564(282.247.32)

Четвертичные моллюски долины Днепра в пределах БССР. Мотуз В. М. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, тр. 54—62.

Дано описание находок четвертичной малакофауны из следующих разрезов: д. Левки Оршанского района, д. Гребенево Могилевского района, д. Седяч Быховского района и д. Белица Жлобинского района. Почти во всех изученных разрезах, за исключением разрезов у д. Левки, где была обнаружена одна вымершая в Белоруссии форма *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), установлена близость ископаемой малакофауны к современной. Применение палеоэкологического анализа позволило уточнить генезис отложений, содержащих фауну и восстановить палеогеографические особенности осадконакопления в долине верхнего Днепра в течение среднего и верхнего плейстоцена.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 30 назв.

УДК 56 : 551 : 471(85)

Некоторые данные о млекопитающих Среднего Урала в позднем плейстоцене. И. Е. Кузьмина. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 63—77.

Материалом для работы послужило более 6000 позднеплейстоценовых костных фрагментов 27 видов млекопитающих из отрядов Carnivora, Lagomorpha, Rodentia, Perissodactyla, Artiodactyla, собранных в 20 гротах и пещерах левобережья Камы в Пермской области при археологических раскопках. Дано описание и размеры наиболее сохранившихся костей скелета различных видов. Установлены более крупные размеры для животных среднеуральской популяции светлого хоря, степной пищухи, лошади, бизона, а также северного оленя и овцебыка по сравнению с особями, жившими на Северном Урале. Описан новый подвид позднеплейстоценовой лошади Урала — *Equus caballus uralensis* subsp. nova. После сравнения видового состава и относительного количества костей млекопитающих Северного и Среднего Урала в позднем плейстоцене установлено, что в фауне Среднего Урала преобладали степные животные как по числу видов, так и по относительному количеству костных фрагментов.

Табл. 7. Илл. 2. Библ. 16 назв.

УДК 551.79.562(571.6)

История растительности Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене и голоцене. Ю. И. Гольдфарб, А. В. Ложкин. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 78—89.

В статье детализирована стратиграфическая схема позднего плейстоцена и голоцена Северо-Востока СССР. В результате проведения стратиграфических и палеокарпологических исследований, намечены основные этапы развития растительности верхнего плейстоцена и голоцена Северо-Востока СССР, связанные с изменениями климатических условий.

Табл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.796(478.9)

Геологический обзор местонахождений каменного века Молдавии. Иванова И. К. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 90—117.

Рассматривается геологическое положение палеолитических, неолитических и энеолитических стоянок и местонахождений Молдавии, сосредоточенных в среднем течении бассейнов рек Днестра, Руты и Прута. Подчеркивается связь распространения палеолитических памятников с особенностями геологического строения и рельефа местности.

Илл. 7. Библ. 67 назв.

УДК 551.791.92(571)

Геологические открытия А. Л. Чекановского в Прибайкалье. В. В. Ламакин. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 118—135.

Рассмотрены выдающиеся достижения А. Л. Чекановского в Прибайкалье, относящиеся к теоретическим основам геологии. Показано, что им открыты: зависимость от тектонических поднятий и опусканий размыта и заполнения осадками речных долин на Сибирской платформе в четвертичном периоде; следы разлива Байкала (озерный период) вслед за ледниковым периодом; размыт молодого базальтового покрова на дне Тункинской долины; древний уровень размыта («пенеплен») на плосковерхих горах Хамар-Дабана; перестройка направлений речного стока под влиянием молодых тектонических движений; поднятия Приморского и Ойотского хребтов в позднечетвертичное время. Таким образом А. Л. Чекановский положил начало разработке морфотектонического анализа.

Библ. 35 назв.

УДК 551.791.569.32

Позднеплейстоценовые мелкие млекопитающие из новых местонахождений в верховьях Лены. Адамченко Р. С. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 136—145.

Изученные автором новые местонахождения ископаемых мелких млекопитающих позволили палеонтологически охарактеризовать и уточнить геологический возраст некоторых раннечетвертичных свит Прибайкалья и заполнить «пробел» в распространении ископаемых грызунов сопоставлена между Западной Сибирью и Забайкалем. При сравнении байкальских находок с коллекциями ханровских и таманских ископаемых грызунов установлено, что описываемая фауна является сибирским вариантом ханровского и таманского комплексов Восточной Европы.

Илл. 2. Библ. 21 назв.

УДК 551.79.561(571.6)

Перигляциальная флора и растительность западной части Берингийской суши в плейстоцене. Р. Е. Гитерман. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 146—151.

В статье по данным палинологического изучения плейстоценовых отложений низовьев р. Колымы дана реконструкция перигляциальной флоры и растительности, господствовавшей в холодные эпохи плейстоцена в западной Берингии. Сопоставление с палинологическими материалами по Аляске, восточной части Берингии, указывает на развитие перигляциальных ландшафтов на всей территории Берингийской суши в плейстоцене.

Библ. 20 назв.

УДК 56 : 581 : 551.793(470.23)

Ранне- и средневалдайские межстадиальные отложения в окрестностях Ленинграда и их геохронология. Х. А. Арсланов, О. М. Знаменская, И. П. Баканова, А. И. Зубков, Е. А. Спиридонова. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 152—158.

Приводится описание двух разрезов межморенных отложений, вскрытых скважинами в районе Гражданского проспекта (северная часть г. Ленинграда) и близ Ивановских порогов (левый берег Невы у впадения р. Святики), с результатами спорово-пыльцевого, диатомового, радиоуглеродных определений. В этих разрезах четко выделяются межстадиальные отложения, сопоставляемые с каргинскими слоями Западной Сибири, интерстадиалом порт-толбот Северной Америки, пенингляциалом Западной Европы.

Илл. 2. Библ. 8 назв.

УДК 551.794.119.72+78(282.247.23)

О свайных поселениях III—II тысячелетия до н. э. в бассейне верхнего течения Западной Двины. А. М. Микляев. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 158—162.

В статье описываются условия существования особой «свайной цивилизации» в бассейне верхнего течения Западной Двины (III—II тысячелетия до н. э.). Устанавливается связь свайных поселений, располагающихся в торфяниках прибрежной полосы озер, с историей этих озер. Делается вывод о том, что озера, расположенные перед краевыми образованиями вепсовской стадии оледенения, могут быть перспективными для поисков свайных поселений эпохи неолита и бронзы.

Илл. 2. Библ. 12 назв.

Новое палеолитическое местонахождение Шипот в Приднестровье. Н. К. Анисяткин. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 163—168.

В статье описывается положение недавно обнаруженного местонахождения Шипот близ с. Дарабаны в Черновицкой области. Находки встречены в ископаемой почве, залегающей на галечниках III (или IV?) террасы Днестра. Они находятся в смещенном состоянии. Дается описание обнаруженных здесь кремневых изделий, отнесенных к позднему мустье или самому началу верхнего палеолита.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 7 назв.

УДК 551.791.571(575)

Археологические данные о возрасте наиболее молодых террас Средней Азии. С. А. Несмеянов, В. А. Ранов. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 169—173.

Приведены новые данные об археологической датировке сырдарьинского горизонта, который делится на ходжаягонинский и туткаульский подгоризонты. Начало ходжаягонинского подгоризонта оценивается в 2,5 тыс. лет (начало железного века), а рубеж ходжаягонинского и туткаульского подгоризонтов — около 8 тыс. лет (неолит). Верхняя аллювия туткаульского подгоризонта на стоянке Ташкумыр 9—13 тыс. лет (мезолит). Началу туткаульского подгоризонта отвечают молодые культурные слои Самаркандской верхнепалеолитической стоянки, которые не могут быть моложе 15—16 тыс. лет. Сырдарьинский горизонт по объему существенно отличается от голоцена в его традиционном понимании.

Илл. 3. Библ. 15 назв.

УДК 551.791.332(235.31)

Разрез самаровского горизонта в краевой части оледенения западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья. Ю. Б. Файнер. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 176—182.

Приведены новые материалы по геологическому строению краевой зоны самаровского оледенения междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок, полученные по 26-километровому профилю колонкового бурения. Скважины на Усас-Дульжуминском водоразделе прошли ледниковые отложения в зоне разгрузки ледникового материала. В Дульжуминской депрессии пройден сложный разрез внутрiledникового бассейна.

Илл. 3. Библ. 5 назв.

УДК 551.332.56 : 551.4(47)

Возраст ледниковой морфоскульптуры западных и юго-западных районов Русской равнины (опыт морфометрического анализа). И. Н. Чуленкова. «Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода», № 43. М., «Наука», 1975, стр. 183—187.

Приводятся результаты анализа густоты озер ледникового происхождения почти для всего бассейна Днепра на основе картографических и литературных материалов. Территория с озерами ледникового происхождения коррелируется с областью распространения московского оледенения, южная граница которой проходит южнее Ковеля, далее на Маневичи — Дубровицу — Ракитное — Мозырь — Жлобин — Славгород — Кричев — Киров. К югу от этой линии в области распространения днепровского оледенения типичны озера, отражающие воздействие ледника на ложе, отсутствуют. Таким образом, время, прошедшее после таяния ледника днепровской эпохи, оказалось достаточным для развития процессов, способствовавших спуску гляциогенных озер, тогда как в области московского оледенения такие озера частично сохранились.

Илл. 1. Библ. 21 назв.

**Бюллетень Комиссии
по изучению четвертичного периода № 43**

*Утверждено к печати
Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР*

Редактор издательства *Б. С. Шохет*
Технический редактор *В. Григорьева*

Сдано в набор 14/X-1974 г. Подписано к печати 14/I-1975 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2.
Усл. печ. л. 20,3.
Уч.-изд. л. 21,2. Тираж 1000. Т-03011. Тип. зак. 4318.
Цена 2 р. 12 к.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10