

А. К. ТРОФИМОВ

**ИСТОРИЯ ОЗЕРА ИССЫК-КУЛЬ
В ГОЛОЦЕНЕ**

Изучение стратиграфии голоцена Иссык-Кульской впадины тесно связано с выяснением связи р. Чу с озером и колебаний его уровня в историческое время. Почти все исследователи, начиная с П. П. Семенова-Тян-Шанского, в той или иной степени рассматривали этот вопрос, однако до сего времени он не имел однозначного решения в силу недостаточной детальности геолого-геоморфологических исследований. Например, по нивелировке 1898 г. (Шеффер, 1899) превышение истоков главной протоки Кутмалды над озером было равно 8,98 м, а в 1910 г. (Васильев, 1915) — 7,7 м. Л. С. Берг (1930) указывал, что с 1910 по 1929 гг. уровень озера упал на 1,3 м (1,5 м в той же статье, помещенной в «Избранных трудах», т. III, 1960). По водомерным наблюдениям, которые ведутся с 1927 г. (Хейфец, 1964; Ключарев, 1973), уровень озера снизился с 1929 по 1970 гг. на 1,88 м. Таким образом, превышение истоков Кутмалды над озером должно составлять около 11 м, в то время как по современным картам оно равно 4,6 м. Этот «топографический парадокс Кутмалды» был решен благодаря нивелировке, проведенной в марте 1972 г. сотрудниками Тянь-Шаньской физико-географической станции. По их данным, разность высот истоков Кутмалды и озера равна 12,45 м. Отсюда следовало бы сделать вывод, что падение уровня озера с 1910 по 1929 гг. должно быть значительно больше, чем считал Л. С. Берг. Л. Г. Бондарев (1973) не учел этого, так же как и результаты нивелировки 1910 г., поэтому не смог однозначно решить вопрос о колебаниях уровня Иссык-Куля за последние 100 лет.

Летом 1974 г. нами совместно с Н. Ф. Удаловым была проведена нивелировка по всем протокам Кутмалды с привязкой к уровню озера на 27.6.1974 г. (1607,38 м)¹. Превышение тальвега главной протоки Кутмалды над озером равно 12,32 м. Учитывая то, что старые нивелировки были привязаны не к тальвегу Кутмалды, а к урезу воды в протоке, глубина которой была около 1 м, получим, что за 1910—1929 гг. уровень озера упал на 3,5 м (рис. 1).

В результате проведенных исследований появилась возможность, используя исторические сведения и данные старых карт, определить на местности положение береговых линий и их высоту для соответствующего времени (рис. 2, 3).

По нашей схеме стратиграфии (таблица) в Иссыккульской котловине к сухохребтинскому ($Q_3—Q_4^1$) комплексу относятся три озерных террасы: михайловская (1660 м), николаевская (1640 м) и туюпская (1630 м). Абсолютный возраст николаевской террасы — около 26 тыс. лет (Алешинская и др., 1971). В отложениях, которые мы коррелируем с туюпской террасой, М. А. Талиповым (Талипов, Королев, 1970) был найден фрагмент челюсти *Camelus cf. bactrianus* L. По заключению Э. А. Вангейгейм, возраст вмещающих отложений не древнее конца

¹ Данные по станциям Чолпон-Ата и Тамга любезно были переданы нам М. Н. Хейфецем.

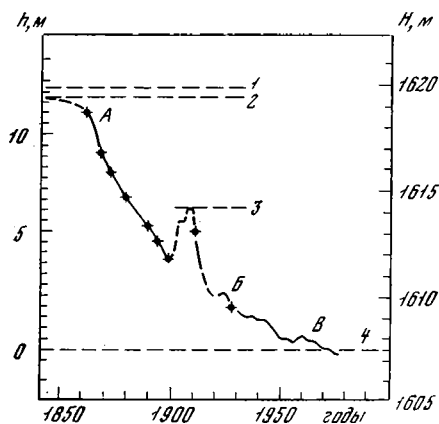


Рис. 1. Изменение уровня оз. Иссык-Куль с 1860 по 1974 г. 1 — высота Кутмалдинского «водораздела»; 2 — максимальный уровень озера в XVII — начале XIX вв.; 3 — максимальный уровень в 1900—1910 гг.; 4 — уровень в 1970 г.; H — высота над уровнем моря, h — высота над уровнем озера 1970 г. А — Б — график по данным исследований 1860—1910 гг. и картографическим материалам; Б — В — по данным уровенных наблюдений

верхнего плейстоцена. Таким образом, не исключено, что эта терраса может быть и раннеголоценовой.

В позднечетвертичное время, после максимума джержаланской трансгрессии, происходит медленная регрессия Иссык-Куля с задержками уровня на указанных высотах. Скорость регрессии очень резко увеличилась в послетюпское время, что нашло отражение в интенсивном врезании современных долин, выполненных отложениями кутмалдинского комплекса (Q_4). Этот врез прослеживается и в подводном рельефе (Бондарев, 1962, и др.) до глубины 100—110 м. Затем происходит поднятие уровня озера до высоты 1622—1623 м.

Самой древней озерной террасой кутмалдинского комплекса является бозбулунская, высота которой в стратотипном разрезе, в низовье р. Джержалан, около 1623 м. Сложена она косослоистыми дельтовыми песками (4—5 м), которые подстилаются озерными глинами и супесями (1,5—2 м). Абсолютный возраст образцов древесины с глубины 5 м — 1190 ± 160 лет (Алешинская и др., 1971). Все более низкие террасы — цокольные. У Бозбулуна, помимо отложений русла и поймы высотой 0,5 м, наблюдается цокольная терраса (2,5 м), высота которой вниз по течению увеличивается до 4 м. В 2—2,5 км выше устья реки она упирается в береговой вал, расположенный на высоте около 1618,5 м. Здесь же появляется цокольная терраса высотой до 2 м со скульптурными уровнями. Ниже она сопрягается с береговым валом на высоте 1614 м.

Аналогичные террасы наблюдаются на всем побережье. Остановимся на их характеристике в урочище Кутмалды. С севера и с юга урочище ограничено клифом высотой 5—6 м, выработанным в тюпской террасе (см. рис. 3). На севере терраса сложена пролювием с линзами озерных песков и суглинков, на юге, до высоты около 1630 м, — озерными песками и супесями с гравелитами. В 8 км западнее, перед Караташским порогом стока (Алешинская, Бондарев, 1970) по левому борту р. Чу, тюпская терраса цокольная и сложена озерными глинами. Таким образом, в тюпское время озеро имело сток, а р. Верхняя Чу (Кочкор) впадала в озеро в рассматриваемом районе.

В тюпскую террасу вложены озерные отложения кутмалдинского комплекса, самые древние из которых коррелятны бозбулунской террасе. Поверхность этой террасы образует Кутмалдинский «водораздел» (см. рис. 2), лежащий на высоте 1621—22 м. Сложена она озерно-дельтовыми и озерными суглинками и супесями с прослойками песков мощностью до 7 м, которые залегают на аллювиальных галечниках, отложенных во время послетюпской регрессии (см. рис. 2). По долине р. Чу к юго-западу от «водораздела» на высоте 1623 м озерные суглинки этой террасы фациально замещаются галечниками речной террасы высотой

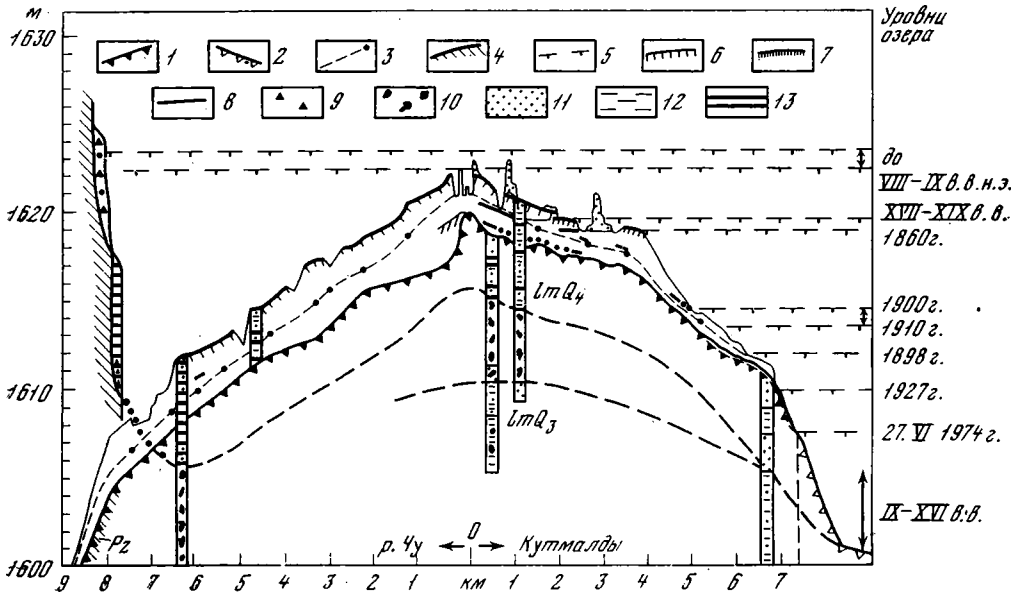


Рис. 2. Продольный геолого-геоморфологический профиль главной протоки Кутмалды и долины р. Чу до Караташского порога стока

1 — тальвег р. Чу (по нивелировке Л. Шеффера, 1898 г.) и Кутмалды (по нивелировке Н. Ф. Удалова и А. К. Трофимова 1974 г.); 2 — дно озера; 3 — уровень воды в р. Чу и Кутмалды в 1898 г.; 4 — уровень воды в р. Чу в 1974 г.; 5 — уровни озера в историческое время; 6 — бозбулунская терраса; 7 — балыкчинская терраса; 8 — террасы XIX—XX вв.; 9 — щебень; 10 — галечники; 11 — пески; 12 — суглинки, супеси; 13 — глины

2,5 м (см. рис. 3). Таким образом, в бозбулунское время, как и в туюпское, сток из озера существовал через Караташский порог. Однако, связь озера с р. Чу была в значительной мере формальной, так как их все же разделяла перемычка Кутмалдинского «водораздела», где глубина озера не превышала 1 м.

Бозбулунская терраса расчленена протоками двух генераций (см. рис. 3). Многочисленные протоки первой генерации врезаны в поверхность террасы на 2—2,5 м. Ко второй генерации относится главная протока, по которой еще в конце прошлого века осуществлялся сброс вод р. Чу в озеро. По бортам ее наблюдаются скульптурные террасы высотой до 1,5 м. Все протоки первой генерации заканчиваются в 2—2,5 км к востоку от р. Чу вдоль береговой линии на высоте 1619,3 м (см. рис. 2, 3). Эта *озерная терраса, названная балыкчинской*, выработана на отложениях бозбулуна. Аккумулятивный ее чехол (0,5—2 м) представлен песками и супесями, значительно перевеенными. С уровнем балыкчинской террасы, через протоки первой генерации, связана терраса р. Чу высотой 1,5 м, вложенная в бозбулунскую. Небольшой врез между этими террасами свидетельствует о том, что разделяющая их регрессия не была значительной. Во время максимума балыкчинской трансгрессии превышение истоков главной и северной проток Кутмалды над озером было всего около 1,5 м. Очевидно, что при нагоне воды восточными ветрами мог существовать эпизодический сток от озера к р. Чу. Этим и объясняется противоречивый характер сведений по этому вопросу, относящихся к XVIII — первой половине XIX вв. (Алешинская, Бондарев, 1969, и др.). В 1860 г. (Венюков, 1860) длина русла Кутмалды была равна 3,7 км, следовательно, уровень озера достигал 1618,6 м (см. рис. 2), то есть был на 0,7 м ниже, чем в максимум балыкчинской трансгрессии. Во второй половине XIX в. происходило снижение уровня озера (Бондарев, 1973).

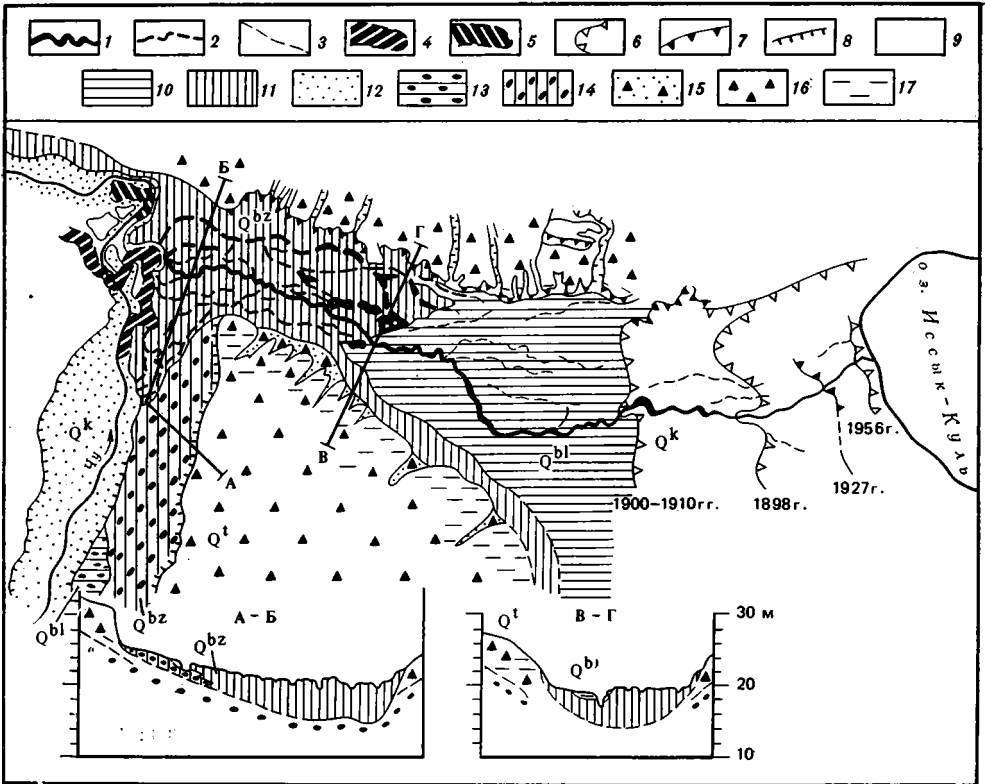


Рис. 3. Геолого-геоморфологическая схема урочища Кутмалды

1 — основная протока; 2 — протоки первой генерации; 3 — второстепенные протоки; 4 — положение русла р. Чу на повороте в 1898 г.; 5 — то же, в 1956 г.; 6 — береговые линии XX века; 7 — клифы; 8 — эрозионные уступы; 9—11 — озерные отложения кутмалдинского комплекса: 9 — курментинские и современные, 10 — балькчинские, 11 — бозбулунские; 12—14 — аллювиальные отложения кутмалдинского комплекса: 12 — пойменные, 13 — терраса Ia (балькчинская) высотой 1—1,5 м, 14 — терраса Ib (бозбулунская) высотой 2,5 м; 15 — позднеголоценовые пролювиальные отложения; 16 — пролювиальные отложения тьупской террасы; 17 — озерно-дельтовые отложения тьупской террасы

Балькчинская терраса четко выражена по всему побережью на высоте около 1620 м. В это время были сформированы бары, блокирующие устья рек и саев. Многие исследователи неверно отождествляют этот уровень с бозбулунским, который выражен плохо.

Среди всех озерных уровней, расположенных ниже балькчинского, наиболее четко выражена терраса высотой 5,5—6,5 м (1613—1614 м), которую назовем курментинской. Местами она переходит в бары, блокирующие устья рек (Чон-Койсу и др.). В урочище Кутмалды береговая линия на этой высоте разграничивает приозерную болотистую равнину и поверхность балькчинской террасы (см. рис. 3). Поскольку в 1898 г. береговая линия располагалась на высоте 1611,7 м, а в 1910 г. — 1613 м, очевидно, что курментинская терраса сформировалась во время подъема уровня озера после 1900 г. (Берг, 1904, 1930). Об этом же свидетельствуют следующие данные. В 2 км севернее пос. Курменты, в 1,5 км к востоку от бывшего монастыря, в залив выступает небольшой полуостров (тьупская терраса), мыс которого отделен перешейком высотой 5 м над озером. Здесь же наблюдается береговая линия на высоте 6—7 м. На западном склоне этого останца располагается большая пеще-

ра, вырытая в суглинках, слагающих верхнюю часть террасы. Этот остров показан на карте, приложенной к работе Л. С. Берга (1930) и составленной в 1929 г. по данным съемок 1894—1914 гг. и материалам 20-х годов. Таким образом, максимальная высота уровня озера в 1900—1910 гг.—около 1614 м.

Более низкие озерные уровни высотой 3, 1,5 и 0,5 м сформировались во время регрессии XX в. (см. рис. 3).

Рассмотрим теперь вопрос о возрасте регрессивных фаз Иссык-Куля. Все исторические сведения, как и археологические данные, однозначно указывают на то, что примерно с VIII до XV вв. н. э. уровень озера был ниже современного (Иванов, 1957; Винник, 1963; и др.). Однако, судя по приведенным выше геолого-геоморфологическим данным, понижение уровня в средние века не было значительным. Вероятней всего ему отвечает подводная терраса на глубине 8—10 м. К XIV—XV вв. уровень озера поднялся до высоты около 1605 м, о чем свидетельствуют данные о существовании в это время острова у северного берега, на котором находилась крепость (Иванов, 1957).

Абсолютный возраст бозбулунской террасы (начало VII—середина X вв. н. э.) в целом не противоречит археологическим данным. Нижний возрастной предел более вероятен, поскольку самые древние слои городища Койсара, затопленного в балыкчинское время, относятся к VIII в.

Карты, относящиеся ко II в. до н. э.—VII в. н. э. (Бичурий, 1953), вполне определенно свидетельствуют о том, что р. Кочкор впадала в Иссык-Куль в юго-западном углу озера, а р. Чу вытекала из него, как это было показано для времени бозбулунской трансгрессии.

На Иссык-Куле известны археологические памятники сакской культуры (Артамонов, 1973; и др.). В целом они относятся ко второй половине I тысячелетия до н. э. Особый интерес представляет тот факт, что бронзовые сакские изделия (котлы с украшениями и др.) находили на дне озера. В связи с этим можно полагать, что примерно в середине I тысячелетия до н. э. уровень озера был ниже современного.

Таким образом, послетюпская регрессия несомненно охватывает большую часть голоцена, и максимум ее (—100 м) вероятнее всего должен соответствовать атлантическому времени (III—V тысячелетия до н. э.). Низкое стояние озера было длительным и устойчивым. Долины врезались в приозерную равнину на 40—50 м и по всему побережью образовался клиф такой же высоты. Очевидно, что для обитателей Иссык-Куля это была катастрофа: вода ушла вниз и прибрежная равнина превратилась в пустыню. В связи с этим нельзя считать беспочвенной несколько наивную гипотезу А. Чайковского (1908) о «провале» оз. Иссык-Куль и отделении от него р. Чу в «мифологическое время». В основе ее лежали библейская легенда о гибели страны Ассур (задолго до VI в. до н. э.) и более реальные сведения Геродота о том, что ровное место внутри гор стало озером, потому что реки туда впадают, но не имеют выхода оттуда.

В заключение отметим, что многолетняя дискуссия о причинах затопления древних поселений по берегам Иссык-Куля и причинах колебаний его уровня в историческое время и в голоцене, по-видимому, закончилась в пользу сторонников климатической концепции (А. В. Шнитников, А. В. Мишина, Л. Г. Бондарев, М. Н. Хейфец и др.). Об этом же свидетельствуют и изложенные данные. Одновозрастные голоценовые уровни в разных частях побережья имеют одинаковую высоту. Тектонический и сейсмический факторы могут вносить лишь диссонанс в эту общую закономерность.

Интересные данные о цикличности колебания климата Южного Тянь-Шаня за последнее тысячелетие получены К. Д. Мухамедшиным и

Схема стратиграфии и основные этапы развития оз. Иссык-Куль в верхнем плейстоцене и голоцене

Отдел	Время	Комплекса	Подкомплекса	Горизонты	Высоты поверхностей озерных террас		Ритмы трансгрессий и регрессий	Возраст, лет назад	Время озерных уровней	Абсолютная высота озерных уровней, м	
					По автору, к уровню 1970 г. (1607,5 м)	По В. В. Шумову, к уровню 1930 г. (1609,5 м)					
Голоцен	$Q_4^{kt_2}$	Кутмалдинский	Верхний		a_1 (0,5; 1,5; 3 м)	a, a_1, a_2 (0,5—3 м)	Послекурментинская регрессия	0	1970 г.	1607,5	
				Курментинский	a_2 (5—6,5 м)		Курментинская ингрессия	60	1910 г.	1614,0	
								70	1900 г.		
						Послебалыкчинская регрессия	около	1611,7			
						120	1850 г.				
						350—600	XVII—XIV вв.				
	$Q_4^{kt_2}$		Средний	Балыкчинский	b_1 (11—12 м)	b (от 4—5 до 10—12 м)	Балыкчинская трансгрессия			XVII—XIV вв.	1619,0
							Послебозбулунская регрессия	1200	VIII в.	1600,0	
	Бозбулунский		b_2 (14,5—15,5 м)	Бозбулунская трансгрессия				до 1623			
					>2200		II в.				
$Q_4^{kt_1}$	Нижний				Последняя регрессия	Подъем уровня			от 1525 до 1570		
				Стабилизация		5000	до н. э.	1500			
				Падение уровня		7000 ?					
Верхний плейстоцен	$Q_3^2 - Q_4^1$	Сухохребтинский	Тюпский	c (18—20 м)	c (15—20 м)	Сухохребтинская регрессия				1630	
			Николаевский	d_1 (28—30 м)	d (30—50 м)			26 000	1640		
			Михайловский	d_2 (50 м)					1660		

Л. А. Крылышкиной (1974) на основе дендрохронологических исследований. Резкое похолодание и увлажнение заканчивается в VII—IX вв., а затем наступил ритм потепления и иссушения с максимумом в XIII в. Эти ритмы имели явно региональный характер, поскольку довольно точно согласуются с концом бозбулунской трансгрессии и максимумом последующей регрессии. Новый ритм похолодания относится к XIV—XV вв., то есть соответствует началу балыкчинской трансгрессии. Последующие ритмы изменения климата Южного Тянь-Шаня не находят четкого отражения в характере колебания уровня озера. В балыкчинское время, наряду с увлажнением и похолоданием, существенным фактором в поднятии уровня озера был сток вод р. Чу по Кутмалдинской протоке (Алешинская, Бондарев, 1970). Поднятие уровня озера в 1900—1910 гг. было вызвано увлажнением и похолоданием (Васильев, 1915). Зависимость изменений уровня Иссык-Куля от гидрометеорологических условий в XX в. была подробно изучена М. Н. Хейфецем (1964).

Анализ изменения уровня Иссык-Куля за последние 114 лет (см. рис. 1) показывает, что современное снижение уровня не является чем-то исключительным и катастрофическим. Резкое поднятие уровня в 1900—1910 гг. (35 см/год) и такое же резкое падение в 1910—1920 гг. (32 см/год) имеет второстепенный характер на фоне общей кривой. В целом же кривая выполаживается, то есть уровень озера стремится к стабилизации. Средняя скорость его падения в XX в. (4 см/год) в 4,5 раза меньше, чем в XIX в. (18 см/год).

ЛИТЕРАТУРА

- Артамонов М. И. Сокровища саков. М., «Искусство», 1973.
- Алешинская З. В., Бондарев Л. Г. Новое о колебаниях уровня Иссык-Куля в историческое время.— Изв. ВГО, 1969, т. 101, в. 2.
- Алешинская З. В., Бондарев Л. Г. Колебания уровня озера Иссык-Куль в позднем плейстоцене и голоцене. Ритмы и цикличность в природе.— В сб.: Вопросы географии, вып. 79. М., «Мысль», 1970.
- Алешинская З. В., Бондарев Л. Г., Воскресенская Т. Н., Лефлат О. Н. Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Изд-во МГУ, 1971.
- Берг Л. С. Озеро Иссык-Куль. Землеведение, кн. 1—2, 1904.
- Берг Л. С. Гидрологические исследования на Иссык-Куле в 1928 г.— Изв. Гос. гидролог. ин-та, 1930, № 28.
- Бичурин Н. Я. Собрания сведений о народах, обитавших в Средней Азии в древние времена, т. III. Приложения. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Бондарев Л. Г. Подводные долины на дне Иссык-Куля.— Природа, 1962, № 6.
- Бондарев Л. Г. Динамика уровня озера Иссык-Куль за последние 100 лет. Структура и динамика компонентов природы Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1973.
- Васильев В. А. Проект орошения долины р. Чу в Семиреченской области. Атлас чертежей, в. I. Отдел земельных улучшений. Петроград, 1915.
- Венюков М. Замечания об озере Иссык-Куль и реке Кошкар.— Вестник РГО, 1860, № 10.
- Винник Д. Ф. К историко-топографическому изучению урочища Койсара.— Изв. АН Кирг. ССР, серия общ. наук, 1963, т. V, в. 1.
- Иванов П. П. Материалы по археологии котловины Иссык-Куля.— Тр. Ин-та истории АН Кирг. ССР, в. 3. Фрунзе, 1957.
- Ключарев Ю. П. О режиме уровня озера Иссык-Куль.— Метеорология и гидрология, 1973, № 2.
- Мухамедшин К. Д., Крылышкина Л. А. Динамика прироста арчи и изменение климата Тянь-Шаня за последнее тысячелетие голоцена.— Изв. АН Кирг. ССР, 1974, № 2.
- Талипов М. А., Королев В. Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.
- Хейфец М. Н. Анализ колебаний уровня озера Иссык-Куль в XX в. Материалы по физической географии Иссык-Кульской котловины.— В кн.: Работы Тянь-Шаньской физико-географической станции, в. 7. Фрунзе, 1964.
- Чайковский А. Важная нивелировка в Туркестане (с планом). Проект восстановления прежнего течения речной системы этого края в Каспийское море. М., 1908.
- Шеффер Л. Иссык-Куль и Чу.— «Русский Туркестан», 1899, № 41.

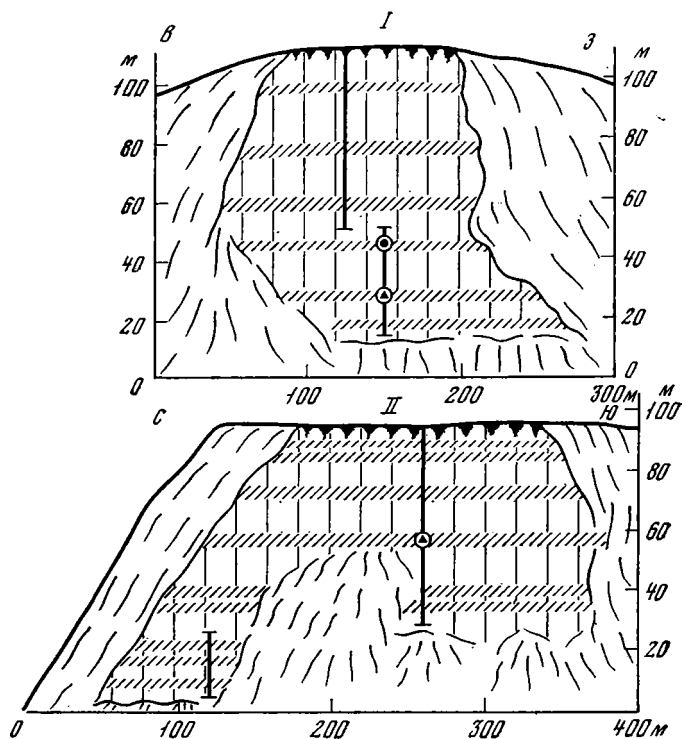


Рис. 2. Обнажения субаэральнх образований
 I — Лахуги II, II — Хонако I

нижне-среднеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый (Додонов, Пеньков, 1977). При обосновании возраста субаэральнх накоплений использован комплекс геолого-геоморфологических, палеопедологических, палеонтологических и палеомагнитных данных, а также результаты термолюминесцентного датирования лёссов.

Наиболее древние генерации субаэральнх отложений — верхнеплиоценовая и эоплейстоценовая — заключают красноцветные, красно-бурые и буроцветные погребенные почвы. Общее количество почв, выделенных по разрезу Чашманигар в объеме эоплейстоцена и верхней части верхнего плиоцена, достигает 25. Они объединены с некоторой условностью в десять педокомплексов — интервал от XI до XX педокомплекса (счет почв и педокомплексов от кровли разрезов, не считая современную почву; рис. 3). Горизонты лёссов, разделяющие почвы древних генераций, характеризуются малой мощностью (не более 2—5 м), значительной плотностью и карбонатностью. В целом рассматриваемая лёссово-почвенная толща отличается дислоцированностью, нередко нарушенным залеганием почв, трещиноватостью и наличием зеркал скольжения.

Согласно палеомагнитным данным по наиболее полному лёссовому разрезу Чашманигар, а также по обнажениям Кайрубак и Хонако II, большая часть древних лёссово-почвенных образований характеризуется обратной намагниченностью, что соответствует эпохе Матуяма. Интервалы прямой намагниченности, находящиеся внутри горизонта обратной намагниченности, параллелизуются с эпизодами Харамильо и Гилса.

Смена полярности, наблюдаемая над педокомплексом X, уверенно интерпретируется по ряду разрезов (см. рис. 3) как инверсия Матуяма — Брюнес. Лёссово-почвенные образования, располагающиеся ниже педокомплекса X (под инверсией Матуяма — Брюнес), сопоставляются с аллювиально-пролювиальными отложениями куруксайской и кайрубакской свит, датированных по палеонтологическим и палеомагнитным данным соответственно верхним плиоценом и эоплейстоценом (Додонов, Пеньков, 1977). Таким образом, палеомагнитные данные и результаты корреляции древних лёссово-почвенных образований с фаунистически охарактеризованными толщами указывают на верхнеплиоцен-эоплейстоценовый возраст древних субаэральных отложений.

Положение инверсии Матуяма — Брюнес в изученных разрезах совпадает с четкой геологической границей, выраженной в виде углового несогласия под педокомплексом X, что хорошо видно в обнажениях Кайрубак и Чашмангар (см. рис. 1, 3). Эта же граница в обнажении Лахути I прослеживается в виде эрозионного среза под пачкой русловых галечников, коррелятивных педокомплексу X. Детальные геологические наблюдения и палеомагнитные материалы позволяют считать эту границу изохронной. Она является важной геологической рубежом, с которым связана значительная активизация тектонических движений и перестройка рельефа. Имея надежные палеомагнитные данные, мы уверенно можем датировать этот рубеж около 700 тыс. лет назад (т. е. возрастом инверсии Матуяма — Брюнес). Кроме этой очень важной границы, в нижней части верхнеплиоцен-плейстоценового разреза, представленного аллювиально-пролювиальными фациями (сводный разрез Куруксая), установлено еще два рубежа. Самый древний из них фиксируется в предверхнеплиоценовое время, совпадая с подошвой куруксайской свиты, а более молодой приходится на границу верхнего плиоцена и эоплейстоцена, т. е. куруксайской и кайрубакской свит (Додонов, Пеньков, 1977).

Выше геологической границы, проводимой в основании педокомплекса X, залегает плейстоценовая лёссово-почвенная толща, разделяемая на две генерации — ниже-среднеплейстоценовую и верхнеплейстоценовую. Ниже-среднеплейстоценовая генерация включает главным образом бурозветные почвы. Учитывая палеомагнитные данные, нижние три уровня почвообразования — педокомплексы X, IX и почва VIII — сопоставляются нами с известными геологическими событиями нижнего плейстоцена, выделяемыми по европейским шкалам как кроме и миндельский интергляциал. Расположенные выше педокомплексы VII и VI отличаются сложным строением и состоят обычно из нескольких наложенных друг на друга почв. Так, педокомплекс VII чаще представлен тремя бурозветными почвами, а педокомплекс VI — двумя. Согласно термолюминесцентным датировкам (выполненным В. Н. Шелкоплясом по разрезу Кайрубак) возраст лёссов, подстилающих педокомплекс VII, составляет 270 ± 39 тыс. лет, а лёссов, залегающих ниже почвенного комплекса VI — 200 ± 22 тыс. лет. Аналогичные даты указанных интервалов получены также В. Н. Шелкоплясом (по материалам А. А. Лазаренко) в разрезе Яванский Каратау (Лазаренко, Ранов, 1975).

Следует указать, что почвенные комплексы VI и V разреза Яванский Каратау (по А. А. Лазаренко) мы рассматриваем соответственно как педокомплексы VII и VI. Принимая во внимание приведенные выше данные по педокомплексам VII и VI, есть основания коррелировать их соответственно с лихвинским (миндель-рисским) и одинцовским (внутририсским) межледниковьями, состоящими, как известно, из нескольких этапов потеплений и похолоданий.

Верхнеплейстоценовая генерация субаэральных образований содержит до пяти уровней почвообразования. Нижний из них, педокомплекс V,

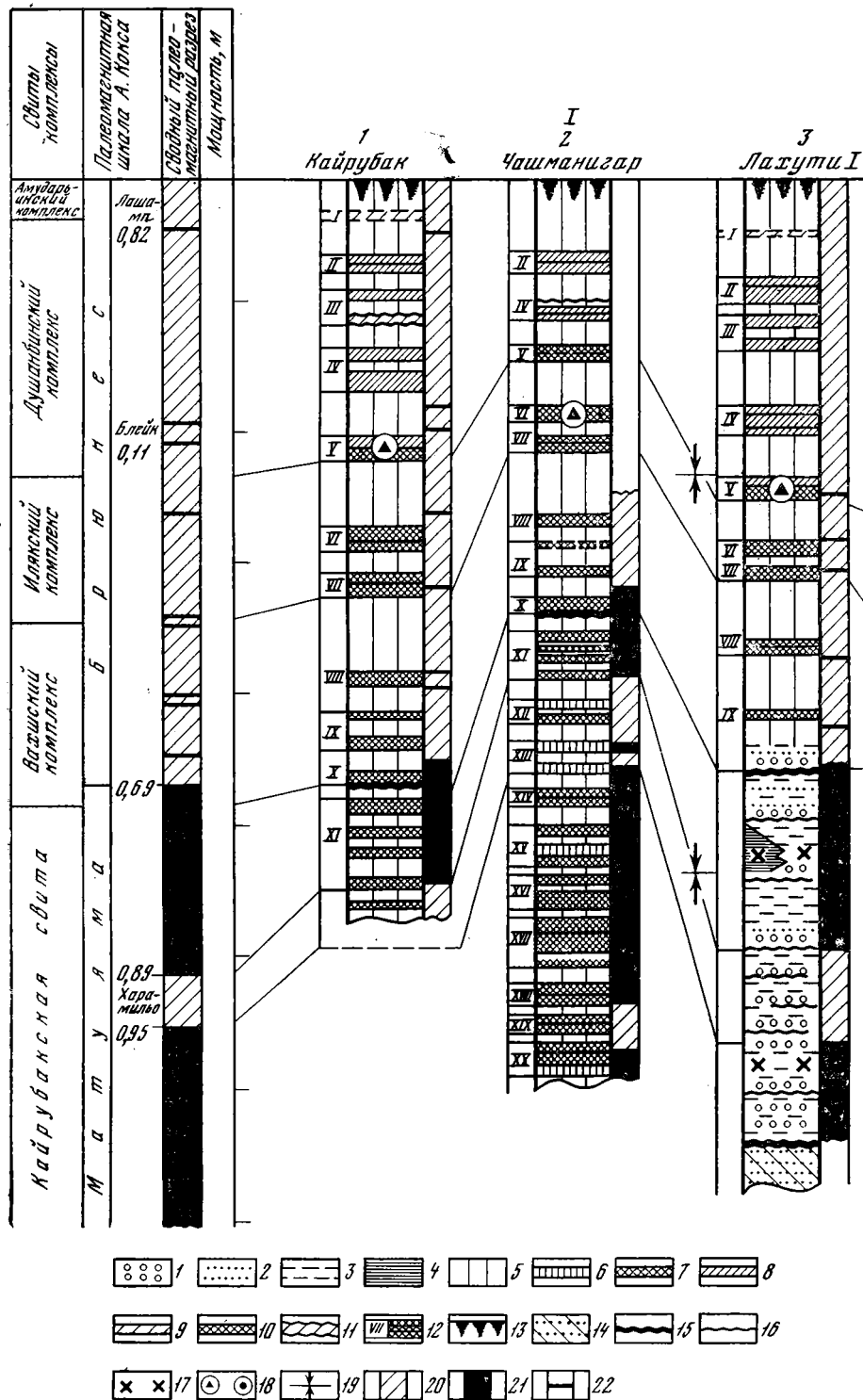
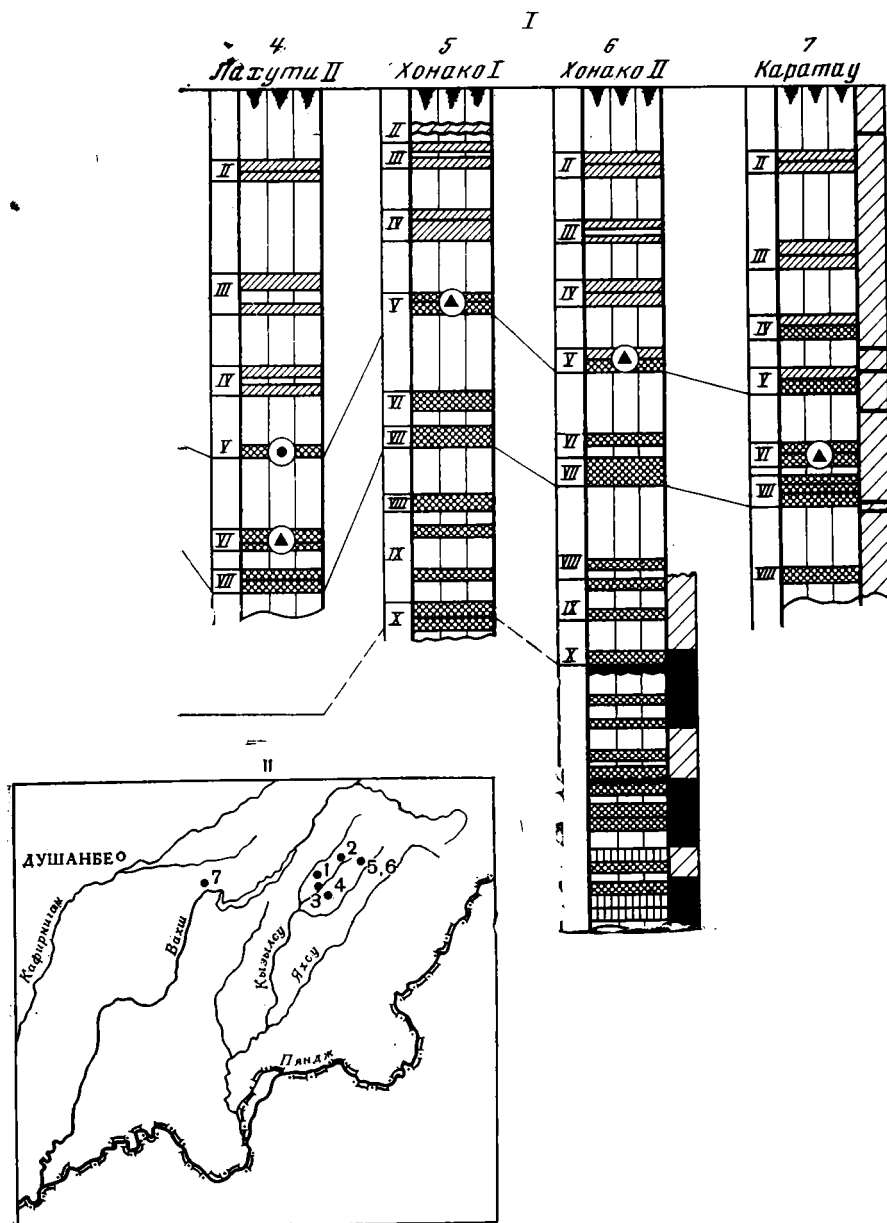


Рис. 3. Схема корреляции разрезов верхнеплиоцен-четвертичных отложений Южного Таджикистана

I — схема корреляции изученных разрезов; II — схема расположения разрезов (цифры на схеме — номера разрезов); 1 — галька; 2 — песок; 3 — алевроит (супесь); 4 — глина; 5 — лёсс; 6—11 — пог-



бренные почвы: 6 — красно-бурая, 7 — бурозветная, 8 — коричнево-бурая или светло-коричневая, 9 — серозветная (гумусированный горизонт), 10 — слабо выраженная морфологически, 11 — нарушенная склоновыми процессами; 12 — почвенный комплекс и его индекс; 13 — современная почва; 14 — неогеновые песчаники; 15 — геологическая граница; 16 — размыв; 17 — костные остатки млекопитающих; 18 — палеолитические находки: слева — отщепы орудия, справа — неколотая галька; 19 — наращение разреза; 20 — прямая намагниченность; 21 — обратная намагниченность; 22 — палеомагнитный эпизод

морфологически наиболее хорошо выраженный, представлен буровато-коричневыми почвами (обычно двумя, наложенными друг на друга). Почвы расположенных выше педокомплексов IV, III, II характеризуются серовато-коричневой или буровато-коричневой окраской, сравнительно слабой морфологической выраженностью и растянутостью почвенных профилей по вертикали. Самый верхний педокомплекс I часто плохо представлен в разрезах водораздельных лёссов, лишь в виде отдельных горизонтов гумусирования. Такие особенности почв, входящих в верхние четыре педокомплекса, как растянутость их профилей и относительно слабая морфологическая выраженность, позволяют говорить о наложении в какой-то мере процессов лёссонакопления на почвообразовательные процессы, что в целом указывает на менее благоприятные климатические условия, отвечающие, по всей вероятности, интерстадиалам последнего (вюрмского) оледенения. Термолюминесцентные даты, имеющиеся по разрезу Кайрубак (определенные В. Н. Шелкоплясом), оценивают возраст лёссов, подстилающих педокомплекс V, в 150±17 тыс. лет. В разрезе Яванский Каратау В. Н. Шелкоплясом также получен очень близкий возраст по лёссам, находящимся под педокомплексом V (IV по А. А. Лазаренко). В рассматриваемом интервале разреза выше педокомплексов II и V выявлены два палеомагнитных эпизода, сопоставляемые соответственно с известными эпизодами Лашамп (около 20 тыс. лет) и Блейк (примерно 110 тыс. лет) (см. рис. 3). Таким образом, в соответствии с приведенными выше данными, возраст педокомплекса V, по-видимому, отвечает рисс-вюрмскому межледниковью, а педокомплексы, находящиеся выше по разрезу, которые нередко выглядят как почвы — седименты, вероятно, можно коррелировать с интерстадиалами нижнего, среднего и верхнего вюрма (снизу вверх): педокомплекс IV — амерсфорт, брёруп; педокомплекс III — хенгело; педокомплекс II — паудорф; педокомплекс I — бёллинг, аллерёд. Такую параллелизацию мы рассматриваем как предварительный вариант стратиграфической интерпретации самой верхней части лёссово-почвенного разреза.

Прежде чем перейти к характеристике местонахождений палеолита в древних погребенных почвах и описанию самих находок, следует остановиться на некоторых аспектах геоморфологического строения речных долин и сопоставления этапов формирования террас с теми или иными геологическими событиями, зафиксированными в верхнеплиоцен-антропогенных отложениях. Возраст речных террас Таджикской депрессии и их соотношение с основными литостратиграфическими комплексами рассматривались многими исследователями (Костенко, 1958, 1961; Чедия, 1971; Чедия, Лоскутов, 1965; Никонов, 1972; Ранов, Несмеянов, 1973; Несмеянов, 1971, и др.). Изучая низкие (верхнеплейстоценовые) террасы душанбинского комплекса, большинство авторов сходилось на том, что они заключены в интервале относительных превышений до 70—80 м над руслом рек, хотя иногда их верхний гипсометрический рубеж указывался до 100 м. Вместе с тем в трактовке возраста более высоких уровней наблюдается большое расхождение взглядов. Это происходит по нескольким причинам: во-первых, более высокие террасы часто фрагментарны, что создает трудности при их прослеживании; во-вторых, отсутствуют четкие представления относительно этапности формирования высоких террас; в-третьих, по существу до настоящего времени отсутствовала детальная стратиграфическая шкала верхнеплиоцен-антропогенных отложений Таджикистана, что не позволяло провести соответствующую корреляцию разновозрастных элементов рельефа с дробными стратиграфическими подразделениями. В целом следует заметить, что большинству исследователей присуще «омоложение» высоких геоморфологических уровней. Последнее обстоятельство в значительной мере объясняется

тем, что по прежним представлениям кулябские отложения рассматривались как нижнечетвертичные и поэтому высокие террасы, сопоставляющиеся по возрасту с кулябским комплексом, соответственно относились к нижнеплейстоценовым. Поскольку сейчас уточнены возрастные рубежи кулябских отложений (кулябская серия), а также детализирована стратиграфическая шкала по нижнему и среднему плейстоцену (Додонов, Пеньков, 1977; Пеньков, Гамов, Додонов, 1976), должны быть внесены существенные коррективы и в датирование высоких геоморфологических уровней.

На основании детального анализа геоморфологии и всестороннего изучения аккумулятивного комплекса разнофациальных верхнеплиоцен-антропогеновых отложений могут быть намечены главные корреляционные линии между разновозрастными формами рельефа и выделенными нами стратиграфическими подразделениями аккумулятивного чехла Таджикской депрессии. Так, в верхнем плиоцене и эоплейстоцене представляется возможным выделение главным образом двух крупных геоморфологических уровней, регионально прослеживаемых по долинам рек в предгорной части Таджикской депрессии. Они представлены преимущественно в виде денудационных ступеней и фрагментов эрозионно-аккумулятивных поверхностей. Верхний из них имеет относительные превышения над тальвегами долин до 600—700 м. Он коррелирует, по всей вероятности, с верхнеплиоценовыми отложениями, объединяемым в куркусайскую свиту. К данному геоморфологическому уровню относится, по-видимому, плато Даштако в верховьях р. Яхсу, превышение которого над руслом последней около 600 м, а абсолютные высоты — 2500—2600 м. Палеомагнитная характеристика верхней части аккумулятивной толщи (так называемой даштакинской свиты), слагающей плато, указывает на обратную намагниченность, что подтверждает древний (доплейстоценовый) возраст плато Даштако. Аналогичная поверхность (2500—2600 м) прослежена в верховьях р. Обимазар северо-западнее кишла. Султанмазар (урочища Шатырчара и Тутак). Здесь палеомагнитные данные по лёссово-почвенным образованиям, заключенным в толще галечников, слагающих рассматриваемую поверхность, также подтверждают древний возраст этого элемента рельефа. Наличие красновато-бурых почв (характерных для верхнего плиоцена и эоплейстоцена) в субаэральных образованиях даштакинской свиты, а также в составе аккумулятивного чехла, развитого в районе урочищ Шатырчара и Тутак, — дополнительный аргумент в пользу доплейстоценового возраста этих эрозионно-аккумулятивных поверхностей. В других частях долины Яхсу, а также по Верхнему Вахшу и его притокам, рассматриваемый уровень чаще всего выражен в виде денудационных ступеней и «плеч». На отдельных участках Верхнего Вахша (например, в районе кишла. Рогун, пос. Комсомолабад) ширина таких «плеч» по левому борту долины достигает 1—1,5 км.

Более низкий геоморфологический уровень с относительными превышениями около 300—350 м над тальвегами долин, отражающий следующий крупный этап эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, сопряжен с отложениями более молодой генерации — кайрубакской свитой (эоплейстоцен). К этому уровню, вероятно, следует отнести так называемый Малый Даштако в районе кишла. Шугноу на Яхсу и ряд денудационных ступеней и «плеч», прослеживаемых в диапазоне указанных превышений по долинам Верхнего Вахша, Яхсу и других крупных рек предгорной части Таджикской депрессии.

Говоря о главных геоморфологических уровнях верхнего плиоцена и эоплейстоцена, следует указать, что фазы активизации тектонических движений, совпадающие с границами основных стратиграфических под-

разделений, предопределили формирование в рельефе крупных уступов. Один из них, по возрасту более древний (предверхнеплиоценовый), отделяет приводораздельные поверхности хребтов (абс. высоты 3000—4000 м), датируемые обычно верхним миоценом — нижним плиоценом, от верхнеплиоценового (куруксайского) геоморфологического уровня. Высота этого уступа около 400—500 м. Другой крупный уступ проявляется между верхнеплиоценовой и эоплейстоценовой поверхностями. Его высота достигает 150—200 м. Фаза активизации тектонических движений, приходящаяся на границу эоплейстоцена и плейстоцена, обусловила формирование третьего значительного уступа между высокими верхнеплиоцен-эоплейстоценовыми геоморфологическими уровнями и комплексом эрозионно-аккумулятивных террас, находящихся в интервале высот до 200—220 м над руслом рек. Амплитуда этого уступа близка к 100 м.

В диапазоне относительных высот до 200—220 м над руслом рек по долинам Яхсу, Кызылсу, Вахша и их притоков регионально прослежены 9—10 уровней террас, имеющих превышение над уровнем рек 8—10, 15—20, 30—35, 40—45, 50—60, 70—80, 100—120, 130—140, 160—180 и 200—220 м. Число этих террас практически соответствует количеству уровней почвообразования, выделяемых в лёссовых разрезах плейстоценовых отложений. Из анализа строения плейстоценовых лёссовых покровов и террас, а также фациальных взаимоотношений почв и аллювия, следует, что со временем образования того или иного педокомплекса, как правило, было связано накопление руслового аллювия соответствующей по возрасту аллювиальной свиты и формирование террасы. На этом основании можно датировать каждый из рассматриваемых аллювиальных уровней, выделяя в целом три яруса (комплекса) террас: вахшский (нижнеплейстоценовый) в интервале превышений 140—220 м, илякский (среднеплейстоценовый) — 80—140 м и душанбинский (верхнеплейстоценовый) — до 70—80 м над руслом рек. Указывая высоты разновозрастных террас рек Таджикской депрессии, мы не исключаем того, что на отдельных участках активного проявления локальных тектонических структур превышения террас будут соответственно несколько больше или меньше их средних значений. В южной части Таджикской депрессии наблюдается общее постепенное понижение уровней террас.

Основная часть вновь обнаруженных находок палеолита в лёссовых разрезах Южного Таджикистана приурочена к педокомплексам V и VI, сопоставляемых соответственно с рисс-вюрмским и внутририсским (одинцовским) межледниковьями. Педокомплекс V обычно находится на глубине около 50—60 м от кровли лёссов, а VI — до 70—80 м. Эти педокомплексы по времени своего образования сопряжены соответственно с русловым аллювием верхней душанбинской террасы (достигающей относительных превышений 70—80 м) и нижней илякской террасы (100—120 м). Мы подчеркиваем сопряженность указанных педокомплексов именно с русловым аллювием террас, поскольку пачки руслового аллювия находятся обычно несколько ниже приведенных превышений, отсчитываемых по кровле сложно построенных аккумулятивных чехлов, слагающих террасы.

Анализируя геоморфологическое положение местонахождений палеолита в педокомплексам V и VI относительно крупных речных долин, можно видеть некоторое различие в их позиции. Так, например, местонахождения Лахути I и Лахути II, расположенные на бортах долины р. Оби-мазар, имеют превышение над руслом реки соответственно около 55—60 и 70—85 м, что позволяет привязать эти пункты с палеолитическими находками к тыловой части речных террас или подошве водораздельных склонов. Остальные местонахождения, такие, как Кайрубак, Чаш-мазар, Хонако I и Хонако II и Каратау, расположены на водораздель-

ных поверхностях высоко над тальвегами основных речных систем. Превышение этих местонахождений над днищами долин составляет: в Кайрубаке относительно русла р. Куруксай — до 200—250 м, в Чашманигаре над тальвегом левого притока р. Тира — около 250—300 м, в Хонако I и II над руслом сая — 180—200 м, в Каратау над тальвегом долины Вахша — около 1000—1100 м. Если считать эти превышения относительно террас, коррелятных соответствующим педокомплексам, то величина превышения уменьшится лишь на 70—100 м, т. е. положение находок все равно связано с водоразделами.

Роль тектонического фактора в изменении первоначального геоморфологического положения находок, по-видимому, невелика. Так, общее тектоническое поднятие Таджикской депрессии за конец среднего и верхний плейстоцен может быть учтено в целом при оценке превышений аллювиальных террас. Что же касается проявления локальных дифференцированных тектонических движений вдоль активных зон, то их величина, вероятно, не выходит за пределы первых десятков метров, и можно полагать, что этот фактор мало отразился на геоморфологической позиции рассматриваемых палеолитических находок. В этой связи следует также отметить, что нет основания придавать излишне большое значение дислоцированности погребенных почв, как, например, это наблюдается в лёссовом покрове на Каратау. В целом лёссовый покров здесь облекает северо-западные и юго-восточные склоны хребта. Это установлено по залеганию ископаемых почв. Величина разрывных нарушений в почвах лёссового покрова Каратау не превышает 3—5 м. Подобные нарушения довольно часто наблюдаются в плейстоценовых лёссово-почвенных образованиях и, по всей вероятности, указывают на сейсмическую активность тех или иных участков Таджикской депрессии. Хребет Яванский Каратау расположен в Привахшской сейсмогенной зоне (Губин, 1960), поэтому появление в лёссовом покрове палеосейсмодислокаций вполне закономерно. Разрывные нарушения погребенных почв на Каратау нами рассматриваются как дислокации, по-видимому, сейсмотектонического и сейсмогравитационного типа.

В связи с изложенным мы склонны считать, что положение палеолитических находок необходимо связывать с локальными элементами палеорельефа (с долинами небольших саев) и близко расположенными выходами на поверхность грунтовых вод. Как показывает палеогеоморфологический анализ, местонахождения Кайрубак, Хонако, Чашманигар и Каратау приурочены к прибортовым частям небольших саев, которые существовали, по-видимому, в меньших размерах, и в конце среднего и в верхнем плейстоцене. Кроме того, в большинстве случаев мы вправе предположить, что в непосредственной близости от пунктов с находками палеолитических изделий были расположены источники воды. Так, например, на юго-восточном склоне хр. Каратау на высотах около 1500—1600 м в настоящее время отмечаются источники грунтовых вод, дающие начало небольшим саям. В верховьях некоторых из этих саев расположены кишлаки. Выходы источников воды наблюдаются также в основании обнажений в Чашманигаре, Хонако и Кайрубаке. Следует заметить, что в конце среднего и начале верхнего плейстоцена уровни выхода источников были, по-видимому, выше современного, а их дебит, возможно, был больше, поскольку глубина заложения эрозионной сети в то время была на 70—100 м выше.

Есть основания полагать, что условия захоронения палеолитических изделий в древних почвах всех восьми известных на сегодняшний день пунктов с палеолитическими находками в Южном Таджикистане очень близки между собой. Особенно хорошо эти условия изучены на стоянке Каратау I, где вскрыто примерно 100 м³ погребенной почвы. На этот

объем найдено всего (вместе с находками 1975 г.) 169 предметов, из которых 95 — с бесспорными следами преднамеренной обработки (1 находка на 1 м³ ископаемой почвы). По горизонтам раскопа находки встречаются очень разрозненно, скопления по 3—5 предметов очень редки.

На всех пунктах четко прослеживается приуроченность каменных орудий к средней и особенно нижней части погребенных почв. Нигде пока не удалось найти следов культурного слоя или фаунистических остатков. Создается впечатление, что вновь открытая культура представлена пока что или остатками сильно разрушенных (размытых) стоянок, материал которых переотложен, или следами открытых кратковременных лагерей, на которых культурный слой вообще не откладывался. Следует отметить, что вообще в лёссах Южного Таджикистана костные остатки встречаются очень редко. Не приходится сомневаться, что покрытые густой травой холмы более низких в те времена водоразделов в районах источников были богатыми охотничьими угодьями. Свою привлекательность эти места не потеряли до самого конца каменного века; в VI тысячелетии до н. э. приводораздельные части хребтов были освоены племенами гиссарской культуры, занимавшимися, наряду с другими отраслями присваивающего хозяйства, и скотоводством. Интересно, что, как и в эпоху древней каратауской культуры, гиссарцы применяли для своих поделок ту же самую гальку. Перед археологами теперь стоит задача — найти стоянку с сохранившимся культурным слоем. Это трудная задача главным образом потому, что почвы, содержащие палеолитические находки, перекрыты мощными отложениями лёсса и требуется очень большой объем земляных работ для вскрытия горизонтов, содержащих орудия. В настоящее время перспективными для таких поисков продолжают оставаться Каратау I и Лахути I, где почвы педокомплексов VI и V выходят на склон, врезааясь в который можно подготовить более или менее удобную для работ площадку. В остальных случаях точки находок связаны с почвами, находящимися на почти вертикальных стенках и раскопки здесь в сколько-нибудь широких масштабах пока практически неосуществимы.

Не касаясь сложности региональных сопоставлений всех комплексов палеопочв в разных разрезах упомянутых пунктов с палеолитическими находками, составим следующую таблицу, показывающую стратиграфическое положение вновь открытой нижнепалеолитической культуры в лёссовых толщах Южного Таджикистана (таблица).

В таблице хорошо видно, что основная часть находок приурочена к педокомплексам V и VI лёссовых разрезов, описанных выше. Единственная находка встречена в нижележащем педокомплексе VII (Каратау I). Судя по стратиграфическому положению и термолюминесцентным датам, педокомплексы V и VI скорее всего относятся соответственно к ресс-вюрму и рессу I-II. Ниже более древнего педокомплекса VI пока не найдено ни одного предмета, который хотя бы условно можно было отнести к палеолитическому изделию. Что же касается ископаемых почв, расположенных выше почвенного комплекса V, то для них получены некоторые материалы.

Теоретически можно ожидать, что в педокомплексе IV и, вероятно, III мы встретимся с мустьерской культурой. Прежнее представление о соответствии последней илькскому стратиграфическому комплексу в настоящее время можно считать не отражающим наши современные знания (Ранов, Несмеянов, 1973). Это, вероятно, — развитое (позднее) мустье, представленное на юге Таджикистана такими памятниками, как Кара-Бура, Семиганч, Огзи-Кичик. Подтверждает такое предположение находка А. А. Лазаренко превосходной массивной леваллуазской пластины в лёссе, непосредственно ниже погребенной почвы, стратиграфически залегающей, по всей вероятности, выше педокомплекса V Каратау.

**Положение палеолитических находок в покровных лёссах
Южного Таджикистана (1972 — 1975 гг.)**

Местонахождение	Высота над современным водоотком, м	Номер почвенного комплекса	Глубина от верхней кромки разреза, м	Геоморфологическое положение	Количество находок
Каратау I	1100	VI	64	Приводораздельная часть хр. Яванский Каратау	169
Каратау I	1100	VII	68	То же	1
Кайрубак	200	V	52	Приводораздельная поверхность между долинами рек Куруксай и Тира	7
Лахути I	55	V		Тыловая часть древней террасы	9
Лахути II	85	V	65	Древний склон коренного берега реки	1
Лахути II	70	VI	80	То же	2
Хонако I	180	V	38	Приводораздельная часть хр. Кугитек	4
Хонако II	180	V	46	Склоновая часть хр. Кугитек	3
Чашманигар	250—300	VI	40	Приводораздельная поверхность	1

Примечание. Еще один пункт — Каратау II пока не получил окончательной стратиграфической привязки.

Эта точка названа Каратау II. На том же хр. Яванский Каратау в оползневом цирке на северных склонах найдены две крупные пластинки треугольных очертаний, очень напоминающие изделия из позднепалеолитических горизонтов Шугноу. Очевидно, они связаны педокомплексами II и I водораздельных лёссов, соответствующих позднему палеолиту. С верхней же почвой, которую можно считать современной, связаны многочисленные находки орудий гиссарской (неолитической) культуры, встречающейся на поверхности водораздела хр. Яванский Каратау и на его склонах ¹.

В общих чертах можно провести сопоставление древних погребенных педокомплексов и террасовых уровней, основываясь на геологии палеолитических стоянок, зафиксированных на террасах среднеазиатских рек. Правда, такое сопоставление затруднено тем обстоятельством, что за редким исключением орудия встречены в переложженном состоянии и связаны не с аллювиальными отложениями террас, а с покровными толщами делювиально-пролювиального генезиса. Так, орудия развитого и финального мустье найдены во многих долинах среднеазиатских рек на террасах, превышения которых над руслом колеблются от 30 до 100 м. Исходя из вюрмского (в основном) возраста развитого мустье, можно предположить, что аллювий этих террас или только их покровная часть (для самого высокого уровня — 100 м) по времени будет соответствовать интервалу лёссово-почвенного разреза, включающему педокомплексы V, IV и III. Это согласуется с позицией тех авторов, которые предлагали датировать верхнеплейстоценовым возрастом комплекс низких террас, включая уровни до 70—80 м над руслом рек (Никонов, Ранов, 1973). В целом следует отметить, что, после открытия палеолита в древних погребенных почвах и детальной стратификации лёссово-почвенных образований в единстве с аллювиальными комплексами террас, возраст среднеазиатского мустье становится более определенным.

¹ Мы здесь не останавливаемся на специальном вопросе о поисках палеолитических культур собственно в лёссах.

Начальный этап позднего палеолита (или финальное мустье, уже трансформирующееся в поздний палеолит) зафиксирован на самом контакте аллювия и покровных отложений 50-метровой террасы р. Яхсу на стоянке Шугноу (культурный горизонт 4; Никонов, Ранов, 1971). Примерно за 25—30 тыс. лет здесь накопилась 12-метровая толща покровных лёссовидных суглинков, в которых найдено еще три позднепалеолитических и один мезолитический культурных горизонта. Покровная толща этой террасы в разрезе у Шугноу, по-видимому, соответствует интервалу лёссового разреза, включающему педокомплексы II и I, что отчасти подтверждается упомянутыми находками в оползневом цирке Яванского Каратау.

Бесспорный интерес представляют отдельные находки, сделанные в отложениях IV террасы р. Вахш в районе Кызыл-Калы. Здесь же еще в 1953 г. А. П. Окладников нашел хорошо выраженный каринатный скребок ориньякского типа, извлеченный из галек тела конуса выноса, врезанного в душанбинскую террасу (высота 20—25 м). Сколько-нибудь точно возраст находки определить трудно, предмет явно переотложен и мог быть вовлечен в селевой вынос с хр. Аруктау, прорезавший уже сформировавшуюся к тому времени террасу.

В 1975 г. А. Е. Додонов у Кызыл-Калы в основании террасы (30—35 м) в 4—5 м над урезом реки нашел треугольную пластину мустьерского облика. По параметрам эту находку скорее всего можно относить к эпохе мустье, хотя окончательно определить возраст одного предмета затруднительно, тем более, что по краям пластины видны следы реутилизации — ретуши, возможно, непреднамеренного характера, что еще больше затрудняет определение.

В заключение остановимся на новых материалах, полученных в 1975 г., которые могут быть использованы для характеристики каратауской «лёссовой культуры», которая в общих чертах была определена в предыдущих публикациях (Додонов, Ранов, 1976а, б; Лазаренко, Ранов, 1975). Среди находок надо упомянуть следующие изделия, практически, ранее в коллекциях каратауской культуры не встречавшиеся.

1. *Хонако I.* Хорошо выраженное двойное скребло на ромбовидном в сечении обломке. Ретушь ступенчатая с заломами, с одной стороны распространенная, с другой — приподнятая. В первом случае ретушь имеет заметно пластинчатый характер, с обратной стороны отмечаются следы расплюсненности в основании, получившиеся, вероятно, в результате вторичного употребления орудия в качестве отжимника. Размеры: 5,0×3,0, 5,0×2,0 см. Скребло изготовлено из кислой изверженной породы, подвергшейся сильной патинизации (рис. 4, 2).

2. *Хонако II.* Орудие, вообще впервые встреченное в палеолите Таджикистана. Это — небольшой валун магматической породы серовато-зеленого цвета, расколотый вдоль. Форма этого скола эллипсоидная. Один конец слегка утолщен, другой приострен естественным образом. Своими контурами изделие очень напоминает вытянуто-удлиненные ручные рубила. С одной стороны скол сохраняет валунную корку, снятую лишь по краям, где хорошо заметна дополнительная мелкая подправка. Плоскость раскалывания обработана по краям примерно на $\frac{2}{3}$ периметра. Здесь имеются крупные сколы, уплощающие поверхность, и мелкая оббивка по краю, благодаря которой лезвие на участках с двухсторонней обработкой приобретает характер режущего. Размеры: 24,5×13,0×2,5 см (рис. 5).

Орудью этому можно найти аналоги среди известных кливеров Индии и Африки (Khatiri, 1966, Fig. 21; Clark, 1970). Оно близко также к «топорам на отщепях — hacheaux sur éclats» французских авторов, тем же кливерам, названным по-другому (напр.: Bordes, 1961, pl. 76, I; 80, I;

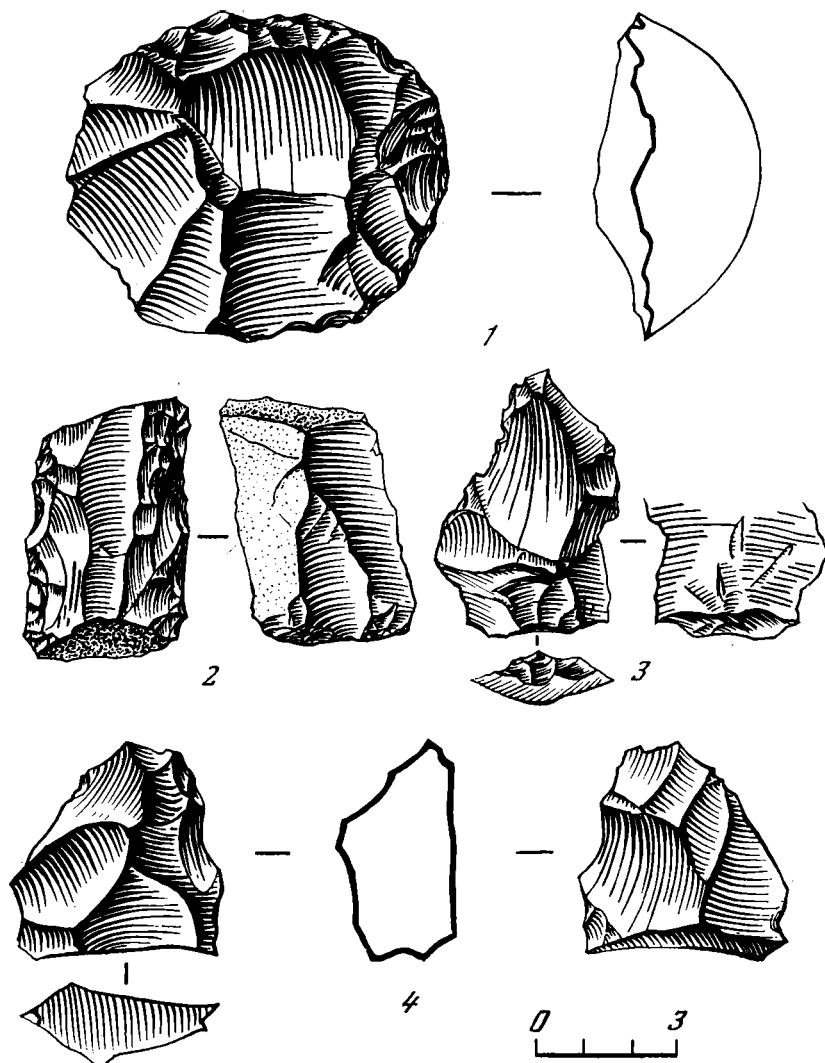


Рис. 4. Палеолитические изделия из древних погребенных почв Южного Таджикистана

1 — нуклеус; 2 — двойное скребло на обломке; 3 — отщеп; 4 — обломок бифаса

1 — Лахути I, 2 — Хонако I, 3, 4 — Каратау I

Valout, Viberson, Tixier, 1967, fig. 14). Хотя отдельные предметы этого рода известны в мустьерских памятниках, преимущественное их распространение связано с более ранним — ашельским периодом. Особый интерес для нас представляет то обстоятельство, что очень сходный предмет был найден Х. Д. Санкалия в Кашмире (Sankalia, 1974, fig. 10 b), в отложениях второго оледенения Гималаев².

3. *Лахути I*. Нуклеус, возможно, незаконченный обработкой. Напоминает незавершенную форму «уплощенно-черепаховидных» нуклеусов, многочисленных среди коллекции Кара-Буры (Ранов, 1965, табл. XVI). Менее вероятно, что это заготовка галечного орудия. С одной стороны

² Х. Д. Санкалия считает эту находку древнейшим орудием азиатского континента вообще (Sankalia, 1974). Геологическая дата местонахождения Пахлгам требует дополнительного подтверждения (Ранов, 1973).

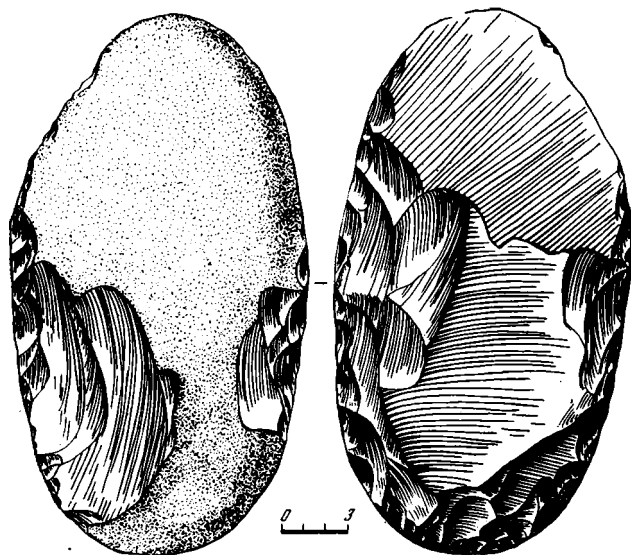


Рис. 5. Кливер (?) из пункта Хонако II

имеются слабые следы расплюснутости. Первичным материалом служила кварцитовая галька. Размеры: $8,1 \times 6,7 \times 3,5$ см (рис. 4, 1).

4. *Karatau I*. В 1975 г. здесь найдено всего 25 предметов. Отметим некоторые из них.

а) Хорошо выраженный пластинчатый отщеп с горбатой спинкой, полностью обработанный сколами. Выпуклый ударный бугорок занимает $\frac{1}{3}$ отбивной поверхности. Ударная площадка двухгранная, имеет дополнительные фасетки. Размеры: $5,5 \times 3,0 \times 1,5$ см (рис. 4, 3).

Это лучший пока отщеп коллекции, снятый с пусть грубо, но все-таки подготовленного нуклеуса. В нем явственно прослеживаются элементы леваллуазской техники и в этом отношении описанная заготовка находит свое место в галечной каратауской культуре подобно леваллуазским изделиям, хорошо известным в позднем соане (Sankalia, 1974, p. 22). Такие находки заставляют внимательно относиться к гипотезе о возможном вызревании леваллуазской техники внутри кажущихся столь отличными в техническом плане галечных культур.

б) Обломок орудия, обработанного с двух сторон — бифаса. О том, что перед нами именно бифас, а не нуклеус, говорит и вытянутая форма предмета, и характер расположения сколов. До настоящего времени бифасиальная техника в горной части Средней Азии практически не фиксировалась. Сообщение М. Р. Касымова о находке обломков массивного рубила в мустьерских слоях стоянки Кульбулак у Ангрена не сопровождается, к сожалению, фотографией или рисунком (Касымов, 1975). С другой стороны, бифасы характерны для позднеашельской и раннемустьерской культур Центрального Казахстана (Медоев, 1972). Описываемый предмет сделан из окремненного известняка, сколы глубокие, крутые, край не имеет дополнительной подправки. Размеры обломка: $4,4 \times 4,3 \times 2,4$ см (рис. 4, 4). Возможно, что такой же характер имеет другой незаконченый обработкой предмет — скол с гальки вытянутых очертаний. Поверхность раскола здесь обработана полностью, обратная сторона частично сохраняет валунную корку. В итоге создается впечатление, что это также небольшой, до конца неоформленный бифас. Разме-

ры: 7,4×5,2×3,5 см. Материал — обычная для вахшского аллювия галька магматических пород.

Находки 1975 г. показывают, что технические приемы и формы орудий в индустрии каратауской культуры значительно сложнее, чем могло показаться после первых раскопочных сезонов на Каратау I. Возможно, что мы имеем пока дело с набором орудий, характерных для временных охотничьих лагерей, тогда как долговременные стоянки, которые должны были уже существовать, дадут более богатый и разнообразный набор орудий. Материалы по геологии описанных местонахождений палеолита в погребенных почвах показывают, что охотничья лагерь располагались, по-видимому, как в тыловых частях речных террас, так и на водоразделах или их склонах.

К большому сожалению, не дала новых находок шурфовка на плато Малый Даштако (Сагыр-Ахун), где на контакте покровных лёссовых суглинков и аллювия были найдены две крупные пластины и нуклеус, типологически относимые к ашельскому или раннему мустьерскому времени (Жуков, 1973). Будем надеяться, что в ближайшие годы совместными усилиями геологов и археологов, работающих в Южном Таджикистане, будет найдена стоянка с сохранившимся культурным слоем и фауной, что позволит достаточно полно охарактеризовать новую, недавно открытую раннепалеолитическую культуру.

ЛИТЕРАТУРА

- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Додонов А. Е., Пеньков А. В. Закономерности строения верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений восточной части Таджикской депрессии (на примере бассейна р. Кызылсу). — В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М., 1977.
- Додонов А. Е., Ранов В. А. Новые палеолитические находки в лёссах бассейна р. Кызылсу (Южный Таджикистан). — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 46. М., «Наука», 1976а.
- Додонов А. Е., Ранов В. А. Палеолитические находки в древних лёссах у Ховалинга (Южный Таджикистан). — В кн.: Археологические открытия 1975 года. М., «Наука», 1976б.
- Жуков В. А. Результаты разведки на плато Сагыр-Ахун (Малое Даштако). — В кн.: Археологические работы в Таджикистане, в. X (1970 г.). М., «Наука», 1973.
- Касымов М. Р. Результаты работ палеолитического отряда. — В кн.: Археологические открытия 1974 года. М., «Наука», 1975.
- Костенко Н. П. Местная стратиграфическая схема четвертичных отложений Таджикской депрессии. Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфических схем. Алма-Ата, 1958.
- Костенко Н. П. О принципах составления специальной геоморфологической карты. — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 26. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Краснов И. И., Никифорова К. В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет. — В сб.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., 1973.
- Лазаренко А. А., Ранов В. А. Новая палеолитическая стоянка Каратау I (Южный Таджикистан). — Успехи среднеазиатской археологии. Вып. 3. Л., 1975.
- Лоскутов В. В., Ершова Л. Н., Колотов В. А., Лим В. В. О стратиграфии верхнеплиоцен-четвертичных отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН Тадж. ССР, отд. физико-матем. и геолого-хим. наук, 1971, 2 (40).
- Медоев А. Г. Радиальная система изготовления нуклеусов леваллуа в древнем палеолите Сары-Арки и Мангышлака. — В кн.: Поиски и раскопки в Казахстане. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- Несмеянов С. А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М., «Недра», 1971.
- Никонов А. А. К обоснованию стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Афгаño-Таджикской депрессии. — Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 39. М., «Наука», 1972.
- Никонов А. А., Ранов В. А. К характеристике средне-верхнеплейстоценовых отложений р. Яхсу в свете новых данных. — Докл. АН Тадж. ССР, 1971, т. 14, № 12.
- Никонов А. А., Ранов В. А. Новые данные об археологии каменного века и возрасте

- речных террас Афгано-Таджикской депрессии (Северный Афганистан, Южный Таджикистан).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 40. М., «Наука», 1973.
- Пеньков А. В., Гамов Л. Н., Додонов А. Е.* Сводный палеомагнитный разрез верхне-плиоцен-плейстоценовых отложений в бассейне р. Кызылсу (Южный Таджикистан).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 9.
- Ранов В. А.* Каменный век Таджикистана, вып. 1. Палеолит. Душанбе, «Дониш», 1965.
- Ранов В. А.* Палеолит в Кашмире? Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 40. М., «Наука», 1973.
- Ранов В. А., Несмеянов С. А.* Палеолит и стратиграфия антропогена Средней Азии. Душанбе, «Дониш», 1973.
- Чедия О. К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе, «Илим», 1971.
- Чедия О. К., Лоскутов В. В.* Палеогеография Памира и сопредельных стран в плиоцен-четвертичное время.— В сб.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.
- Balout L., Biberson P., Tixier J.* L'Acheuleen de Ternifine (Algerie), gisement de l'Anthropologie.— *Anthropologie*, 1967, t. 71, N 3—4.
- Bordes F.* Typologie du palaeolithique ancien et moyen. Bordeaux, 1961.
- Clark J. D.* The prehistory of Africa. New York, 1970.
- Khatri A. P.* Origin and evolution of hand-axe culture in the Narmada valley (Central India).— In: *Studies in Prehistory. Robert Bruce Foote Memorial volume.* Calcutta, 1966.
- Sankalia H. D.* Prehistory and Protohistory of India and Pakistan. Poona, Deccan College, 1974.