

ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ИССЫК-КУЛЬСКОЙ
КОТЛОВИНЫ
И ВНУТРЕННЕГО
ТЯНЬ-ШАНЯ

ФРУНЗЕ 1991

26.823
Г 36

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СТАНЦИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
ИССЫК-КУЛЬСКОЙ
КОТЛОВИНЫ
И ВНУТРЕННЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

н р.

ФРУНЗЕ «ИЛИМ» 1991

0
ИССЫК-КУЛЬСКАЯ
БИБЛИОТЕКА № 1
№ 254504

ИИ +
✓

Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня/Ответ. ред. М. К. Кошоев, Дж. Сыдыков; АН Кирг. ССР, Тянь-Шаньская физико-географическая станция. - Ф.: Илим, 1990. - III с : табл., илл.

ISBN 5-8355-0276-1

Сборник составлен по материалам многолетних стационарных и экспедиционных полевых исследований. Освещены вопросы геоморфологии, палеогеографии хозяйственного освоения районов Тянь-Шаня.

Представляет интерес для географов широкого профиля и студентов естественников.

Утверждено к печати Ученым советом
Тянь-Шаньской физико-географической станции
и принято РИСО Академии наук Киргизской ССР

Ответственные редакторы: канд. геогр. наук М. К. Кошоев,
канд. геогр. наук Дж. Сыдыков

Рецензенты: докт. геогр. наук Р. К. Клига,
канд. геогр. наук О. А. Поморцев

Г 1805040300- 54-90
У 453(П)-91

ISBN 5-8355-0276-1

© Издательство "Илим", 1991

О максимальном уровне голоценовой трансгрессии
озера Иссык-Куль

История развития озера Иссык-Куль в голоцене, несмотря на относительно небольшой отрезок этого времени [0.001% от всего четвертичного перисда], вызывает среди исследователей пожалуй наиболее оживленные споры, чем вопросы развития озера на всем протяжении плейстоцена. Однако сконцентрировав внимание на выяснении причин голоценовой трансгрессии и последующего, продолжающегося и в наши дни направленного снижения уровня озера, исследователи почти обходят стороной вопрос точной даты установления абсолютной высоты максимума трансгрессии, тогда как этот вопрос, на наш взгляд, имеет чрезвычайно важное значение.

Уровень голоценовой трансгрессии, как известно, не мог подниматься неограниченно - пределом ему служил уровень кутемалдинского порога стока, достигнув которого озеро должно стать проточным и стабилизироваться. Э.В.Алешинская и Л.Г.Зондарев пишут: "Новый подъем уровня лимитировался положением кутемалдинского водораздела, образованного конусами выноса р.Чу. Озеро вновь стало проточным и сформировало голоценовые береговые линии, лежащие на высоте около 1620 м" (Э.В.Алешинская, Л.Г.Зондарев, 1970). И далее, основываясь на анализе литературного и полевого материалов, они делают вывод о том, что в голоцене уровень Иссык-Куля по крайней мере дважды поднимался до отметки около 1620 м и озеро приобретало сток.

А.К.Трофимов также сообщает о двукратном подходе зеркала озера к кутемалдинскому водоразделу, но уровень максимума голоценовой трансгрессии (в период которой сформировалась бозбулунская, по его схеме, терраса) достигал, по его мнению, абсолютной высоты 1623 м, тогда как высоту 1620 м занимает более молодая - бадыкчинская - терраса, четко выраженная по всему побережью. "Многие исследователи, - заключает А.К.Трофимов, - неверно отождествляют этот уровень с бозбулунским, который выражен плохо" (А.К.Трофимов, 1978).

Учитывая морфологию урочища Кутемалды, это несущественное, на первый взгляд, несоответствие в определении уровня трансгрессии принимает принципиальное значение. Особенно для нас, авторов дан-

ной статьи, предполагающих, что голоценовая трансгрессия Иссык-Кули была вызвана поворотом р. Чу в озеро (Д.В. Герасимов, Л.М. Смирнова, 1988). Попробуем в этом разобраться.

Все исследователи сходятся на том, что перед началом голоценовой трансгрессии уровень озера Иссык-Куль находился гораздо ниже современного. Он определяется разными исследователями по-разному (от -28 и до -110 м), но сам факт крупной регрессии никем не оспаривается. А.К. Трофимов, в частности, придерживается довольно распространенного мнения, что голоценовый подъем уровня начался с современной глубины 110 м.

Как известно, при трансгрессии озера, в зависимости от уклонов и литологии побережья, происходит абразия либо формирование береговых валов различной мощности. Остановимся на процессе абразии. Абсолютная высота подножья абразионного уступа по классическим канонам должна соответствовать уровню зеркала озера или даже слегка превышать его на величину разрушительного воздействия волн во время сильных штормов. Исходя из этого положения, подножье клифов, выработанных по схеме А.К. Трофимова, в максимум бозбулунской трансгрессии, должно иметь абсолютную высоту не менее 1623 м. Что же наблюдается в действительности?

Нами проведено более двухсот нивелировок поперечных профилей голоценовой террасы озера Иссык-Куль на разных участках побережья. Этот материал требует кропотливого анализа, но уже сейчас, по нашему мнению, на его основе можно делать серьезные выводы. Подножье голоценового клифа согласно нивелировкам лежит на абсолютной высоте 1620 м. Незначительные отклонения в ту или иную сторону носят локальный характер и всегда объяснимы: снижение этой высоты, как правило, объясняется выемкой грунта для подсыпки шоссе или для других строительных нужд, увеличение — процессом наложения проluvально-делювиальных масс. Иногда к ним добавляются золотые пески. Расчленить голоценовый клиф Иссык-Куля на две равновозрастные генерации (бозбулунскую и балыкчинскую) по проведенным нами нивелировкам нет никаких оснований. Возражение насчет того, что в нашем случае мы измеряем подножье балыкчинского, а не бозбулунского клифа, который плохо сохранился, — не убедительно, поскольку другого, хотя бы мале заметного абразионного уступа, который мог бы соответствовать уровню 1623 м, на побережье нами не встречено. Возраст бозбулунской трансгрессии А.К. Трофимов определяет началом УП — се-

радиной X века новой эры; балыкчинской - ХУП-ХІХ вв. При условии, что на многих участках южного побережья Иссык-Куля в пределах абсолютных высот 1640-1660 м прекрасно сохранился клиф максимальной трансгрессии озера, имевшей место не менее 20 тыс. лет тому назад, трудно согласиться с тем, что молодой бозбулунский клиф к настоящему времени разрушен. Не сохраниться он мог только в одном случае - в случае его разрушения последующей более значительной трансгрессией. Уровень же балыкчинской трансгрессии по А.К. Трофимову уступал уровню бозбулунской на 4 м.

Итак, проведение максимума голоценовой трансгрессии на абсолютной высоте 1623 м встречает серьезные возражения.

Где же все-таки проводить этот уровень и на что опираться при его проведении? Анализ абсолютных высот подножий абразионных уступов - клифов, хотя и позволяет нам сделать предельный вывод, но все же эти формы рельефа не могут служить надежным критерием при установлении максимума трансгрессии с желательной точностью до десятых долей метра. Обратимся к аккумулятивным береговым формам.

Береговые вали, отвечающие максимуму голоценовой трансгрессии, хорошо выражены на северном побережье Иссык-Куля, а также встречаются и на южном, где они трансгрессивно налегают на обширные плейстоценовые конусы выноса некоторых рек. Береговые вали северного побережья представлены, как правило, песками; южного - более грубым гравийно-песчаным иногда галечным материалом. Вершинная поверхность валов, как и подножье абразионных уступов, тяготеет к изогипсу 1620 м. Встречающиеся отклонения в ту или иную сторону также локальны и легко объяснимы в основном за счет волновой деятельности. Береговые вали, как известно, образуются под воздействием волнений и их вершинная поверхность отвечает не уровню моря, а высоте залеска штормовых волн. За период инструментальных наблюдений (последние 30 лет) установлено, что на участках, насчитанных наносами, иссык-кульские штормы формируют береговые вали, вершины которых превышают зеркало озера в среднем на 1,5 м. Исходя из этого мы вправе провести уровень максимума голоценовой трансгрессии на абсолютной высоте около 1618,5 м. Это в корне меняет дело. При такой абсолютной высоте озеро не могло иметь сток через кутемалдинский водораздел.

Э.В. Алешинская и Л.Г. Вондарев, хотя и не поднимают, как

А.К.Трофимов, уровень голоценовой трансгрессии до 1623 м, но установив его на высоте около 1620 м, считают, что сток был и что кутемалдинский водораздел лимитировал подъем уровня озера. В качестве подтверждения двукратного подъема уровня Иссык-Куля до отметки 1620 м они рассматривают соотношение голоценовых береговых линий с устьями долин временных водотоков. "Так, к востоку от залива Срдекучар (юго-западное побережье), — пишут они, — можно наблюдать в непосредственной близости друг от друга следующие разновидности устьев:

1) устье блокировано береговым валом. Бессточная западина;

2) западина заполнена пролювием вровень с блокирующим валом;

3) блокирующий вал размыт. береговая линия проходит в основании сложенного пролювием небольшого обрыва высотой до 1,5 — 2 м" (с. 137-139). Мы провели несколько нивелировок в этом и в других районах через устья временных водотоков всех трех разновидностей. Нивелировки показали, что:

вершины береговых валов, блокирующих бессточные западины имеют абсолютную высоту 1620 м с небольшими отклонениями в пределах 10-20 см;

в случае заполнения бессточных западин пролювиальными отложениями вровень с блокирующим валом абсолютная высота кровли пролювия вблизи контакта вал — западина имеет те же значения.

Что же касается третьей разновидности устьев, то надо признать, что они не имеют повсеместного распространения как первые, скорее они даже не типичны и вопрос их формирования требует специального рассмотрения, но даже если считать, что перед нами следы новой фазы трансгрессии, то само собой разумеется, что ее уровень не менее чем на 1,5 м уступал первой.

Из трех упомянутых разновидностей устьев временных водотоков наибольшего внимания, на наш взгляд, заслуживают те, где пролювиальные отложения заполнили бессточную западину вровень с блокирующим валом. Эти формы рельефа были отмечены еще В.В.Шумовым, который очень точно назвал их "висячими такырами". Для нас, кстати, чрезвычайно важно, что В.В.Шумов соотносит "висячие такыры" только с двумя из четырех выделенных им озерных террас Иссык-Куля — с уровнями "в" и "д" (уровень "в" соответствует голоценовой трансгрессии, уровень "д" — максимальной плейстоценовой, береговые ли-

нии которой располагаются в настоящее время в пределах абсолютных высот 1640-1660 м).

Две разновозрастные генерации "висячих такыров" соответствуют двум основным трансгрессиям озера.

Вернемся к голоценовому времени. В 2 км западнее западного мыса залива Тон нами обнаружено весьма примечательное обнажение. В стенке эрозионного вреза, прорезающего заполненную проливием бессточную западину, отчетливо видно, как беч трансгрессирующего озера, представленного тонким (2-5 см) базальным горизонтом гравийно-галечника, имеющего угол падения не более 1 градуса, резко переходит в пляжные слоистые пески с углом падения к озеру в 6°. Абсолютная высота перелома углов - 1618.5 м. Это и есть, по-нашему мнению, максимум уровня голоценовой трансгрессии Иссык-Куля.

В описываемом случае заполнение проливием бессточной западины шло, вероятно, на протяжении всего времени трансгрессии, что лишний раз подтверждает неразрывность природных процессов. И лишь кровля "висячих такыров" формировалась, по-видимому, уже после окончательного блокирования западным максимальным береговым валом.

Установление уровня максимума голоценовой трансгрессии на абсолютной высоте 1618.5 м исключает, как мы уже говорили, сток через кутемадинский водораздел, т.к. он лежит несколько выше. А.К.Трофимов в урочище Кутемалды определяет береговую линию балыкчинской трансгрессии на высоте 1619.3 м. На уровне этой береговой линии, по его мнению, заканчиваются протоки первой генерации, врезанные в поверхность забулунской террасы на 2-2.5 м. Что можно сказать по этому поводу? ✓

В настоящее время урочище Кутемалды неузнаваемо преобразовано антропогенной деятельностью. К сожалению, географы республики не сумели вовремя подняться на защиту этого уникального урочища и потери уже не восполнимы. Экономический эффект от распаханых здесь земель при условии крайней скудости почв и штормовых ветров знаменитого "улана" ничтожен. Серьезную озабоченность вызывает и строительство в непосредственной близости от русла р.Чу очистных сооружений г.Рыбачье.

Сравнительно нетронутым остался лишь участок урочища, расположенный к северу от железной дороги. Здесь на участке от 0.7 - 1.0 км к западу от пересечения железной и автомобильной дорог, в створе последней, у подножья уступчиков, выработанных в проливии тупской

(по А.К.Трофимову) террасы, встречаются бессточные западины, подпруженные береговыми валами. Вершинная поверхность береговых валов, согласно нашим нивелировкам, располагается на абсолютной высоте около 1620 м. Далее к западу ни бессточные западины, ни "вишние такыры" не встречаются.

На аэроснимках 1964 г. (когда урочище еще имело почти первоначальный вид) отчетливо видно, что береговые валы, подпруживающие отмеченные западины, сопрягаются с береговой линией, пересекающей урочище по диагонали - с северо-востока на юго-запад. Все это находится в полном соответствии с рисунком А.К.Трофимова в его статье "История озера Иссык-Куль в голоцене" (1978). Однако на аэрофотоснимке также отчетливо видно, что протоки первой генерации не упираются в эту береговую линию, а пересекают ее, заканчиваясь у следующей береговой линии, довольно близко отстоящей от первой, также идущей по диагонали, но уже с некоторым смещением южного угла к востоку. По-видимому, мы имеем дело с новой фазой трансгрессии, вызванной, скорее всего, перераспределением вод р.Чу в озеро по этим протокам.

Участок урочища Кутемалды к востоку от первой (максимальной) береговой линии имеет на аэроснимках те же дешифровочные признаки, что и голоценовая аккумулятивная озерная терраса на многих других участках побережья (особенно на северном), с той лишь разницей, что здесь более отчетливо проглядывают валовые формы рельефа.

А.К.Трофимов, по-видимому, провел береговую линию балыкчинской трансгрессии в урочище Кутемалды (1619.3 м) по вершинной поверхности берегового вала. Во всяком случае, описывая в этой же статье приустьевую район р.Джержалан, он говорит о том, что балыкчинская речная терраса упирается в береговой вал, расположенный на высоте около 1618.5 м. По-видимому, и здесь речь идет о вершинной поверхности вала. Этот балыкчинский вал в устье р.Джержалан следует, вероятно, скоррелировать со второй береговой линией урочища Кутемалды, около которой заканчиваются протоки первой генерации.

И в заключение несколько слов о попытках отыскать в так называемой террасе подпора, соответствующей максимуму голоценовой трансгрессии, следов двух, а иногда и трехкратного подъема уровня озера к почти одной и той же отметке. В свое время авторы данной статьи предпринимали подобные попытки, но сейчас мы убеждены, что этот вопрос требует серьезного пересмотра. И главное обстоятельство

во, вызывающее необходимость такого пересмотра, это неизученность процессов седиментации в условиях чрезвычайной внутригодовой изменчивости стока рек Прииссыккулья и активного переформирования приустьевых зон. Работы в этом направлении, несомненно, позволят определеннее подойти к трактовкам отдельных моментов палеогеографии Иссык-Куля. И будущие серьезные исследования по палеогеографии Иссык-Куля, по-нашему мнению, могут быть связаны именно с работами в этом направлении.

Л и т е р а т у р а

Алешинская Э.В., Бондарев Л.Г. Колебания уровня озера Иссык-Куль в позднем плейстоцене и в голоцене // Ритмы и цикличность в природе. - М.: Мысль, 1970.

Герасимов В.В., Смирнова Л.М. К истории развития Иссык-Кульской впадины в четвертичное время // Физико-географические исследования озера Иссык-Куль и его берегов. - Фрунзе: Илим, 1988.

Трофимов А.К. История озера Иссык-Куль в голоцене / Визлетень комиссии по изучению четвертичного периода. - М.: Наука, 1978. - № 48.

А.П.Мельникова, Э.В.Алешинская

Некоторые вопросы палеогеографии Арабельской долины в голоцене

Большой интерес в плане палеоклиматических и палеогляциологических реконструкций в долине р.Арабельсу представляют разрезы голоценовых отложений, изученных спорово-пыльцевым и радиоуглеродным методами.

Прежде, чем перейти к изложению материалов и результатов исследования, кратко рассмотрим основные черты современной природы долины р.Арабельсу.

Долина р.Арабельсу (арабельские сирты) относится к внутренней части Центрального Тянь-Шаня. С севера она отделена от Ис-

сык-Кульской впадины хр. Терской Ала-Тоо, с юга ограничена хребтами Суек и Джетыбель. Днище долины расположено на высотах свыше 3600 м. Относительные превышения хребтов небольшие (600-1500 м). Рельеф долины отличается малой расчлененностью. Преобладающим типом рельефа долины является ледниковый. Отчетливо прослеживаются следы последнего оледенения: отполированные движением льда выходы коренных пород на дне долины и южном склоне хр. Терской Ала-Тоо; многочисленные моренные холмы высотой до 20-30 м и западины. Небольшие уклоны долины способствуют застою воды и образованию в межморенных понижениях неглубоких озер. Русло реки сильно меандрирует.

Климат долины р. Арабельсу суровый и выделен в особый тип - климат сыртов (Климат Кирг. ССР, 1966). Большую часть года здесь господствуют отрицательные температуры. Зимой наиболее характерно антициклональное состояние погоды с сильными морозами. Абсолютный минимум -43° . Из-за большой высоты местности лето также прохладное, с осадками, частой сменой погодных условий и сильными ветрами западных и северо-западных направлений. Повсеместно на глубинах 75-200 см залегает слой вечной мерзлоты. Количество осадков, как и в других районах Центрального Тянь-Шаня, невелико (до 300 мм/год), так как значительная часть влаги задерживается окружающими долину хребтами (Климат Кирг. ССР, 1966). Благодаря низким температурам испарение в Арабельской долине незначительное, поэтому она относится к зоне оптимального и избыточного увлажнения (Пономаренко, 1976). Здесь по тем же причинам много ледников. Общая площадь их составляет 98,7 км², а степень оледенения достигает 13%. Концы современных ледников лежат на высоте 3800-4000 м (Каталог ледников..., 1977). Подробно растительность Арабельской долины описана в работе С.Б. Вайгуттиева с соавторами (1968). Суровые климатические условия (низкие температуры, сильные ветры, короткий вегетационный период) приводят к формированию флористически бедного, низкорослого растительного покрова. Для всей долины характерны подушкообразные формы, разреженность и пятнистость растительных сообществ. Для днища долины наиболее типичны кобрезиево-осоковые луга.

Рассмотрим спорово-пыльцевые диаграммы трех разрезов средне- и позднеголоценового возраста в долине р. Арабельсу (разрезы № 49, 50, 51, рис. 1).



Рис. I. Схема расположения разрезов.

Среднеголоценовые отложения в долине Арабельсу вскрыты разрезом № 49. Стратиграфия разреза и геоморфологическая ситуация показывают, что накопление отложений началось после отступления ледника в долине второго порядка в подпруженном моренным валом озере на высоте около 3750 м. Впоследствии озеро превратилось в осоковое болото, которое затем перекрылось конусом выноса. Строение конуса и подстилающей его части можно наблюдать на правом берегу ручья правого притока р. Арабельсу в естественном обнажении мощностью 5 м.

- | | |
|---|----------------|
| 1. Суглинок тяжелый. Контакт с нижележащим слоем резкий, заметен по мехсоставу. Граница сезонной мерзлоты | 0.00 - 0.75 м. |
| 2. Супесь гумусированная, мерзлая, с прослоем торфа на глубине 190 - 200 м, мерзлая | 0.75 - 2.80 м. |
| 3. Торф хорошо разложившийся, мерзлый | 2.80 - 2.90 м. |

4. Суглинок средний, гумусированный, с гнездами слабо разложившегося торфа, мерзлый. Контакт резкий, граница неровная

2.90 - 3.50 м.

5. Торф слабо разложившийся, разбит морозобойными трещинами, мерзлый

3.50 - 4.65 м.

6. Песок разноразмерный, промытый, с линзами суглинка и сильно минерализованного торфа, мерзлый

4.60 - 4.75 м.

7. Суглинок средний, слитый, с линзами торфа, ожелезненного песка, мерзлый. На глубине 4.85 - 4.94 м прослойка льда.

Видимая мощность 4.75 - 5.00 м.

Радиоуглеродная дата 4890 ± 70 лет (TA-1433) образца торфа с глубины 3,65-3,85 м свидетельствует о том, что в середине голоцена (5-6 тыс. лет назад) главная долина р. Арабельсу и нижние части ее притоков до высоты 3750 м были свободны от ледников.

Существует и другое мнение о времени распада ледников в этом районе. По исследованиям Д.В. Севастьянова (Озера Тянь-Шаня..., 1930) полупокровный ледник последнего оледенения в Арабельской долине распался минимум 9500-10000 лет назад, а концы ледников лежали выше отметки 3700 м. Выводы сделаны на основании радиоуглеродных дат 7260 ± 130 и 8950 ± 150 лет образцов погребенной водной растительности с глубин 0,6 и 2,2 м в обнажении на берегу оз. Чон-Тор, на высоте 3740 м. Выше озера Чон-Тор в одноименной долине, как впрочем и во всех долинах горного обрамления Арабельской депрессии, по мнению Д.В. Севастьянова, лежат три стадийные морены: даун - с возрастом около 4000 лет, эгезен - около 2000 лет и фернау - 100-300 лет. Причем каждая последующая стадийная морена расположена выше предыдущей.

В основу построений Д.В. Севастьянова о существовании трех стадийных морен в долинах притоков р. Арабельсу и их жесткую хронологию положена идея А.В. Шнитникова о цикличности климатических изменений, согласно которой сокращение ледников последнего плейстоценового оледенения происходило через 8 стадий с интервалом 1800-1900 лет. Но вся динамика оледенения конца позднего плейстоцена и голоцена обуславливается проявлением через климат лишь ритма приливной силы (Шнитников, 1957), наверное, слишком упрощенно.

"Конечно, идея циклической организации природных событий представляется весьма привлекательной, - пишут Л.Ф. Серебряный и А.В. Орлов, - поскольку может использоваться как основа для гляциоклиматического прогноза. Однако у этой идеи находятся оппоненты, которые

справедливо указывает на недостаточность хронологической информации, чтобы утверждать это" (1987, с.99).

В разрезе № 49 на палинологический анализ было отобрано 27 образцов. На диаграмме разреза (рис.2) выделяются суббореальные слои, характеризующиеся двумя палинозонами 5 и 4. Раннесуббореальные слои (SB - I; палинозона 5) вскрываются на глубине 1,25 - 5,00 м и представлены озерными и болотными отложениями, перекрывающимися прольвиально-делювиальными отложениями. В спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца кобрезии и осок (до 76-81%). Процент заносной пыльцы древесных пород составляет в среднем 2-5% от общего состава. Невелико содержание в спектрах пыльцы злаков, маревых, полыней, прочих сложноцветных и разнотравья. В нижних частях разреза характерно постоянное присутствие пыльцы ивы. Есть основания полагать, что эта пыльца местного происхождения, поскольку ива одна из первых селится на свежих незадернованных моренах и входит в состав фитосеносов современных морен многих районов Тянь-Шаня, в том числе и сыртовых, что в свою очередь может указывать на то, что накопление охватывает и самый начальный период после дегляциации территории. На более древних задернованных моренах ива встречается редко, вытесняясь более конкурентоспособными луговыми травами. Именно этим, по-видимому, объясняется отсутствие пыльцы ивы в верхних слоях разреза (толщи). Верхняя граница раннесуббореального времени проводится на уровне падения кривой пыльцы осоковых и роста пыльцы злаков. Определить хронологическое положение границы в данном случае не представляется возможным.

Спорово-пыльцевые спектры позднесуббореальных слоев (SB-2; глубина 0,00-1,25; палинозона 4) характеризуются увеличением пыльцы сухостенных трав и мезофитов: полыней до 40%, маревых до 14%, злаков до 38%, разнотравья до 21% и уменьшением содержания пыльцы кобрезии и осок (до 19-23%) в группе пыльцы трав и кустарничков. Спорово-пыльцевые спектры разреза № 49 свидетельствуют о том, что в первую половину суббореального периода в растительном покрове Арабельской долины господствовали осоково-кобрезиевые луга. Затем в позднесуббореальное время в составе этих лугов увеличилась доля разнотравья и злаковых группировок. Это можно рассматривать как свидетельство потепления и некоторого нарастания сухости климата во второй половине суббореального периода.

Разрез № 50 расположен по правому борту долины р. Арабельсу (сев. склон хр. Джетымбель) на высоте 3760 м. В обрыве левого борта ручья вскрывается следующее строение толщи:

1. Суглинок средний, пятнами ожелезненный, с гнездами торфа (сывший кочкарник?) Граница неровная	0.00 - 0.60 м
2. Торф слабо разложившийся	0.60 - 0.80 м
3. Суглинок тяжелый, мерзлый	0.80 - 0.90 м
4. Торф слабо разложившийся, мерзлый	0.90 - 1.00 м
5. Суглинок тяжелый, мерзлый. Контакт с нижележащим слоем четкий	1.00 - 1.60 м
6. Гравийно-галечниковый слой с валунами размером 20x15 см, слабой окатанности, мерзлый. Видимая мощность	1.60 - 1.90 м.

На спорово-пыльцевой анализ отобрано 17 образцов. В спектрах преобладает пыльца трав (95-98%). Количество заносной пылью древесных пород составляет 2-5%.

В разрезе вскрываются осадки суббореального и субатлантического периодов (рис.3).

Позднесуббореальные слои (SB-2; глубина 1,00-1,60 м) характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами палинозоны 4 и выделяются по повышенному относительно других слоев содержанию пыльцы сухостепных трав и кустарничков: эфедры, злаков, полыней, маревых. Верхняя граница суббореального периода проводится ниже прослоя торфа с датой 2860±90 (TA - I434) по границе торфа и суглинков на уровне подъема кривых пыльцы осок и древесных пород, на кривой, построенной без учета пыльцы осоковых.

Субатлантические отложения (SA) выделяются в интервале глубин 0,00-1,00 м (палинозоны 3, 2, I) и характеризуются в целом значительным содержанием пыльцы осоковых (до 81-90%) и увеличением пыльцы древесных пород. Различное содержание пыльцы древесных пород и осоковых в спектрах позволило подразделить субатлантический период на три этапа.

Увеличение пыльцы древесных пород и осок отмечается в спектрах нижних и верхних слоев субатлантических отложений (палинозоны 3 и I) и приурочено к прослоям торфа и суглинков, обогащенных органикой.

Средние слои характеризуются возрастанием роли пыльцы злаков (до 14%), полыней и уменьшением пыльцы осок (до 47%) и древесных пород. Отложения представлены суглинком. Спорово-пыльцевые спектры па-

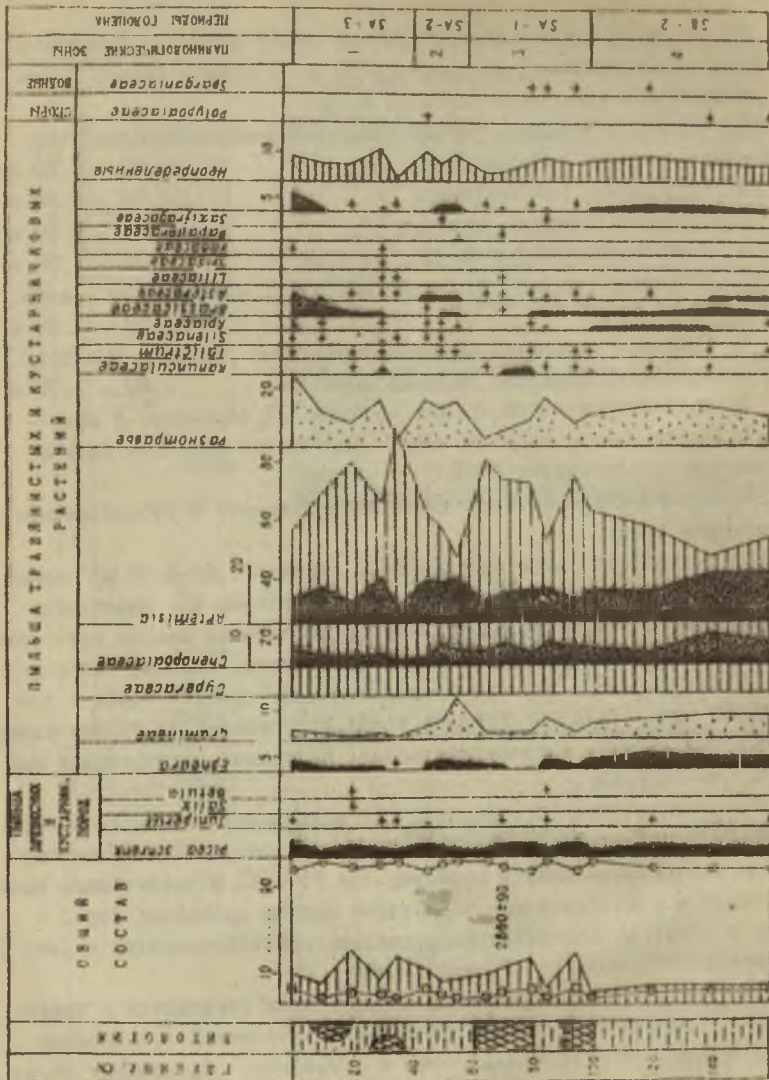


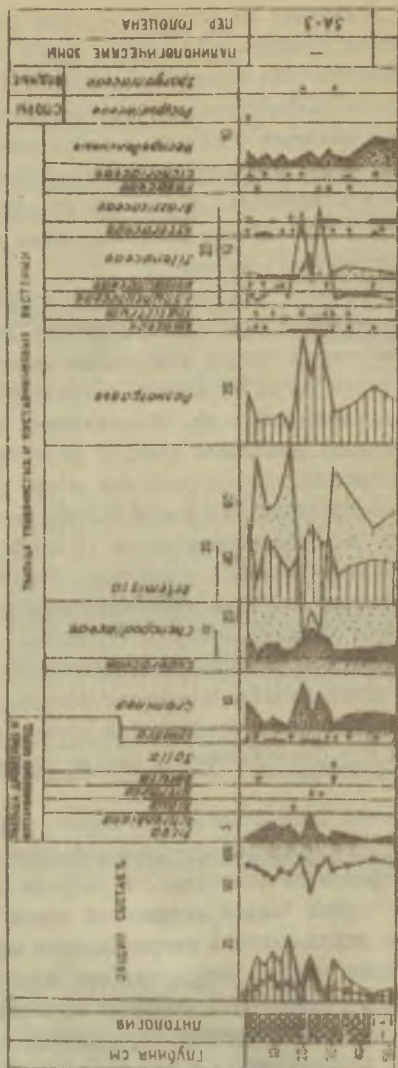
Рис. 3. Слово-пыльцевой диаграммой разреза № 50.

лиозон 4 и 2 указывают на большое участие разнотравно-злаковых сообществ в составе осоково-кобрезиевых лугов в позднесуббореальное и среднесубатлантическое время по сравнению с ранним и поздним субатлантиком, когда ведущее место в растительном покрове дна долины Арабельской долины занимали осоковые и кобрезиевые луга. Несомненно, такие изменения в растительном покрове явились отражением смены относительно сухих климатических условий второй половины суббореального периода и среднесубатлантического времени более влажными в ранне- и позднесубатлантическое время.

Отложения конца субатлантического времени представлены в разрезе № 51, заложенном в небольшом торфянике, сформировавшемся в понижении между моренной грядой и коренным южным склоном хр. Терской Ала-Тоо на высоте 3720 м. В разрезе вскрывается слабо разложившийся и сильно минерализованный торф, подстилаемый иловатыми суглинками. На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 4) регистрируются два интервала повышенного содержания пыльцы осоковых и ели (на кривой пыльцы древесных пород, построенной без учета пыльцы осок) на глубинах 0,00-0,20 и 0,30-0,50 м, разделенных слоем (0,20-0,30 м) с преобладанием пыльцы разнотравья, злаков и маревых. Отсутствие радиусуглеродных определений для данного разреза не позволяет делать хронологически обоснованные палеорекострукции, но сравнение спорово-пыльцевой диаграммы с диаграммами других разрезов позволяет считать, что накопление охватывает конец субатлантического периода.

Наши исследования в Арабельской долине в какой-то мере подтверждают вывод Д. В. Севастьянова о раннем распаде ледников в основной долине.

Что касается трех стадийных морен, имеющих место в боковых долинах р. Арабельской по Д. В. Севастьянову, то против такого мнения существует ряд возражений. Во-первых, в рельефе боковых долин хорошо выражена только морена "малой ледниковой эпохи". Встречающиеся ниже ее задернованные всхолмления и нагромождения могут быть остатками боковых морен более раннего возраста, чем вышеперечисленные морены, или приустьевыми ригелями, присыпанными моренным чехлом. Во-вторых, нет надежного геосинхронического обоснования возраста этих морен, чтобы говорить о стадийности и ритмичности. В-третьих, палеоклиматические данные, полученные по результатам спорово-пыльцевого анализа трех разрезов в Арабельской долине, позволяют заключить, что с начала накопления отложений в этих разрезах не наблюдалось ритмично-



го, последовательного уменьшения увлажненности климата, что послужило бы причиной стадийно-ритмичного сокращения оледенения. Отсутствие единого разреза голоцена для этого района не позволяет с уверенностью говорить и об обратном климатическом тренде. Но сравнение палинологических данных исследуемых разрезов с диаграммами опорных разрезов Иссык-Кульской котловины позволили установить идентичность в климатических изменениях периодов накопления отложений. Это дает право говорить о том, что и общая направленность климатических изменений была одинаковой. В целом палеоклиматические данные по Арабельской долине и Иссык-Кульской котловине (Мельникова, 1987), а также материалы исследования последних лет позволяют заключить, что в середине голоцена в интервале от 6 до 5 тыс. лет назад, в позднем голоцене в интервале от 3 до 2 тыс. лет, а также последнее тысячелетие н.э. были периодами похолодания и увлажнения климата, причем последнее тысячелетие было максимально влажным и холодным во всем голоцене (Мельникова, 1987). Реконструкция палеоклимата дает возможность говорить не о последовательном сокращении оледенения в Арабельской долине в позднем голоцене, а о нарастании его по сравнению с предшествующим периодом или возникновении его, исходя из того, что ледники продукт климата.

Л и т е р а т у р а

- Байгуттиев С.Б., Гвоздецкий Н.А., Чалая И.П. Опыт ландшафтного типологического картирования Арабельских сыртов Внутреннего Тянь-Шаня//Тр.Отд.географии и Тянь-Шаньской физ.-геогр.станции АК Киргизской ССР. - Фрунзе.- 1953.- Вып. I.
- Климат Киргизской ССР. - Фрунзе, 1966.
- Мельникова А.П. История развития растительности Северного и Центрального Тянь-Шаня в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - М., 1987. - С. 23.
- Озера Тянь-Шаня и их история. - Л.: Наука, 1980.
- Каталог ледников СССР. - Л.: Гидрометеоиздат, 1977. - Т. I4. - Вып. I. - Ч. 5. - С. 73.
- Пономаренко П.Н. Атмосферные осадки Киргизии. - Л., 1976. - 134 с.
- Серебряный Л.Р., Орлов А.В. Тянь-Шань глазами гляциолога. - М.: Наука, 1987. - С. 142.
- Шнитников А.А. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария//Зап. геогр. об-ва СССР. - М. - Л., 1957. - Т. I6. - 334 с.

Изменения климата и уровня озер Средней Азии
за последние тысячелетия

Изменения климата Средней Азии и режима ее крупных озер оказывают значительное воздействие на хозяйство региона, поэтому так необходимо уметь предсказывать эти процессы. Бессточные озера являются индикаторами состояния всей природной среды Средней Азии и прогнозы их режима особенно необходимы. К сожалению, инструментальные ряды наблюдений климата, уровня озер, не говоря уже об отдельных составляющих водного баланса последних, слишком коротки для того, чтобы выявить какие-либо устойчивые закономерности в изменениях режима озер и провести широкие региональные корреляции. В этих условиях разработка сколько-нибудь надежных прогнозов режима озер Средней Азии пока невозможна. Достаточно упомянуть неутраченные споры о причинах крупных изменений уровня Каспия и Иссык-Куля за последнее столетие.

В этой связи очевидна важность привлечения исторических, палеогеографических и иных косвенных данных для реконструкции изменений климата и режима озер за длительные промежутки времени. Однако использование этих данных в практических целях осложняется их слабой сопоставимостью как друг с другом, так и с инструментальными данными - преимущественно неслицеванный характер, дискретность и неравномерность в пространстве и во времени. Из этого подчас делается вывод о полной невозможности использования косвенной информации для прогнозирования гидроклиматических условий. Однако имеется уже положительный опыт использования так называемых палеогеографических сценариев для определенных эпох прошлого с целью предсказания изменений климата и речного стока преимущественно на Европейской территории СССР (Борзенкова, Зубаков, 1984; Антропогенные изменения климата, 1987; Величко, Климанов, Беллев, 1988 и др.). Можно упомянуть первые опыты количественной обработки исторических данных о гидроклиматических условиях с целью использования их в прогнозировании (Селиванов, Воронов, 1988).

Для Средней Азии работы такого рода пока очень немногочислен-

ны. Среди них следует упомянуть частично основанные на палеогеографических данных прогнозы изменений природы Тянь-Шаня к 2025 году (Мягков, 1961; Кошоев, 1986). Видимо, это связано с особенно высокой неравномерностью изученности изменений климатических и гидрологических условий региона в доинструментальный период. Так, известны многочисленные реконструкции изменений уровня Каспия и Иссык-Куля в последние тысячелетия, а история Аральского моря, озера Сарыкамыш, Балхаш изучена крайне фрагментарно. Практически нет данных об изменениях стока крупнейших рек региона до начала непосредственных наблюдений. Такая противоречивая ситуация объясняется, с одной стороны, значительным количеством и представительностью археологических памятников последних тысячелетий в Средней Азии, а с другой — сложностью геолого-геоморфологического изучения территории и крайней редкостью находок, пригодных для радиоуглеродного датирования органических отложений.

Автор попытался обобщить по возможности независимые данные о климатических и гидрологических изменениях в Средней Азии за последние 2–3 тысячи лет, поскольку такой временной интервал, пожалуй, наиболее важен для целей практических прогнозов.

Восточный Прикаспий. В последние годы появились данные об изменениях увлажненности климата восточного побережья Каспийского моря в последние тысячелетия, основанные на изучении ранее мало известных археологических памятников (Мамедов, 1980; Варуценко, Варуценко, 1984; Варуценко, Варуценко. Клинге, 1987). При этом памятники определенного возраста рассматриваются как показатель увлажнения ныне пустынных районов. Памятники эпохи бронзы (XV–III вв. до н.э.) встречаются на водоразделе Каспия и Арала крайне редко, тогда как следы материальной культуры сарматских кочевых племен середины и конца I тыс. до н.э. на Устурте довольно многочисленны, что связывается с увлажнением этого района. В ныне пустынных районах развивались степная и злаково-полюнная растительность. Памятники позднесарматских культур первой половины I тыс. н.э. и особенно IV–VI вв. крайне немногочисленны и приурочены к побережью Аральского моря и верхнему течению Узоя.

Массовое вооружение городищ, крепостей, караван-сараяв, колодцев и т.д. началось по всему Устурту, вероятно, на границе III и IV вв. Культура обитателей водораздела Каспия и Арала достигла наибольшего развития в IX–XIV вв. К этому времени относится развитие

добычи медистых песчаников, обжига кирпича. В городище Кзылкала на севере Мангышлака в X-XIII вв. занимались ремеслом и сельским хозяйством (Варущенко, Варущенко, Клиге, 1987). Судя по спорово-пыльцевым данным, на Мангышлаке была распространена полупустынно-степная растительность с лесными ассоциациями. Среднегодовое количество осадков, вероятно, по сравнению с современным было больше на 50 мм. В спектрах постоянно присутствует пыльца культурных злаков. Имеются сведения, что обитавшие здесь огузы выращивали даже пшеницу.

Развитие культуры продолжалось, несмотря на вторжения тюркско-сельджуков, чингизидов и т.д. Только после походов Тимура в XIV в. коренные туркестанские племена покинули центральные районы Устурта и переселились на берега Каспия (Поляков, 1973). Кроме социальных причин, вероятно, это связано также с иссушением климата в XV-XVIII вв.

Существует многочисленные данные о благоприятных климатических условиях Устурта, Северных Каракумов и низовий Амударьи в конце ХУП - первой четверти XIX вв., когда происходило активное освоение этих районов. Русскими экспедициями отмечались многочисленные озера, родники, колодцы, полноводность рукавов дельты Амударьи (Игай, 1986). С 1920-1925 гг. началось иссушение региона, фиксируемое многими источниками.

Крайне интересным палеогидрологическим объектом является долина Узбой, протягивающаяся от Сарыкамышской впадины до солончака Келькор, расположенного к востоку от Туркестанского залива, а возможно, далее на север по корневой части Челекенского п-ова (сухое русло Актам). После формирования этой долины во время позднехвалынской трансгрессии по ней неоднократно осуществлялся сток из Амударьи в Сарыкамышскую впадину (Низовья Амударьи..., 1960 и др.). Согласно оценкам А.С.Кесь, сделанным с учетом поперечного сечения русла и его уклонов, сток по Узбой в голоцене мог достигать $10 \text{ км}^3/\text{год}$, по нашим оценкам, учитывающим также состав аллювия соответствующего возраста, $30-35 \text{ км}^3/\text{год}$ (Селиванов, 1987), а по Э.Д.Мамедову и Г.Н.Трофимову (1986) - даже $70 \text{ км}^3/\text{год}$. Окончание периода длительного Устойчивого стока по Узбой в плейстоценовую эпоху раннего-среднего голоцена датируется 4 или 3-3,5 тыс. л.н. (Квасов, 1980).

В так называемом Балханском соре в низовьях русла р.Актам (у ст.Белек в 75 км восточнее Красноводска) описан разрез с тремя горизонтами морских отложений новокаспийского возраста, разделенных пресноводными торфяниками (Мекокин и др., 1964). Время формирования ниж-

ного горизонта торфа, имеющего пойменный генезис, относится к XI-U вв. до н.э. Вероятно, этому периоду активизации речной деятельности соответствует начало формирования 2-4-метровой цокольной речной террасы, отмечавшейся почти повсеместно в среднем течении Узбоя. На основе анализа слагающих ее отложений и морфометрических характеристик русла мы оценили среднегодовой сток Узбоя в этот период 5-10 км³ (Селиванов, 1987). О наличии стока по Узбою (Оксу) в начале и середине I тыс. до н.э. свидетельствует также Патрокл - историк эпохи Александра Македонского (конец IV - начало III в. до н.э.).

Античные историки и географы последующих веков (Плутарх, Эратосфен, Страбон), вероятно, просто повторяют эти сведения, поэтому, утверждение Л.Н. Гумилева (1960) о существовании устойчивого стока по Узбою вплоть до конца I тыс. до н.э. не выглядит вполне убедительным. Оседлые поселения и караванные пути этого времени в районе Узбоя неизвестны. В условиях высокого уровня Каспия и сухого климата его побережий на границе нашей эры в Балханском соре, вероятно, происходило накопление соленосных алеврито-глинистых отложений. Сравнительно высокая соленость этой части Каспия в рассматриваемое время подтверждается анализом фауны моллюсков (Болков, 1958).

Лишь в IV в. н.э. в среднем течении Узбоя появилась крепость Игды-Кала. Возможно, в это время осуществлялся эпизодический сток по руслу Узбоя (Кесь, 1983 и др.). Верхний пресноводный торфяник Балханского сора, широко распространенный по всему району, судя по серии радиоуглеродных датировок раковин моллюсков, формировался с III по XIV-XV вв. (Варущенко, Варущенко, 1984). Характерно, что оценки его возраста по скорости осадконакопления (Мякокин и др., 1964) довольно сходны - VIII-IX вв. В X в. в Западных Каракумах появляются торговые пути. Не исключено существование кратковременного стока по руслу Узбоя в XIII-XIV вв. (Гумилев, 1980) или даже вплоть до конца XV столетия (Шнитников, 1983), либо только в конце XIV в. (Кесь и др., 1980). К VIII-XIV вв. относится развитие орошаемого земледелия и рост населения в Дахистанском оазисе (предгорья Туркмено-Хорасанских гор).

Здесь орошалось до 1500 км² земель, а численность населения достигала 180 тыс. чел. (Кесь и др., 1980), несмотря на нашествия сельджуков, чингизидов и т.д. Согласно спорово-пыльцевым данным Т.А. Абрамовой (1985), годовые суммы осадков увеличивались здесь в этот период до 400 мм/год, т.е. на 150 и более мм/год по сравнению с со-

временными. Это значительно превышало рост осадков в эту эпоху в Северо-Восточном Прикаспии (см. выше). Среднегодовые температуры, по мнению Т.А.Абрамовой (1985), были значительно ниже современных (на 2,6°C).

С XVI в. данных об оседлом населении в Западных Каракумах не имеется. В Балханском соре происходило накопление минеральных солей, т.е. климатические условия стали даже более сухими, чем в аридную фазу первых веков н.э. Эти отложения перекрыты прибрежно-морскими ракушечно-песчаными осадками последнего трансгрессивного этапа развития Каспия (XVIII-XIX вв.). Таким образом, эпохи увлажнения Восточного Прикаспия в последние тысячелетия чаще всего отвечали высоким уровням Каспийского моря, а сток по Узбою возникал на переходе от влажных к сухим фазам (IY и XIY вв. н.э.) или от сухих к влажным (I-я половина I тыс. до н.э.).

Высшей Аральского моря. Для выяснения изменений климатических и гидрологических условий Среднеазиатского региона очень важна история развития системы Амударья - Арал - Сарыкамыш - Узбой. При повышении уровня Арала и Сарыкамыша до +56 +58 абс, и они могли объединяться в единый водоем площадью около 95 тыс. км² (Квасов, 1980). Видимо, это происходило неоднократно. Основной приходной статьей водного бюджета этих водоемов в течение по крайней мере всего голоцена являлся сток Амударьи, величина которого определялась, в первую очередь, динамикой оледенения Памиро-Алая (Серебрянный и др., 1978, 1980). Происходила также миграция Амударьи в ее нижнем течении по Туранской равнине между Аральской и Сарыкамышской впадинами, в результате чего образовались три разновозрастные дельты реки. Исследователи предполагают как полное перераспределение стока из одной впадины в другую (Рубанов, 1980; Сорокина, Ягодин, 1980; Кесь, 1983), так и сброс в Сарыкамышскую впадину и далее по Узбою в Каспий избыточного стока (Шнитников, 1983 и др.).

Из-за крайне малого количества геохронометрических датировок и слабой археологической изученности побережий Арала изменения его уровня в последние тысячелетия изучены недостаточно. Не исключены как одновременность изменений уровня Каспия и Арала (Шнитников, 1983 и др.), так и их общая гетерохронность (Маев и др., 1983). На основе изучения береговых форм рельефа и колонск донных отложений высказываются предположения о том, что в начале I тыс. до н.э. уровень моря падал до +35 (Вейнберге, Стелле, 1980), +30 (Кесь, 1983) или

даже +20 +21 м (Маев и др., 1983). К УП-IV вв. до н.э. относят Новоаральскую трансгрессию до +54 +55 м (Вейнбергс, Стелле, 1980; Серебрянный и др., 1980) либо древнеаральскую трансгрессию до тех же отметок (Маев и др., 1983), или до +58 +59 м (Кесь, 1983). Содержание пыльды ксерофитов в донных отложениях этого трансгрессивного этапа сходно с современным (Маев и др., 1983), что может указывать и на сходство климата. В Ферганской долине, судя по спорово-пыльцевым данным и распространению земледелия, климат в середине I тыс. до н.э. (2,7-2,4 тыс.л.н.) был влажнее современного (Серебрянный и др., 1980). В эпоху Александра Македонского в районе Самарканда и Шахрисабза были дорольно широко распространены леса (Массон, 1948). Уровень Сарыкамышского озера в I-й половине I тыс. до н.э., возможно, достигал +54 м, а к середине тысячелетия резко упал (Дренова, 1985). Не исключено, что озеро полностью пересыхало (Кесь, 1986).

В античное время в рабовладельческом Хорезмском государстве на Нижней Амударье значительного развития достигало орошаемое земледелие. Общая площадь орошаемых земель превышала современную в три раза, поэтому Д.Д.Квасов и Л.Н.Трофимец предположили, что уровень Арала должен был существенно понизиться вследствие разбора воды на орошение. Однако одновременно орошалось не более 1/5 - 1/10 от площади современного орошения, а воды на орошение господствовавших тогда зерновых культур использовалось гораздо меньше, чем на орошение хлопчатника, поэтому значительное антропогенное сокращение стока Амударьи в эту эпоху маловероятно (Серебрянный и др., 1980; Кесь и др., 1980). Напротив, можно предположить, что из-за сооружения защитных дамб, ограничивающих сток в Сарыкамышскую впадину из низовьев Амударьи, количество воды, попадавшей из реки в Арал, могло даже возрастать (Кесь и др., 1980).

Палеоклиматические интерпретации экономического развития Хорезмского оазиса неоднозначны, однако несомненна частичная обусловленность кризиса земледелия в середине I тыс.н.э. иссушением климата. Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о сухости климата Ферганской долины в конце I тыс. до н.э. - середине I тыс.н.э. (Серебрянный и др., 1980). Сарыкамышское озеро в начале н.э., возможно, полностью пересыхало (Дренова, 1985). Аральское море в течение почти всего I тыс.н.э., видимо, находилось в ретрессивном состоянии. Уровень его оценивается +40 +41,5 м (Вейнбергс, Стелле, 1980; Маев,

Маева, 1983). В IV в. Арал описывался как "Оксийское болото" с двумя впадавшими в него небольшими реками (Бартольд, 1966).

Нельзя исключать, что некоторую роль в падении уровня Арала сыграло разрушение защитных сооружений в низовьях Амударьи в первые века н.э., а значит увеличение стока в Сарыкамышскую впадину (Кесь и др., 1980). Предлагалось даже полное прекращение стока в Арал в IV-VI вв. (Низовья Амударьи..., 1960). Однако пресноводный характер фауны донных отложений, соответствующий регрессивной стадии Арала (Маев и др., 1983), видимо, не позволяет подтвердить это мнение.

В конце I тыс. н.э. Арал, видимо, трансгрессировал до +55 м (Маев и др., 1983). В XI в. уровень моря мог заметно понижаться, а в XII-XIII вв. вновь повышался, достигая +53 м (Вайнбергс, Стелле, 1980; Маев и др., 1983) или +54-55 м (Кесь и др., 1980). Значительный подъем уровня (возможно, до +58 м) наблюдался на границе I и II тысячелетий и на Сарыкамыше ($C^{14} = 850 \pm 60$ л.н., Дренова, 1985). А.С.Кесь (1986) датирует трансгрессию Сарыкамышского озера до отметки +53-54 м более ранним периодом (IV-VI вв. н.э.), однако такая датировка хуже согласуется со всеми материалами по данному региону. Однако уже в XII-XIV вв. уровень Сарыкамышя, судя по всему, был очень низким (Дренова, 1985). Возможно, раннесредневековая трансгрессия Аральского моря и регрессия Сарыкамышского озера частично обусловлены повторным строительством защитных дамб, ограждавших дельту Амударьи с запада, однако увлажнение климата в бассейне Аральского моря в этот период несомненно. Об этом свидетельствуют как данные спорово-пыльцевых анализов донных отложений Арала (Маев и др., 1983) и континентальных осадков IX-XI вв. в Ферганской долине (Серебряный и др., 1980), так и разнообразные исторические материалы. В районах Шахрисабза и Самарканда с VIII по XIII в. были распространены леса; в Самарканде, Хорезме и Хорасане в этот период (особенно в XI и XIV вв.) наблюдались суровые снежные зимы и обильные летние дожди (Массон, 1948). С VIII-IX вв. активизировалось орошаемое земледелие на нижней Амударье, а с IX в. - в Ферганской долине. В первом из этих районов его развитие было прервано арабскими завоеваниями VIII в. и возобновилось лишь в XII-XIII вв. (Кесь и др., 1980), а во втором - продолжалось непрерывно до XIII в. (Серебряный и др., 1980).

Довольно проблематичны детальные реконструкции уровня Арала и Сарыкамышя с XII по XIV вв., выполненные А.С.Кесь (1986) на основе изучения истории строительства и разрушений ирригационных соору-

жений в низовьях Амударьи. Высокая изменчивость уровня этих озер в средние века была, вероятно, в первую очередь, обусловлена изменчивостью климата данного периода, о которой свидетельствуют многочисленные исторические данные, особенно для X-XI и XIII вв. (Массон, 1948).

Исторические сведения об Арале XIV-XV вв. почти отсутствуют, но, несомненно, что в течение XV в. его уровень упал от +53 до +43 +44,5 м (Вейнбергс, Стелле, 1980; Рубанов, 1980). Одновременно уровень Сарыкамышского озера резко понизился до отметок +10 +15 м (Изьс, 1986). Таким образом, иссушение всего Арало-Сарыкамышского региона в XV-XVI вв. по сравнению с XI-XIV вв. несомненно.

Предполагается, что уровень Арала повышался до современных отметок еще дважды - в XVII и второй половине XIX вв. Сарыкамыш к концу XVII в. почти пересох и "возродился" лишь в наше время вследствие сброса в него ирригационных вод. Увлажнение климата в конце XVIII - начале XIX вв. проявилось на этих озерах слабо, видимо, из-за активизации хозяйственной деятельности человека, пришедшейся как раз на этот период. Свидетельством увеличения водности Амударьи могут быть данные об экстремально высоких паводках на ней в XIX в. (Массон, 1948). Высокой водностью характеризовались в последние столетия также рр. Мургаб и Теджен, в низовьях которых образовывалось оз. Тежен, достигавшее наибольших размеров в XVII-XVIII вв. (Бобков, 1986).

Таким образом, в бассейне Аральского моря хорошо проявились наиболее крупные изменения климата региона за последние тысячелетия: периоды увлажнения в середине и второй половине I тыс. до н.э., а также в IX-XIV вв. и периоды иссушения в первой половине I тыс. н.э. и в XV-XVII вв. Они оказали значительное влияние на гидрографию Приаральского региона и особенности хозяйства его обитателей. Менее длительные и, вероятно, менее интенсивные изменения режима Арала были связаны, в первую очередь, со стоково-миграционными процессами в дельте Амударьи и с социальными факторами, причем последние наиболее активно проявились в XVIII в. Наполнение водой Сарыкамышской впадины и возникновение стока по Улобу были, видимо, приурочены к заключительным, реже - к начальным фазам этапов увлажнения климата, но вряд ли определяли уровень Аральского моря.

Бассейн озера Иссык-Куль. Наличие нескольких молодых поднятых террас на побережьях озера позволяет сделать вывод о неоднократном повышении его уровня в голоцене до отметок не менее 1620 м, или на 12-13 м выше современного (Алешинская, Бондарев, 1970; Шнитников, 1979; Смирнова, 1981 и др.). При этом озеро приобретало сток на запад в р. Чу. В долине р. Джергалан озерная терраса высотой II-IV м датируется 1190 ± 160 л.н. (Разрез..., 1971). Датированная по C^{14} 480 ± 90 л.н.) погребенная почва на поверхности озерной террасы сходной высоты в устье р. Ак-Терек Восточный фиксирует этап понижения уровня озера (Алешинская, Бондарев, 1980). Известно несколько датировок барьерных береговых форм высотой 10-13 м над уровнем озера, блокирующих устья рек. Они составляют от 150 до 400 лет (Озеро Иссык-Куль..., 1986). Таким образом, в последние тысячелетия озеро трансгрессировало, по крайней мере, дважды. А.К. Трофимов (1978) называет эти регрессии безбудунской и балыкчирской.

Значительно более обширную информацию об изменениях уровня Иссык-Куля в последние тысячелетия дает изучение исторических и археологических материалов. У северного берега озера на современных глубинах до 4-8 м найдены многочисленные фрагменты керамики, кирпича, остатки каменных и бревенчатых сооружений явно надводного характера, кости животных и человека и т.д. Основная часть находок датируется VI-XII вв., реже - до XV в. Имеется более десятка радиусуглеродных датировок органического материала с таких археологических памятников со средним возрастом около 510 лет (Озера Тянь-Шаня..., 1980). А.В. Шнитников (1979 и др.) предполагал, что уровень озера был ниже современного на 7-10 м в течение длительного промежутка времени со II по XV в. Периоды возникновения стока из озера он датирует самым началом нашей эры и XVP - первой четвертью XIX вв.

Последняя трансгрессия изучена наиболее детально. В ее ходе современный уровень озера был достигнут, видимо, уже в начале XVI в. Протоочность с эра во второй половине XVШ - начале XIX вв. находит многочисленные исторические подтверждения (Алешинская, Бондарев, 1980 и др.). С.У. Умурзаков и Д.Ф. Винник (1975) на основании археологических данных выделяют трансгрессивные фазы озера во II в. до н.э. - I в.н.э. (с 206 г. до н.э. до 9 г.н.э.), IV-VШ вв.н.э. и со второй половины XVШ по первую половину XIX вв., однако доказательства второй из них, видимо, пока недостаточны.

Изучение спорово-пыльцевых спектров погребенных почв в доли-

не р.Чон-Кызыл-Су на южном побережье озера позволило прийти к выводу, что 2-2,2 тыс.л.н. и в ХУП - начале XIX вв., т.е. одновременно с трансгрессиями озера, происходило увлажнение климата в его бассейне (Алешинская, Мельникова, 1985). По данным об изменчивости прироста арчи на верхней границе ее произрастания неблагоприятные климатические условия в Тянь-Шане устанавливались в XIII - начале XIV и конце XV - начале XIX вв. (Мухаметшин, Сартбаев, 1972). По аналогичным данным на северном склоне Гиссарского хребта и в Фанских горах (Центральный Таджикистан) ухудшения климатических условий происходили почти в то же время - в XI-XIV и в XV-XX вв. (Михайлов, 1984).

Последние подвижки ледников в хр.Терской Ала-Тоо, примыкающем к Иссык-Кулю с юга, происходили, судя по лихенометрическим данным, в УП, XI-ХП и XIX вв., а каменных глетчеров - в У в. (Кошоев, 1984, 1986). Последние стадии развития оледенения хр.Кунгей Ала-Тоо, ограничивающего озеро с севера, также датируются ХП-ХШ и XIX вв. (Поморцев, 1980). При этом размеры большинства ледников в XI-ХШ вв. были не меньше (а, возможно, и больше), чем в XIX в. (Герасимов, 1984). Последние морены горно-долинного оледенения в котловине оз.Чатыркель (Центральный Тянь-Шань) датируются по C^{14} 580 ± 110 и 1150 ± 80 л.н. (Озера Тянь-Шаня..., 1980), т.е. приблизительно VIII и XIV вв. На расположенном значительно южнее Зеравшанском хребте последнее крупное наступание ледников датируется ХП в. (Максимов, Гребенюк, 1972). Ранее, в I тыс.н.э. (Алешинская, Баков, Мельникова, 1985) или в I тыс. до н.э. (Герасимов, 1984), горно-долинное оледенение Тянь-Шаня резко сокращалось или даже полностью исчезало.

Таким образом, однозначная связь изменений уровня оз.Иссык-Куль и с климатическими условиями в его бассейне, и во всей Средней Азии прослеживается далеко не всегда, однако наиболее заметным периодом увлажнения климата Средней Азии и повышения уровня озер в конце I тыс. до н.э. и в ХУП - начале XIX вв. соответствуют трансгрессии Иссык-Куля и увлажнение климата в его бассейне. По каким-то причинам раннесредневековое увлажнение климата Средней Азии, проявившееся в подвижках ледников Тянь-Шаня в XI-ХШ вв., либо вообще не привело к трансгрессии озера, либо она произошла раньше (IV-VIII вв.). "Быстрая" реакция оз.Иссык-Куль на региональные изменения климата по сравнению с равнинными озерами Средней Азии может быть обусловлена как формой его котловины, так и иными причинами.

Озеро Чаны. Значительной изменчивостью характеризовалось в голоцене оз. Чаны, глубина которого в настоящее время едва превышает 2 м. Крупная трансгрессия озера, во время которой его уровень поднимался на 3-4 м от современной отметки, что приводило к увеличению площади зеркала в несколько раз, происходила в конце II тыс. до н.э.

Ее радиоуглеродная датировка 3170 ± 30 л.н. (Орлова, Панычев, 1985). Впоследствии основную часть времени уровень озера был ниже современного, и оно почти пересыхало. Последние крупные регрессии датируются по C^{14} 2,2-2,5 тыс. л.н., т.е. серединой I тыс. до н.э. и I,0-I.I тыс.л.н., т.е. IX-X вв (там же). Последняя трансгрессия наблюдалась в XIII - начале XIX вв. После этого площадь оз. Чаны сократилась в 2-2,5 раза.

Рассмотренные выше данные об уровне и режиме озер и изменениях климата Средней Азии за последние три тысячелетия позволяют сделать вывод о том, что основную роль в развитии озер Средней Азии и хозяйства ее населения были изменения увлажнения, тогда как колебания температур воздуха сказались гораздо меньше. Несколько основных этапов развития озер и изменений климата проявились во всем регионе (рисунок). С другой стороны, отдельные фазы развития озер не обязательно были одновременны, наблюдались и разнонаправленные изменения их уровня, обусловленные местными климатическими особенностями и различиями самих водоемов (морфологии котловин и проч.).

В первой половине I тыс. до н.э. (2,6-3 тыс.л.н.) повсеместно - от Закавказья до Ферганской долины - климат был суше и жарче современного. Уровни озер Севан и Чаны, Аральского моря были значительно ниже, чем теперь, причем на Арале отмечалась наибольшая за последние тысячелетия регрессия. Условия для освоения региона были крайне неблагоприятными. Однако вплоть до V в.н.э. осуществлялся сток по Узбою.

К середине I тыс. до н.э. климат Средней Азии стал более влажным, что привело к развитию орошаемого земледелия в оазисах и освоению человеком Арало-Каспийского водораздела. Наиболее рано (2,7-2,4 тыс.л.н.) увлажнение климата проявилось в Ферганской долине, позднее - в Приаралье и еще позднее (на границе нашей эры) - в Северном Прикаспии. Многоводная Амударья впадала в Арал, уровень которого повысился до +55 м или даже выше уже в середине I тыс. до н.э. Однако сток по Узбою, видимо, прекратился, Каспий в начале это

го периода (УП-Ш вв. до н.э.) трансгрессировал, погсм его уровень резко понизился, а к началу н.э. вновь повысился. Характерно, что именно во время сравнительного кратковременного падения уровня Каспия (во II-I вв. до н.э.) Иссык-Куль трансгрессировал до уровня порога стока. В трансгрессивном состоянии находился также Севан. В У-I вв. до н.э. происходило развитие горно-долинного следенения Большого Кавказа. Вероятно, последние века до н.э. были периодом наибольшего увлажнения юга умеренного пояса, а в водосборном бассейне Каспия, располагающемся севернее, было суше, чем сейчас.

С первых веков н.э. во всей Средней Азии началось иссушение климата и падение уровня озер. Лишь уровень Каспия до IV-V вв. оставался высоким, но и в следующие века надолго не опускался ниже 30 абс м. Наиболее сухо в Приаралье было в IV-VI вв., в Северном Прикаспии - в VII-XII вв., а в бассейне оз. Чаны - в IX-X вв. В течение большей части I тыс. н.э. Аральское море находилось в состоянии глубокой регрессии.

В фазу аридизации (IV в.), возможно, на короткое время возникал сток по Узбюк.

Во второй половине I тыс. н.э. (VII-X вв.) на юге Средней Азии началось увлажнение климата, приведшее к расцвету орошаемого земледелия в оазисах. Еще раньше (IV-VIII вв.) увлажнение проявилось в трансгрессии Иссык-Куля и подвижках некоторых ледников Тянь-Шаня. Позднее начался рост уровня других озер: Севана - XI в., Арала - с XII в., Каспия - со второй половины XIII в. Возможно, его уровень поднимался чуть выше современного еще и в VIII-IX вв., а затем во время наибольшего увлажнения Средней Азии в X в. падал. К заключительной фазе этого периода увлажнения относятся предпоследняя стадия развития оледенения Тянь-Шаня (XI-XIII вв.), Большого Кавказа (конец XIII - XV вв.), период неустойчивого стока по Узбюк (XIV в.). Климат Средней Азии в XI-XIV вв. был очень изменчив.

Таким образом, периоды увлажнения климата в конце I тыс. до н.э. и в средние века на 100-400 лет раньше проявились на востоке и юге Средней Азии, чем на ее западе и севере. В фазы наибольшего увлажнения региона во II-I вв. до н.э. и X-XI вв. н.э. уровень Каспия падал.

Сравнительно влажные условия сохранились в Ферганской долине до конца XII в., в Туркмении и Приаралье - до конца XIV в., когда произошло резкое иссушение климата и понижение уровня озер, почти

повлечу начавшееся одновременно. Сухость климата большей части Средней Азии в XV-XVI вв. затормозила развитие земледелия. Лишь в Восточном и Северном Прикаспии влажные условия и высокий уровень осадков, вероятно, непрерывно сохранились вплоть до следующей фазы увлажнения климата. Уровень Севана оставался высоким, а Каспия - низким к современному.

Последняя эпоха значительного увлажнения климата, фиксируемая ростом уровня озер, развитием земледелия, общим хозяйственным оживлением Средней Азии, относится к XIII-началу XIX вв. и отвечает малому ледниковому периоду "гумидной зоны". Наибольшие уровни Каспия, Арала, Иссык-Куля, максимальное развитие горно-долинных ледников Большого Кавказа, Тянь-Шаня и Памира наблюдались почти одновременно в конце XIII-первой четверти XIX вв. Видимо, это связано с большей, чем в две предыдущие эпохи, величиной похолодания, сопровождавшегося уменьшением испарения с поверхности озер и развитием осадков.

С 30-х годов XIX в. повсеместно началась быстрая аридизация ландшафта. В сочетании с хозяйственной деятельностью она привела к значительному падению уровня озер за последние 160 лет: Иссык-Куля - на 18 м, Каспия - на 6-7 м, Севана - на 17 м.

В целом в регионе за исследуемый период времени наблюдались три эпохи увлажнения климата и три эпохи его иссушения (рис. 1). Для первых двух эпох увлажнения установлена асинхронность их проявления: наиболее рано - на юге и востоке региона, наиболее поздно - на севере и западе. Сдвиг максимумов увлажнения, обусловленный, видимо, сменением основных циркуляционных поясов атмосферы под влиянием глобальных климатических изменений, достигал двух-четырех столетий. Временной "сдвиг" климатических аномалий исторического периода в западном направлении характерен для всей Евразии (Lamb, 1962). Последняя эпоха увлажнения климата, видимо, связанная с более глубоким глобальным похолоданием, проявилась во всей Средней Азии почти одновременно. Специфичность этой климатической эпохи, кстати, отмечена и в других районах Евразии (см. Wigley, 1966; Селиванов, Степанов, 1962). Расчленение на менее длительные климатические периоды на основе имеющихся данных вряд ли целесообразно.

В настоящее время происходит иссушение Средней Азии, которое продолжается, судя по всему, еще не менее нескольких столетий. Антропогенный тренд, выражающийся в глобальном потеплении, видимо, усугубляет

губит процесс уменьшения увлажненности внутриконтинентальных районов умеренного пояса Евразии.

Л и т е р а т у р а

Абрамова Т.А. Палеогеографические условия Арало-Каспийского региона в позднеголоценовое время (по палинологическим данным)// Рельеф и климат. - М.: МЭ ГО СССР, 1985. - С.91-100.

Алешинская З.В., Бондарев Л.Г. Колебания уровня озера Иссык-Куль в позднем плейстоцене и в голоцене//Ритмы и цикличность в природе. - М.: Мысль, 1970. - С.133-146.

Алешинская З.В., Бондарев Л.Г. О колебаниях увлажненности в бассейне озера Иссык-Куль в голоцене//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.: Наука, 1980. - С.222-225.

Алешинская З.В., Мельникова А.П. Изменение увлажненности в бассейне озера Иссык-Куль в позднем голоцене//Проблемы исслед. крупных озер СССР. - Л., 1985. - С.268-273.

Алешинская З.В., Баков Е.К., Мельникова А.П. Палеогеография и динамика ледников Тянь-Шаня в голоцене//Мат-лы гляциолог.исслед. - 1985. - № 52. - С.162-166.

Алиев К.В. К вопросу о Каспии и Арале в античных источниках. Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.: Наука, 1980. - С.55-60.

Антропогенные изменения климата/ Под ред. М.И.Будыко и Д.А. Израэля. - Л.: ИМИ, 1987. - 407 с.

Бартольд В.В. Сочинения. - М.: Наука, 1965. - Т.3. - С.419.

Бобков А.Г. К истории озера Тезень в Каракумах//История современных озер//Тез. докл. УП Всесоюзн. симпози. по истории озер. 25-27 ноября 1986 г. - Л.-Таллин, 1986. - С.221.

Борзенкова И.И., Зубаков В.А. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата XXI в.//Метеорол. и гидрол. - 1984. - № 8. - С.69-74.

Варущенко С.И., Варущенко А.Н. Уровень Каспийского моря и колебания увлажненности Русской равнины в средние века//Изв.АН СССР Сер.геогр. - 1984. - № 4. - С.61-69.

Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клите Р.К. Изменения режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени.-М.: Наука, 1987. - 240 с.

Войнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени//Колеб.увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.: Наука, 1980. - С.175-181.

Величко А.А., Климанов В.А., Веляев А.В. Реконструкция стока Волги и водного баланса Каспия в оптимумы микулинского межледникового и голоцена//Изв.АН СССР. Сер.геогр.-1988.-№ 1. - С.27-37.

Волков И.А. Следы древнего Узоя на берегах Келькор//Географ. сборники Геогр.об-ва СССР.- 1958.-Вып.10.- С.175-179.

Герасимов Б.В. Малая ледниковая эпоха Тянь-Шаня//Гляциологические исследования в Центральном Тянь-Шане.- Фрунзе: Илим,1964.- С.88-99.

Гумилев Л.Н. История колебаний уровня Каспия за 2000 лет (с IV в. до н.э. по XVI в.н.э.)//Колебания увлаженности Арало-Каспийского региона в голоцене.- М.: Наука, 1980. - С.32-48.

Дренова А.Н. Фазы обводнения Саркмышкыта по радиоуглеродным датировкам//Изв.АН СССР.Сер.геогр. - 1985. - № 4. - С.89-93.

Кислов Д.Д. Палеолимнология Арала//Колебания увлаженности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.:Наука, 1980.-С.181-185.

Кось А.С., Андрианов Б.В., Итина М.А. Динамика гидрографической сети и изменения уровня Аральского моря//Колебания увлаженности Арало-Каспийского региона. - М.: Наука, 1980.-С.185-197.

Кось А.С. Палеогеография Аральского моря в позднем плейстоцене и голоцене//Палеогеография Каспийского и Аральского морей в раннем плейстоцене. - М.: МГУ, 1983. - С.97-106.

Кось А.С. История периодических затоплений Саркмышкытской низменности//История современных озер.:Тез.докл.УП Всесоюз.симпоз. по истории озер, 25-28 ноября 1986 г. - Я.-Таллинн,1986.-С.216.

Кочоев М.К. Применение лихенометрии в гляциогезоморфологии//Гляциологические исследования в Центральном Тянь-Шане.-Фрунзе:Илим, 1984. - С.106-124.

Кочоев М.К. Оценка нивально-гляциальных опасных явлений в северном районе Иссык-Кульско-Чуйского территориально-производственного комплекса: Автореф.дис. ...канд.геогр.наук.- М.:МГУ,1986.- С.88 и.

Магомедов М.Г. К вопросу о колебаниях уровня Каспийского моря в четвертичную эпоху//Колебания увлаженности Арало-Каспийского региона в голоцене.- М.:Наука, 1980. - С.147-151.

Маев Е.Г., Маева С.А., Николаев С.Д., Парунин О.Б. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря//Палеогеография Каспийского и Аральского моря в кайнозое. - М.: Изд-во МГУ, 1983. - Ч.П. - С.133-144.

Максимов Е.В., Гребенюк А.К. Изменчивость природной обстановки высокогорной зоны Зеравшанского хребта за последние 300 лет//Изв.АН СССР.Сер.геогр.- 1972. - № 2.

Мамедов Э.Д. Изменения климата среднеазиатских пустынь в голоцене//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.: Наука, 1980. - С.170-174.

Мамедов Э.Д., Трофимов Г.Н. К вопросу о долгопериодических колебаниях стока среднеазиатских рек//Пробл. освоения пустынь. - 1986. - № 1. - С.12-16.

Мартов К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Т.2. - М.: Изд-во МГУ, 1967. - 370 с.

Массон М.Е. О колебаниях климата Средней Азии в связи с вопросами об изменении режима вод за исторический период//Тр.Узб.геогр. о-ва. - 1948. - Т.П. - С.3-23.

Михайлов Н.И. Изменчивость прироста деревьев за последнее тысячелетие голоцена в горах Центрального Таджикистана//Вестн.ЛГУ. - 1984. - № 18. - С.82-96.

Мухамедшин К.Д., Сартбаев С.К. Цикличность прироста ари в условиях высокогорного Тянь-Шаня//Изв.АН Кирг.ССР. - 1972. - № 2.

Мягков С.М. Возможные изменения природы Центрального Тянь-Шаня к 2025 году//Вестн.МГУ.Сер.геогр.-1981.- № 5.- С.28-32.

Мякокин В.С., Никифоров Л.Г., Самсонов С.К. О возрасте и стадиях новокаспийской трансгрессии//Океанология. - 1964. - Т.4. - Вып. I. - С.86-97.

Низовья Амударья, Сарыкмыш, Узбой: История формирования и заселения//Ред.С.П.Толстов, А.С.Кесь. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 348 с.

Озера Тянь-Шаня и их история. Физич. география и палеогеография/ Отв. ред. А.В.Шнитников. - Л.: Наука, 1980. - 323 с.

Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития/ Отв. ред. Д.В.Севастьянов, Н.П.Смирнова. - Л.: Наука, 1986. - 256 с.

Орлова Л.А., Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология и история оз.Чаны в среднем - позднем голоцене//Стратиграфия плейстоцена Сибири. Акт. проблемы и задачи. - Новосибирск, 1985. - С.20-22.

- Поликов С.П. Этническая история Северо-западной Туркмении в середине века. - М.: Изд-во МГУ, 1973. - 197 с.
- Поморцев О.А. Ледники пшного склона хребта Кунгей-Ала-Тоо как индикатор изменчивости природных условий: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - Л.: ЛГУ, 1980. - 21 с.
- Радерев новейших отложений Иссык-Кульской впадины/ Под ред. введ. М.К.Маркова. - М.: Изд-во МГУ, 1971. - 164 с.
- Рубанов И.В. Геологические и исторические свидетели колебания уровня Арала//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.: Наука, 1980. - С.204-209.
- Саливанов А.О., Степанов В.П. Опыт георхеологических исследований на морском побережье//Изменения уровня моря. - М.: Изд-во МГУ, 1981. - С.115-133.
- Саливанов А.О. Изучение гидрологического режима Узбоа в прошлом в целях реконструкции характеристик увлажненности Средней Азии//Современные географические аспекты особенностей пустынь: Тез. докл. XVI науч.-практ. конф. - Ашхабад: Илим, 1987. - С.45-47.
- Саливанов А.О., Воронов А.М. Пространственно-временные закономерности изменения климата и речного стока Европейской части СССР в динетрумонтальный период (по историческим данным)//Вопросы гидрологии суши. - Л.: Гидрометеоздат, 1968. - С.243-248.
- Серебрянный Д.Р., Голодковская Н.А., Дервиц А.Д., Добкича Э.И., Ильяев Р.О. К истории оледенения высокогорного Кавказа в голоцене//Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1978. - № 2. - С.107-115.
- Серебрянный Д.Р., Шенин Г.Н., Пуннинг Я.-М.К. Оледенения Туркешнии и колебания уровня Арала//Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1980. - № 2. - С. 61-65.
- Смирнова Я.М. К истории развития прибрежной зоны озера Иссык-Куль в голоцене//Динамика современных береговых процессов озера Иссык-Куль в голоцене. - Фрунзе: Илим, 1981. - С.149-160.
- Сорокина Р.А., Ягодин В.Н. Развитие гидрографической сети Ферганской дельты Амударьи в голоцене//Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. - М.: Наука, 1980. - С.198-204.
- Трафимов А.К. История озера Иссык-Куль в голоцене//Вал. Комис. на изучение четв. периода. - 1978. - № 48. - С.79-86.
- Умарзиев С.У., Винник Д.Ф. Исторические и археологические свидетельства колебания уровня озера Иссык-Куль//Проблемы географии Киргизии: Материалы ко II съезду Киргизского географического общества. - Фрунзе: Илим, 1976.

Шнитников А.В. Иссык-Куль: Природа, охрана и перспективы использования озера. - Фрунзе: Илим, 1979. - 85 с.

Шнитников А.В. Арал в голоцене и природные тенденции его эволюции//Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. - М: Изд-во МГУ. - 1983. - Ч.П. - С.106-119.

Сгай Р.Л. Исторические и картографические источники об озерах и других водных объектах Турана//История современных озер:Тез. докл.УП Всесоюзн.симпоз.по истории озер. 25-28 ноября 1986. - Л.-Таллинн, 1986. - С.222-223.

Lamb H.H. Climate, history and the modern world. L. e. a.: Methuen, 1982. - XIX - 387p.

Wigley T.M.L., Jones P.D., Kelly P.M. Warm world scenarios and the detection of climatic change induced by radiatively active gases // The Greenhouse Effect on Climatic Change and Ecosystems. L. e. a.: Wigley, 1986. - P. 271-322.

Дж.Сыдыков

Палеогеография бассейна реки Кичи-Нарын
(Внутренний Тянь-Шань) в позднечетвертичное и голоценовое время

Оледенение описываемого района развивалось на протяжении всего четвертичного периода. Межледниковых эпох, в том понимании, как принято для равнинных оледенений русской платформы, где ледники исчезали совсем, на описываемой территории не было. Вслед за О.К.Чеди под межледниковьями мы понимаем эпохи более или менее заметного сокращения ледников; под ледниковьями - эпохи значительного их увеличения.

Во Внутреннем Тянь-Шане (на примере бассейна р.Кичи-Нарын) ледники достигали максимальных размеров в среднечетвертичное время, после чего значительно сократились и в позднечетвертичное время вновь увеличились. С этого момента и до самого недавнего времени они находились в стадии неравномерного сокращения. В настоящее время оледенение описываемого района переживает этап относительной стабилизации.

Позднечетвертичное время характеризовалось некоторыми снижением тапнов региональных поднятий, что привело к новой фазе аккумуляции и переуглублению долин. Горы достигали почти современной высоты, они были ниже всего на 100-150 м (Крестников, Рейснер, 1960; Иванова, 1962); Кыдыров, 1966). Продолжался рост как области поднятия в целом, так и отдельных структурных форм, о чем свидетельствуют наличие аккумулятивных террас в продольном профиле долины р. Нарын в среднем его течении докольными и эрозионными. В результате этих поднятий деформируются среднечетвертичные террасы и днища долин. Величина вреза в долине К. Нарын в это время достигает в среднем 200 м (табл. I).

Таблица I

Глубина этапных врезов и амплитуды поднятия по геолого-геоморфологическим данным в бассейне р. Кичи-Нарын

Время	Средняя глубина расчленения, м	Амплитуды поднятия, м	Скорости поднятий, мм/год
13-15	900	2000-2300	0,02-0,07
	230	700	
0,450	210	680	2,8-3,0
	210	420	
0,050	90	190	
	50-60	140	4-6
13,5-15,5		4450	0,02-0,06

В начале позднечетвертичного времени реки описываемого района энергично переуглубляли долины, формируя ущелья и каньоны в горах. Они размывали отложения предыдущей эпохи, фрагменты которых оставались по бортам долин в виде террас, а у подножья гор - в виде низкой предгорной ступени. В предгорья выносилась огромная масса четвертичного материала, создавались новые конусы выноса. Весь район

третий раз покрывался ледниками горно-длинного характера, которые спускались по долинам - трогам, выработанными в предшествующем этапе, до абсолютных высот 3000-3500 м. Размеры этого оледенения на территории Тянь-Шаня (в частности, бассейн р.Нарын) были значительно меньше, что подтверждается отчетливыми следами так называемого оледенения, хорошо сохранившимися по всему району.

Усиление аккумуляции связано также с новым максимальным увеличением ледников в северо-восточной части (в бассейнах рек Бурхан, Джылу-Су, Арчалы и др.) рассматриваемого района. М.А.Глазго-ская (1953) сравнивает ландшафты приледниковых районов того времени с современным ландшафтом приледниковых районов долины р.Иныльчек, где сухие и пустынные степи на сильно карбонатных моренах и флювиогляциальных террасах начинаются уже в непосредственной близости от ледника. Ландшафты описываемой территории (долина Арабельсу верховья р.р. Джылу-Су, Джыланач, Арчалы, Кичине-Карагаман и др. прилегающие к обширным полупокровным инертным ледникам, вероятно, имели большое сходство с современными ландшафтами холодных пустынь.

Крайне затруднительно реставрировать ландшафты межледниковья, т.к. большая часть накопленного ранее рыхлого материала была смыта и переотложена в результате последующей интенсивной эрозии рек и временных потоков. Среди исследователей палеогеографии Тянь-Шаня бытует мнение о том, что в межледниковое время происходили дальнейшее разрушение гор, интенсивная регрессивная эрозия и вынос рыхлого материала на подгорные равнины. Отмечались сокращение площади оледенения, локализация ледников в боковых ущельях и в верховьях крупных долин. Сокращение ледников, по-видимому, происходило главным образом за счет потепления или иссушения климата, т.к. в период межледниковья продолжали преобладать тектонические движения положительного знака. Межледниковый врез в бассейн р.К.Нарын достигал 700-1000 м. По расчетам Р.Д.Забилова (1965) период отложения межледниковых ленточных глин продолжался примерно 100 тысяч лет, отсюда следует, что врез рек после второго оледенения в ряде районов Памира и Центрального Тянь-Шаня (в частности, в бассейне р.К.Нарын) шел со скоростью примерно от 0,7 до 1,2 см в год.

Область оледенения в это время по сравнению с нижнечетвертичным сильно расширилась в пределах гор Карагаман, Керю-Карагаман и хребтов Джети-Бель, Нура и Капка-Таш, которые за среднечетвертичное время поднялись выше снеговой линии. О существовании небольших,

идами, фирновым ледниками в указанных хребтах свидетельствуют древние, часто уже разрушенные кары, а ниже них — моренные нагромождения.

Основными центрами оледенения располагались в районах максимальных высот. Одним из крупнейших таких центров Кзыл-Ары — Нарын является район горного узла Конуролан, откуда на юго-запад спускается широким увеличившийся в своих размерах Карагаманский ледник, от ширины которого начинаются валуно-галечниковые террасы калмакского (V_{III}) комплекса.

Конечные морены распространялись в среднем от отметки 3100 м, дельта реки древней снеговой линии была равна 350 м. На склонах северной и северо-восточной экспозиций ледники по ходу отступления прижились к подуровню. Отступление ледников сопровождалось образованием надпрудных озер. Самые крупные из них сохранились до настоящего времени. Озера Телик-Кель, Кель-Кашка, Кель-Тор на правом берегу р. Дзылу-Су имеют длину 250 и 350 м при ширине 100–200 м. Здесь широко распространен холмисто-моренный рельеф, который нередко занимает большие площади и представляет собой рассеянные группы округлых холмов, чередующихся с бессточными котловинами. Такой характер покровности имеют днища почти всех височих долин. Особенно четко выражен холмисто-моренный ландшафт в долинах правых притоков рек Дзылу-Су, Телик-Кель, Кашка-Су, Текелитор, Няеди и др.

На левом берегу п. Дзылу-Су (южная экспозиция) позднечетвертичная оледенение занимало площадь в 1,6 раза больше (186,60 км²), чем на правом. Края ледников располагались в среднем на высоте 3100 м, максимальная длина ледника 6,5 км. В формировании боковых и конечных морен южного склона большое значение имел вынос облощенного материала из височих боковых троговых долин р. Кашка-Су, Текелитор, Саутор, где морены в верховьях перекрыты голццимовыми незадернованными гравитационно-солифлюкционными образованиями. Ледники в то время до впадения рек Дзылу-Су не спускались ниже 3600 м.

В нижнем течении р. Дзылу-Су, в устье р. Текелитор, позднечетвертичная морена сопрягается с аккумулятивной террасой высотой 10–40 м, от прямого берега лежат конечная и боковая морены Дзылу-Суйского (центрального) ледника, ниже которых тянется размытая флювиационная примычка с превышением в 20 м над уровнем реки. Вниз по течению она переходит в типичную террасу, возраст которой, естественно, одинаков с возрастом морены.

Ниже по течению терраса

фрагментарно развита до слияния с р. Бурхан. Высота ее уменьшается от 50 до 35 м.

В долине р. Бурхан во время поозднечетвертичного оледенения располагался дендритовый ледник площадью около $414,30 \text{ км}^2$, мощность льда которого достигала в средней части 400–450 м, в нижней – 100–120 м. Ледник оканчивался на высоте 2923 м. Здесь (р. Кызыл-Су, правый приток) имеется его мощная конечная морена, к которой спускается очень хорошо сохранившийся вал левой береговой морены. Правая береговая морена не сохранилась, т.к. с этой стороны в р. Бурхан впадают крупные притоки р. р. Кашка-Су и Тюкуйрук.

На схеме рис. 1 поозднечетвертичного оледенения можно видеть, что в северо-восточной части (бассейн р. Кичине-Карагаман) описываемого участка в это время располагался сложно-долинный ледник, окаймленный мощными, хорошо сохранившимися береговыми моренами. Постепенно понижаясь, они оканчиваются в 1,5 км ниже устья р. Ичекетор (левый приток р. Кичине-Карагаман) на высоте 3300 м. Ниже по долине р. Кара-Корум (правый приток р. Чон-Карагаман) обнаружены маломощные и хуже выраженные морены, а также следы ледниковой полировки, оканчивающиеся на высоте 3210 м. По-нашему мнению, все это связано с поозднечетвертичным следечением, т.к. ниже по долине рек Чон-Карагаман и Кичине-Карагаман морены карагаманского ледника и другие следы его деятельности не обнаружены. Длина Чон-Карагаманского и Кичине-Карагаманского ледников достигала соответственно 15,0 и 18,9 км, площадь – $208,30 \text{ км}^2$, т.е. почти в три раза больше современной. Мощность льда на конце языка 110 м.

К северо-западу от Карагаманского ледника в долинах левых притоков р. Чон-Карагаман лежали значительные долинные ледники. Они оканчивались на высоте 3300–3400 м. Здесь также наблюдается не менее двух комплексов береговых и связанных с ними конечных морен.

В юго-западной части описываемого района (бассейн р. Сарытор) в это время значительно увеличиваются размеры боковых ледников-притоков, выползавших в главные долины, стержневые ледники которых с конца предшествовавшего этапа успели значительно сократиться. Такое запаздывание в увеличении ледников-притоков по сравнению с главными долинными ледниками – явление обычное. Оно объясняется различной степенью отдаленности конца главного и боковых ледников от питающих их цирков. Поскольку предшествующие ледниковые ритмы были вызваны в основном ритмами изменения температуры, логично предположить.

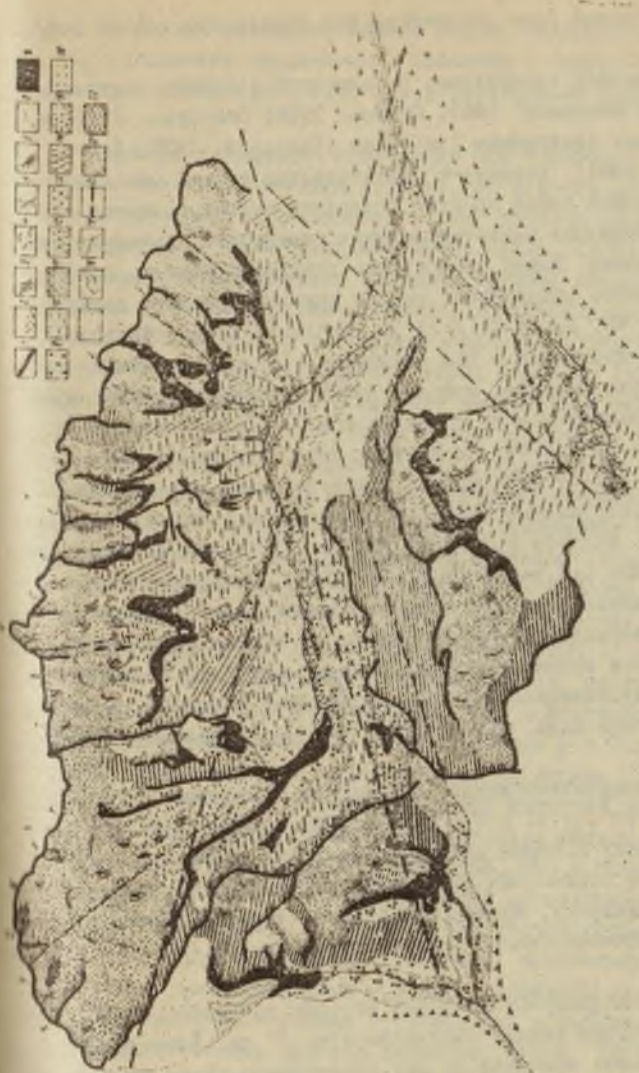
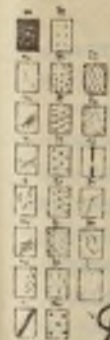


Рис. 1. Геоморфологическая карта-схема верховьев р. Уч. Зашч. (бассейн реки Саргатор). 1 - складчатые; 2 - ледники; 3 - открытые трещины; 4 - участки массивного расчлененного средне- и 7 - оль ледника. Морены: 8 - голцоновые; 9 - ледниковые; 10 - среднеледниковые; 11 - раннеледниковые; 12 - пойма; 13 - первая надпойменная терраса (долина); 14 - склоновые отложения (сольфатично-глиняные, 0, 2); 15 - глина (0, 2); 16 - слезы трюга; 17 - высокогорные озера; 18 - озера; 19 - реки; 20 - разломы и разрывы; 21 - склоны освобожденные от льда; 21 - древняя ледниковая поверхность.

что позднечетвертичный ритм оледенения был обусловлен той же причиной.

Анализ обширной литературы, посвященной каменным глетчерам (Иверонова, 1960; Максимов, 1963; Сулов, 1966; Замоурев, 1965 и др.) и современному оледенению Тянь-Шаня (Калесник, 1936; Авсюк, 1960; Герасимов, 1964), позволяет сделать вывод о том, что эти глетчеры представляют собой продукт последних этапов развития ледников, вернее завершение развития ледника вследствие улучшения климатической обстановки. Можно представить следующую картину динамики послечетвертичного оледенения: распад крупных ледников долинного типа (Вурхан - 43, Джылу-Су - 34 км, Арчалы - 12 км, Кичине-Карагаман - 15, Чон-Карагаман - 19, Джыланач - 12 км, см. табл. 2) происходил долго и пульсационно. Эти ледники в межледниковое время, соответствовавшее климатическому оптимуму гор (12-6 тыс. лет назад), растаять полностью не успели. Их остатки были захоронены под обломочным материалом достаточной мощности или засыпаны мелкоземом легко размываемых и разрушаемых наносов с окружающих склонов - ледник северный Кара-Сай, бассейн р. Б. Нарын (Бакв, 1972) ледник Карагаман Дзаман-Эчки бассейна р. К. Нарын (Сыдыков, 1980). С началом отступления ледников огодились от снега и фирна значительные пространства склонов хребтов, верховья ледников вплоть до границ фирновой зоны, которые стали ареной интенсивного проявления процессов физического выветривания. Образовавшийся при этом обломочный материал, законсервированный в толще льда, впоследствии шел на образование каменных глетчеров.

Площадь позднечетвертичного оледенения в бассейне р. К. Нарын была равна 1466,9 км², т.е. в 3-4 раза больше современной (табл. 2). В среднем по бассейну К. Нарын депрессия снеговой линии для эпохи верхнечетвертичного оледенения составляла 272 м. Конечные морены (в бассейнах рек Джылу-Су, Вурхан, Карагаман, Арчалы, Джыланач) коррелируются с позднечетвертичной верхнекалмакшунской (Q_{III}) 80-120 м террасой.

В верховьях р. Джылу-Су во время второго долинного оледенения существовал дендритовый ледник протяженностью 37 км. Рыле устья р. Кашка-Су из боковых притоков ко дну предыдущего трога спускались огромные каменные глетчеры с резким перегибом в продольном профиле. Древний трог Джылу-Су заканчивается боковыми грядами и конечными моренами. Вверх по течению на дне трога прослеживаются холмистые

гряды с бугристым рельефом. Морена сплошь задернована. В эпоху второго (Q_{II}) долинного оледенения в бассейне р. Джылу-Су ледники занимали площадь 276,97 км², т.е. в 4,1 раза больше современного оледенения.

Подобная деградация оледенения при большом подъеме гор обусловлена не только иссушением климата, но главным образом, перехватом индийских муссонов, поднявшимися к тому времени Гималаями и Каракорумом (Федорович, 1946; Жандаев, 1972; Чедия, 1972).

Сложность внутреннего строения крупных дендритовых глетчеров Тянь-Шаня, а также ряд таких геоморфологических признаков, как слабое проникновение эрозии в верховья долин и во внутренние районы Центрального Тянь-Шаня (Калесник, 1935; Эпштейн, 1963; Забиров, 1965; Осмонов, 1966; Ваков, 1972), наличие многолетней мерзлоты, получившей развитие там, где в настоящее время оледенения нет, совмещение днщ трогов последнего и современного оледенения в периферийных участках Тянь-Шаня, говорит о том, что позднечетвертичное оледенение полностью не исчезло. Остатки этого оледенения слагают нижние структурные ярусы крупных дендритовых ледников Тянь-Шаня (Ваков, 1972). Они сохранились и кое-где в узких затененных долинах (ледник в бассейне р. Чамыр-Корум хр. Ворколдой, Калесник, 1935; ледник пика Нансена в бассейне р. Индычек, Авсюк, 1960).

Флора и фауна позднечетвертичной эпохи, по-видимому, уже значительно приближались к современным. Так, в Иссык-Кульской впадине в отложениях михайдовской террасы, в разрезе у с. Николаевка (аналогично верхне-калмакашунского подкомплекса) по данным Г.М. Шумовой (Алешинская и др., 1973) в спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца травянистых ксерофитных растений. Содержание пыльцы древесных и кустарниковых пород не поднимается выше 25%. Это в основном пыльца ели, сосны, ольхи. По радиоуглеродному методу абсолютный возраст раковин из слоя составляет 26340 ± 540 лет, что соответствует брянскому интэрстадиалу Европы (Алешинская, Бондарев, Воскресенская и др., 1972).

В целом калмакашунский комплекс отложений характеризуется интраями, свидетельствующими о господстве в равнинной и предгорной зонах пустынно-степных ценозов (Никонов, Шумов, 1981); вертикальное распределение растительных поясов было близко к современному. По-видимому, в ледниковое время изменения наблюдались в основном в субальпийско-альпийском и лесо-луговом поясах. В позднем плейстоцене масштабы оледенения были значительно меньше, чем в среднем

Таблица 2

Морфометрическая характеристика позднелейстоценовых (Q_{III}) и среднеплейстоценовых (Q_{II}) ледников бассейна р. Кичи-Нарын

Бассейн реки	Морфологический тип ледников																					
	дендритский		сложно-долинный		долинный		карово-долин.		подный		каровый											
	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}										
	кол-во	площадь	кол-во	площадь	кол-во	площадь	кол-во	площадь	кол-во	площадь	кол-во	площадь										
Джылу-Су	1	232	1	234,2	1	8,9	-	-	3	13,6	-	4	15,2	-	-	-	-	4	7,7	-	-	
Бурхан (Балгарт)	1	414,3	1	662,2	2	6,0	-	-	6	26,2	-	14	34,9	-	-	-	-	3	4,0	-	-	
Арчалы	1	70	1	269,2	-	-	-	-	10	63,2	-	2	92,6	-	-	-	-	-	-	-	-	
Нарагаман	1	134,7	1	344,3	2	71,7	-	-	-	-	-	1	1,9	-	-	-	-	-	-	-	-	
Джиланац	-	-	1	52,6	2	53,9	1	12,9	2	19,6	3	22,5	2	3,5	-	-	-	-	-	-	-	
Сарыкунгей	-	-	1	84	1	58,3	-	-	4	21	-	-	-	-	-	-	-	-	4	8,2	-	
Нара-Саз	-	-	-	-	1	41,2	1	14,9	3	20,5	2	13,8	-	-	-	-	-	1	15,4	4	6,7	-
Бассейн левых притоков р.К.Нарын	-	-	-	-	-	-	2	21,3	5	19,6	3	18,2	1	1,0	-	-	-	-	-	2	1,2	-
Бассейн правых притоков р.К.Нарын	-	-	-	-	-	-	2	21,3	-	-	3	18,2	4	14,9	4	35,8	-	-	-	-	-	-
Всего	4	851,0	6	164,5	9	239,4	6	70,4	33	173,7	11	72,7	28	164,4	4	35,8	-	-	1	15	17	27,8

Продолжение таблицы 2

Бассейн реки	Максимальная длина, км		Мощность, м		Абсолютная высота конца ледника, км		Общая площадь оледенения, км ²	
	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}	Q_{III}	Q_{II}
	Джылу-Су	37	48	300-350	350-500	3150	2800	276,8
Бурхан (Балгарт)	43	66	400-450	400-500	2923	2700	485,4	661,2
Арчалы	12	36	200-300	250-350	3300	3000	226,8	269,2
Нарагаман	18,9	23,5	250-300	350-400	2800	2240	208,3	344,3
Джиланац	12,3	19,2	200-2500	200-250	3300	3000	77,0	88,0
Сарыкунгей	10,7	14,0	120-150	150-250	3400	3000	87,5	84,0
Нара-Саз	10,8	12,5	50-100	50-100	3400	2900	18,4	43,7
Бассейн левых притоков р.К.Нарын	7,5	6	75-100	30-100	3450	2950	21,8	39,5
Бассейн правых притоков р.К.Нарын	3	6	-	30-70	-	2950	14,9	75,3
Всего	43	66	139-250	201-272	3215,3	2837,7	1466,9	1929,4

табл.2). Поэтому ритмы похолодания оказывали слабое влияние на растительность равнин и предгорий. Ритмы увлажнения намечаются в михайловское (Трофимов, 1978) или калмакашунское время (Сидыков, 1961), в которое в предгорной зоне Нарынской долины в степных ценозах увеличивается количество травянистых компонентов флоры, распространяемых в настоящее время в верхних гумидных поясах, а в Иссык-Кульской впадине, кроме того, древесно-кустарниковых (рис.2). Из животного мира этой эпохи известны аржар - обитатель высокогорья - и мамонт (Талипов, 1970; Удалов, 1973).

В долине Нарын и на юге Ферганы известны остатки ориньякской культуры верхнепалеолитического человека (Ренов, Несмеянов, 1973; Днусалиев, 1970).

В голоценовое время продолжалось дальнейшее поднятие хребтов до 4500-4800 м. Река К.Нарын, занимая самые пониженные части рельефа и врезааясь в позднекалмакашунские террасы, формировала нарынский комплекс террас. Глубина вреза реки на это время достигала 60 м. Значительные изменения произошли в голоцене и в морфологии ледниковых цирков за счет процессов солифлюкции и гравитации. К концам современных ледников обычно примыкают отложенные молодые незадернованные морены последней фазы наступания. Местами они покрывают позднечетвертичные (карагаманские) задернованные морены. В последнюю фазу наступания площадь оледенения была больше современной всего на 42% или 484,7 км² (современная площадь ледников 341,8 км²), а депрессия снеговой линии достигала 100-150 м (рис.3).

Современный этап ничем существенным не отличается от предыдущего, являясь его непосредственным продолжением. С этим временем связано формирование первого яруса верхненарынских (табл.4) террас, а в приводораздельных частях хребтов - существование современных ледников, снежников, каров, морен и других форм рельефа.

В рассматриваемый отрезок времени образуются I надпойменная вложенная терраса и пойма, имеющие региональное распространение, за исключением антецедентных участков долин.

Наконец, деформации самых низких террас, хотя и слабо выраженные, а также широко распространенные сейсмические явления позволяют считать, что процесс горообразования к настоящему времени не закончился. Однако процесс дальнейшего расчленения рельефа несколько замедлен за счет резкого сокращения оледенения и уменьшения поверхностных водотоков. Последнее подтверждается задернованностью склонов и широким развитием сухих долин.

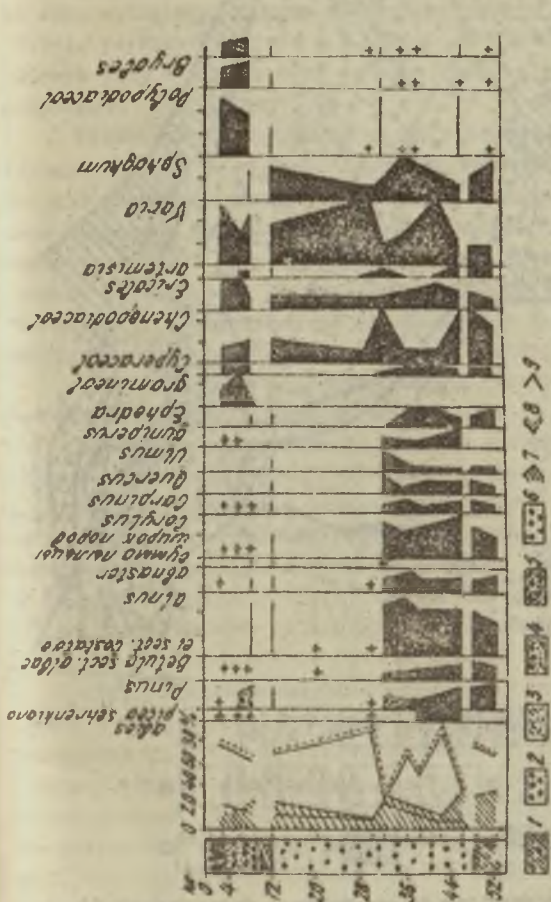


Рис. 2. Разрез и спорно-пыльцевая диаграмма отложений в карьере Он-Арча (по Г. М. Шуховой, 1961). 1 - алевролиты позднего яруса; 2 - орелленштейнские глинистые галечники; 3 - лесовластотолочные в покрове 54-метровый террас; 4 - позднеледниковый валочно-гравийно отложения на склоне; 5 - галечный альянз 16-18-метровый террас; 6 - современные околоновые отложения; 7 - члук на древесных породах; 8 - пыльца травянистых растений; 9 - споры.

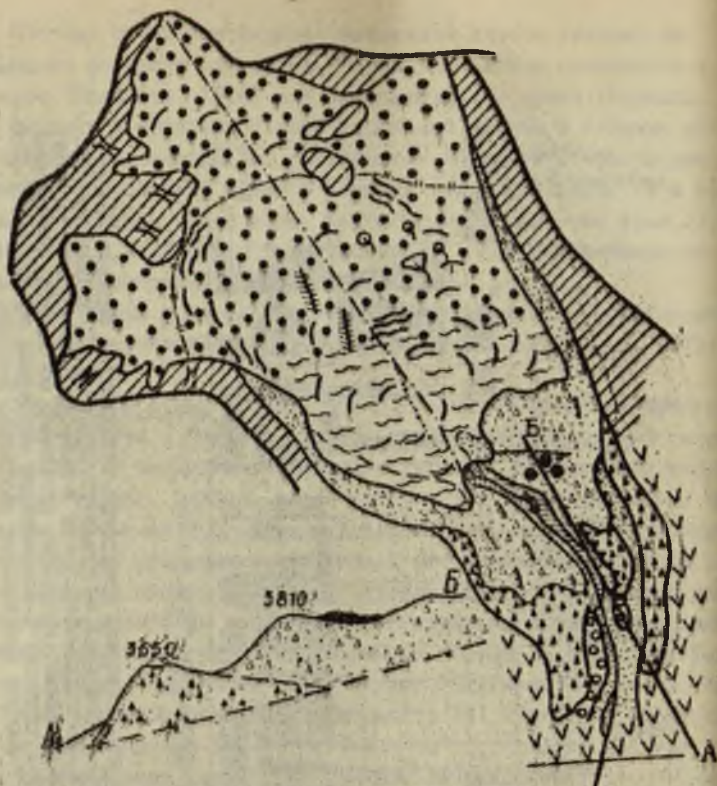


Рис. 3. Геоморфологическая схема надвига голоценовой (Q_{IV}) морены на южную верхнечетвертичную (Q_{III}) в долине р. Калка-Су (левый приток р. Дашлу-Су): 1-водораздел, 2-склоны свободные ото льда; 3-ледники; 4-участки массового распространения трещин; 5-закрытые трещины; 6-ледниковый колледж; 7-моренный вал, 8-ось ледника; 9-лед, перекрытый моренами, 10-лавиновые холмы; Морены: 11-среднечетвертичные (Q_{II}); 12-верхнечетвертичные (Q_{III}); 13-голоценовые (Q_{IV}); 14-грады на моренах; 15-верхнечетвертичные; 16-голоценовые; 17-уделье; 18-фронт надвига морены голоценового (Бурчаторского) оледенения; 19-озера; 20-ручьи; 21-снеговая линия.

На протяжении рассматриваемой эпохи произошли незначительные отступления и наступания ледников, которые, очевидно, отражают лишь небольшую осцилляцию-хирсдарьинскую фазу по Р.Д. Забирову (1954), усуйскую фазу по А.К. Трофимову (1966) на Памире или сарнторскую фазу в описываемом районе (Сыдыков, 1961) на фоне общего сокращения оледенения.

Отсутствие современных морен у большинства ледников северных склонов хребтов (Уч-Эмчек, Джетим и Джетим-Бель) указывает на то, что эти ледники в настоящее время находятся в фазе наступания (ледники верховьев р. Сарнтор, р. Болели – левые притоки р. Джюлу-Су, Джаман-Энки – левый приток р. Бурхан и др.). Ледники южных склонов наоборот, сокращаются, о чем свидетельствуют современные морены, стоящие от края ледников на расстоянии до 1–2,5 км. Таким образом, асимметрия современного оледенения объясняется экспозицией склонов.

Сезонная убыль ледников связана главным образом с абляцией. Это фиксируется оседанием их поверхности до 3–4 м к сентябрю (Сыдыков, 1977). Общий же объем ледников в настоящее время, по-видимому, остается более или менее стабильным за счет некоторого сокращения льда на южных склонах и увеличения (размеры последнего нам неизвестны) на северных склонах гор. Тем не менее модуль стока тьянь-шаньских рек по имеющимся данным (В.Л. Шульц, 1965) значительно превышает сток атмосферных осадков, что должно указывать на общее сокращение ледников. Однако ни о каком катастрофическом усыхании Средней Азии, видимо, речи все же быть не может.

Перед современными тьянь-шаньскими ледниками нет моренного комплекса в классическом его понимании Пенком и Брэннером, в котором выделяются одна или несколько конечных и боковых морен, пространство между которыми и краем языка заполнено маломощной холмистой основной мореной. Среднеазиатские ледники настолько задавлены моренным материалом (донным, внутренним и, главным образом, поверхностным), что при таянии ледника вся эта масса обломков, проектируясь на земную поверхность, образует почти слепок с бывшего глетчера, в котором невозможно выделить основную морену, свидетельствующую о быстром отступании льда, и конечную морену, фиксирующую длительное стационарное положение края языка. Огромная и более или менее постоянная мощность тьянь-шаньских отложенных морен объясняется еще и тем, что ледники, перегруженные моренным материалом, теряют свою подвижность, превращаясь в мертвый лед, который со временем полно-

стью или частично вытесняется из морен, наследуя форму того же языка ледника. Примером сказанному может служить голоценовая морена ледника Сарытор (левый приток Джылу-Су), по названию которого мы и именуем данную генерацию морен. Троговая долина р.Сарытор начинается замкнутым цирком со сложным долинным ледником длиной 5,5 км, принимающим три притока слева. Ледник заканчивается на высоте 3400 м. Общая площадь его равна 12,3 км². В последнюю фазу наступания он спускался до высоты 3200 м и при деградации оставил мощную голоценовую морену длиной 4,5 км площадью 6,2 км². Вверх по долине ширина морены увеличивается до 1-1,5 км, рельеф ее холмисто-грядовый, слабо задернованный. С сарыторскими моренами коррелируются отложения поймы и низкой надпойменной террасы верхненарынского (Ф_{IV}^{II}) подкомплекса (табл.4).

Современные морены представлены щебнисто-глыбовыми накоплениями, отдельные глыбы достигают 1,5 м в поперечнике. Мощность конечных морен зависит от массы материала, поступающего на ледник со склонов, и в различных долинах колеблется от 10 до 100 м. Местами голоценовые морены наложены на позднечетвертичные. Примером могут служить верховья р.Камка-Су (левый приток р.Джылу-Су) и левый борт р.Джылу-Су в 2,0 км выше источника Джылу-Су.

Существенные отличия от морен имеют псевдоморены. Во-первых, по генезису конечная морена откладывается в результате сокращения ледника, а материал псевдоморен в результате сползания сложенных морен под действием силы тяжести или сезонных водных потоков, текущих под мореной по днищам ранее выработанных крутопадающих трогов. Во-вторых, как следствие первого, псевдоморены отличаются от морен по своим текстурным особенностям: сползающие гравитационно-солифкационные массы всегда имеют флювиальную текстуру, представленную волнообразными натками, ориентированными поперечно к направлению течения, чего нет у настоящей морены. В-третьих, соскальзывание морен, приводящее к образованию псевдоморены, может стимулироваться сейсмическими сотрясениями (Богданович, Карк, Корольков и др., 1914).

В рассматриваемом районе псевдоморенные формы рельефа в основном приурочены к верховьям р.Бурхан. В верховье р.Кулаган-Таш (обвалный камень) круто наклонный трог заканчивается хорошо развитыми тремя цирками. Современный ледник площадью более 4,0 км² заканчивается на высоте 3700 м, ниже (до высоты 2900 м) на протяжении около 2,5 км прослеживается его морена. Еще ниже залегает псевдо-

морена, которая покрывая древние морены, по крутому склону спускается до русла р. Бурхан. Очевидно, под действием солифлюкционно-гравитационных процессов морена была смещена далеко вниз по крутому склону. Длина псевдоморены около 1,5 км, максимальная ширина достигает 400 м, мощность — 20-25 м. Материал потока не скатан — глыбы, валуны, обломки, щебень, состоящие из гранитов. Общая площадь этих образований вместе с современными моренами равна 2,8 км². На поверхности псевдоморены много поперечных дугообразных валов, указывает на ее движение.

Аналогичные псевдоморены встречаются также по притокам реки Чон и Кичине-Карагаман, в верховьях средней части долины р. Дылу-Су, на левом борту Дыламанч, в бассейнах рек Корумду, Кашка-Су, Сары-Кунгей, Бугулдур, а также в долинах рек Уч-Эйчек, Арчалы и т.д. Они занимают в целом незначительную площадь.

В тех случаях, когда датировать те или иные морены было затруднительно, мы индексировали их как нерасчлененные $Q_{III}-Q_{IV}$. Вдоль стенок цирков и каров широко развиты гравитационно-солифлюкционные отложения, которые в общем случае имеют бугристо-грядовый рельеф, концентричный стенкам, ограничивающим цирки.

Моренный рельеф дает возможность определить ритмичность оледенения, размеры древних ледников и тенденцию их развития. Но не каждая морена может быть использована в этих целях, поэтому необходима их генетико-морфологическая типизация. М.И. Ивернова (1962) по фазам деятельности ледника, в период его регрессии, выделяет три основные генетические формы конечноморенных валов: морены напора и насыпания, холмисто-грядовый рельеф морен и рельеф каменных глетчеров.

Большое влияние на формирование конечно-моренного рельефа оказывает форма долины и мощность ледника. В тех случаях, когда конец ледника распадается на глыбы мертвого льда, формируется беспорядочный холмисто-моренный рельеф, а при отступании активного (движущего) льда — холмисто-грядовый конечно-моренный рельеф. Примером может служить голоценовая морена на ледниках Джелтор, Сарытор, Боледи (левый приток р. Дылу-Су).

Собранный в последние годы в ходе гляциологических исследований, проводимых Тянь-Наньской физико-географической станцией, материал свидетельствует о том, что сравнительно недавно многие ледники описываемого района пережили период наступания, который сменился затем сокращением.

Признаки бывшего наступания обнаружены у ледников различных типов и экспозиций, расположенных в разных частях района (Бондарев, 1963; Заборов, 1968).

В долине Ичинтор (верхний левый приток Кичине-Карагаман) покрывающая глыбу мертвого льда свежая морена, где только начинает поселяться растительность, наложена на более старую, хорошо задернованную морену, с которой образует единую грядку, перегораживающую долину. Вышие точки этой гряды сложены молодой мореной. То же самое отмечено в долине ледников Сарытор, Текелитор (правый приток Джылу-Су), Джаман-Эчки, Кызыл-Вель (левый приток р. Вурхан) и т.д.

Проблеме отсутствия стадияльных морен посвящена статья Л.Н. Ивановского (1961), в которой приведены алтайские примеры. Он объясняет это следующими причинами:

1. Отложенная морена позднее была размывта.
2. Морена уничтожена при более позднем надвигании ледников.
3. Имели место интерференция колебаний температуры и количество осадков.

"Увеличение количества осадков в фирновом бассейне отражается на конце ледника через несколько лет. В подаче вещества как бы наблюдается гребень волны, за которым, если количество осадков уменьшается, располагается депрессия" (Ивановский, 1961, с. 120). Во время этой депрессии иногда даже значительное понижение температуры не может удержать ледник в стационарном состоянии.

4. Необратимость развития ледников в отдельные моменты их эволюции связана с явлениями подпруживания. М.В.Тронов (1956) указывает на то, что при известных условиях разрушение ледников может быть настолько интенсивным и энергичным, что более позднее опускание снеговой линии не может вызвать их наступание.

Но вернемся к описываемому району. На территории бассейна р. К.Нарын в разных его частях встречаются пустыющие кары (табл. 3).

Известную роль в возникновении таких каров играет сползание снега и фирна с крутых склонов. Но подобные кары могут находиться выше. И как признак того, что был период, когда снеговая линия располагалась выше, чем в настоящее время, оледенение, следовательно, имело размеры меньше, чем сейчас.

Представим себе два кара (А и Б), занятых ледниками (рис. 4). Если произойдет изменение климата, при котором нижний уровень хюнософеры (I-I) оторвется от гребня кара Б, то ледник в нем исчезнет.

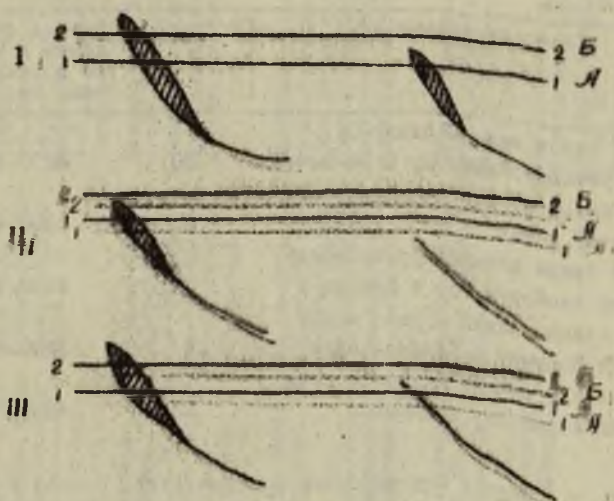


Рис. 4. Возникновение пустынных баров, гребни которых
 лежат внахлест (по Л. Г. Боллабену).

Таблица 3
Пустующие кары в бассейне р. Кичи-Нарын,
днища которых лежат выше современной снеговой линии

Местонахождение кара	Экспозиция	Высота снеговой линии в этом районе в тех же условиях экспозиции, м
Правый склон долины Джылу-Су между устьями Кашка-Су и Уч-Эмчек	СВ	4270-4300
Левый склон долины Чон-Карагаман 8,5 км от устья	Ю	4300-4400
Правый склон долины Бурхан между устьями Ак-Корум-Тер и Бюлели	СВ	4000-4100
Левый склон долины Бурхан между устьями Корумду и Кичине-Борду	Ю	4200-4250
Левый склон долины Джиланач между устьями Атджайлау и Жарылма	ЮВ	4350-4450

совсем, а в каре А соответственно сократится. И если в дальнейшем нижняя граница хionoсферы займет прежнее положение, то ледник в каре А восстановится до первоначальных размеров, а кар Б будет по-прежнему лишен глетчеров, так как для возникновения необходимо касание земной поверхности вторым уровнем хionoсферы (2-2). Так проявляется инерция оледенения.

В работах Р.Д. Забирова (1958, 1959) высказывается мысль о том, что происходящая сейчас деградация оледенения Памира и Тянь-Шаня связана с тем, что ледники до сих пор еще не освободились от избыточного количества льда, полученного в более влажную эпоху. С другой стороны, согласно исследованиям А.В. Шнитникова (1967), XX век есть время, переходящее к эпохе с пониженной увлажненностью. Поэтому, говоря о причинах происходящей сейчас деградации оледенения, нужно иметь в виду и появление тенденции к отступанию ледников, вызванной современными климатическими изменениями.

Изменение режима увлажнения в голоцене повлияло и на растительный покров. Так, ритмичность выявлена при рассмотрении спорово-пыльцевых спектров разреза торфяника в долине р. Чичикан (Азыкова, Бондарева, Бондарев, 1973). Колебание в содержании пыли древесины

и кустарниковых пород свидетельствует о чередовании этапов с различной степенью увлажнения. В целом состав древесных пород и кустарниковых был очень близок к современному. В горах юго-западной части рассматриваемой территории преобладала ель, а в тугайных зарослях — облепиха. По-видимому, временами условия увлажненности были близки к современным.

Таким образом, исследования бассейна р.К.Нарын показали, что оледенение описываемого района развивалось на протяжении всего четвертичного периода. На это указывает хорошая корреляционная связь моренных отложений с террасовыми уровнями. Первое оледенение — в раннечетвертичное время — было мало активным, полупокровным; второе — в среднечетвертичное — было максимальным и носило полупокровно-долинный характер; третье — в позднечетвертичное время, когда площади оледенения довольно резко сократились, приблизившись по размерам к современным — было горно-долинным. В целом процесс изменения площади древнего оледенения в течение четвертичного времени имел характер затухающих ритмов.

Л и т е р а т у р а

Авсюк Г.А. Ледники плоских вершин//Тр.Ин-та геогр. АН СССР.— 1960.— Т.45.— № 1.— С.14-44.

Азикова Э.К., Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Воскресенская Т.Н., Забиров Р.Д., Дефлат О.Н. Вопросы палеогеографии Прииссык-куля//Усп. сов. гляциол. — Фрунзе, 1968.— С.401-410.

Алешинская З.В., Бондарев Л.Г., Воскресенская Т.Н. и др. О стратиграфическом положении шарпылдакской свиты в свете палеомагнитных данных//Вестн.МГУ. Сер.геогр.— 1971.— № 5.— С.125-136.

Ваков Е.К. К проблеме древнего и современного оледенения Центрального Тянь-Шаня//Изв.ВГО.— 1972.—Т.104.— № 3.— С.183-189.

Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И., Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г.//Тр. геол.комитета.— СПб., 1914.— Вып.89.— С.106-109.

Герасимов И.П., Ганцман Б.Я. Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа//Активизированные характеры земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. — М., 1964. — С.146-162.

Глазовская М.А. К истории развития современных природных ландшафтов Внутреннего Тянь-Шаня//Географические исследования в Центральном Тянь-Шане. - М., 1953. - С.27-68.

Заморуев В.В. Каменные глетчеры в хребте Хамар-Даван//Изв. ВГО.- 1966.- Т.97.- Вып.1.- С.80-81.

Забиров Р.Д. Следование Средней Азии. Работы Тянь-Шаньской физ.-географ.станции//Гляциология. - Фрунзе:Изд-во АН КиргССР.- 1968.- Вып.1.- С.9-41.

Забиров Р.Д. Основные этапы развития оледенения в бассейне р.Сары-Джаз//Гляциологические исследования на Тянь-Шане. - Фрунзе, 1966.- Вып.2.- С.108-117.

Забиров Р.Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской Ала-Тоо и колебание уровня озера Иссык-Куль//Изв.АН КиргССР. - Фрунзе, 1966.- Вып.2.- С.73-100.

Жандаев М.Ж. Геоморфология Завидийского Алатау и проблемы формирования речных долин. - Алма-Ата: Наука, 1972.- 159 с.

Иверенова М.И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане. Тр.Ин-та географии (АН СССР). Т.49//Работы Тянь-Шаньской физ.-географ.станции. - М.: Изд-во АН СССР.- 1962.- Вып.2.- С.33-34.

Ивановский Л.Н. Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае//Изв.ВГО, 1961.- Т.93.- С.423-426.

Калесник С.В. Ледники верховьев Большого Нарына//Тр.Ледник. Экспедиции. - Л., 1936.- Вып.2.- 105 с.

Качаганов Ш.К., Сыдыков Дж. Древнее оледенение бассейна р.Чон-Ак-Суу (вж.скл.хр.Кунгей Ала-Тоо)//Динамика и режим современного и древнего оледенения. - Фрунзе, 1977.- С.62-76.

Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Альпийская тектоника центральной части Тянь-Шаня//Сов.геология.- 1960.- № 12.- С.3-22.

Кыдыров Ш.А. К вопросу о неотектонике Центрального Тянь-Шаня//Гидрогеология и инженерная геология аридных зон СССР.- Ташкент, 1966.- Вып.3.- С.26-30.

Максимов Е.В. О каменных глетчерах Джуегаарского Ала-Тоо (матлы гляц.исслед.), хроника обсуждения.- М., 1963.- № 7.- С.158-160.

Никонсв А.А., Шумола Г.М. Об условиях залегания и геологическом возрасте палеолитических находок в Он-Арче (Киргизия, СССР)//Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода.- М., 1981.- № 51.- С.85-92.

Осмонов А.О. К вопросу о древнем оледенении верховьев р.Сары-Джаз//Работы Тянь-Шаньской станции-Фрунзе, 1966.- Вып.12.- С.96-104.

Ранов В.А., Несмеянов С.А. Палеолит и стратиграфии антропогена Средней Азии. - Душанбе: Дониш, 1973. - 125 с.

Сыдыков Дж. Древнее оледенение западной оконечности хр. Терской Ала-Тоо//Динамика и режим современного и древнего оледенения.- Фрунзе, 1977. - С.77-96.

Сыдыков Дж. Четвертичные оледенения бассейна реки Малый Нарын (Внутренний Тянь-Шань)//Закономерности развития рельефа и ледников Тянь-Шаня.- Фрунзе, 1980. - С.63-84.

Сыдыков Дж. Древнеледниковый рельеф и древнее оледенение верховьев бассейна р.Малый Нарын//Гляциологические исследования в Киргизии.- Фрунзе, 1981.-С.84-99.

Талипов М.А., Королев В.Г. Джергаланский разрез как стратотип четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня// Мат-лы по геологии кайнозоя и новейшей тектоники Тянь-Шаня.-Фрунзе, 1970.- С.72-88.

Тронов М.В. Вопросы связи между климатом и оледенением.- Томск, 1956. - 202 с.

Трофимов А.К. Тектонический и климатический фактор в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай)//Мат-лы по геолог. кайнозоя и новейшей тектоники Тянь-Шаня.-Фрунзе, 1968.-С.69-77

Трофимов А.К. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Тянь-Шаня.- Фрунзе, 1976.- Вып.13.- С.32-45.

Трофимов А.К., Григина О.М. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения//Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины.- Фрунзе, 1978.- С.44-52.

Удалов Н.Ф. О находке остатков ископаемого кулана в поздне-четвертичных отложениях Чуйской впадины//Мат-лы к X Пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР.- Фрунзе, 1973.- С.96-97.

Федорович В.А. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии// Проблемы палеогеографии четвертичного периода.- М.-Л.:Изд-во АН СССР, 1946.- Вып.37.- С.100-112.

Чедия О.К. Ег Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн.1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология.-Фрунзе: Илим, 1971.- 328 с.

Чедия О.К. Ег Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн.1-П.- Фрунзе, 1972.- Кн.П. - 223 с.

Шульц С.С. О разных масштабах планетарной трещиноватости// Учение по проблемам планетологии.- Л., 1965.- С.45-47.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария.- М.-Л., 1967. - 334 с.

Эпштейн С.В. Геоморфологические исследования/Методическое руководство по геологической съемке и поискам.- М.: Госгеолтехиздат, 1954.- С.46-58.

Юнусалиев М.Б. В глубь тысячелетий по долинам Киргизстана.- Фрунзе, 1970.- 125 с.

Д.Б.Герасимов

К вопросу о разновозрастности каменных глетчеров

Не занимаясь каменными глетчерами специально, автор тем не менее решил привести результаты одного полевого, а точнее аэровизуального наблюдения, представляющего несомненный интерес. Оговоримся сразу: под каменным глетчером мы вслед за А.П. Горбуновым понимаем ряд мерзлотно-гляциальных форм рельефа, одним крайним членом которого (рядом) является забронированный ледник, другим - осыпи и обвалы, сцементированные инфильтрационным льдом (Горбунов, 1970). По поводу этого определения А.П. Горбунова можно спорить, но нас в нем привлекает именно обширность этого ряда, в который легко укладываются всевозможные представления различных исследователей.

В каменных глетчерах обычно выделяют несколько генераций, из которых более молодые наползают на более старые. Е.В.Максимов (1980) в каменных глетчерах Киргизского хребта насчитывает до пяти генераций, но чаще всего, заключает он, встречаются наборы из трех ступеней. Формирование каждой из генераций Е.В.Максимов связывает с 1850-летним ритмом увлажнения Петтерсона - Шнитникова.

Разновозрастные генерации каменных глетчеров пытаются предположительно датировать лихенометрическим методом.

М.И.Ивероньева (1952), как известно, считает, что для Тянь-Шаня наложенные каменные глетчеры представляют собой лишь единичные нерегулярные образования. Ступенчатость продольного профиля поверхности каменных глетчеров в большинстве случаев она объясняет не наложением разновозрастных генераций, а ступенчатостью дна долины, в которой этот каменный глетчер залегает. Пожалуй, что зачастую так оно и есть. Но мы собираемся рассказать о каменных глетчерах, тоже казалось бы состоящих из разновозрастных генераций, но эта предполагаемая разновозрастность не является следствием ступен-

частости днища долины, а имеет другую весьма интересную и, насколько нам известно, пока еще никем не описанную природу. Наше наблюдение сделано во время вертолетного обследования прорывоопасных озер Киргизии.

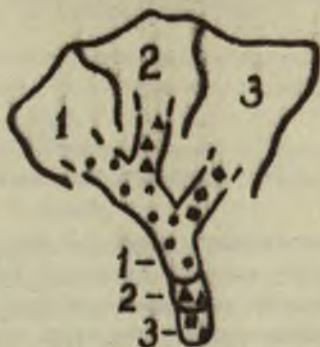


Рис.

На рисунке изображен небольшой трехкамерный цирк. Стенки цирка сложены разноцветной, скорее всего конгломератово-сланцевой толщей, пласты которой стоят почти вертикально. Разница в свете очень контрастна; причем каждая камера цирка имеет свою окраску: первая окрашена в черный цвет, вторая - в малиновый и третья - в фиолетовый.

Профиль каменного глетчера, выходящего из цирка, явно ступенчатый. Если бы не разница в цвете, т.е. если бы петрографический состав был бы более однородный, эту ступенчатость легко можно принять за разновозрастные генерации, тем более, что морфология участков слияния абсолютно не наводила на мысль о том, что вторая допасть лежит под третьей, а третья в свою очередь под первой. И только благодаря цвету было отлично видно, что черная ступень относится к первой камере, фиолетовая - к третьей, а малиновая - ко второй. И все это, без сомнения, являлось разновозрастным образованием.

В дальнейшем, дешифрируя аэрофотоснимки мы все больше стали склоняться к мысли, что подобное явление, пожалуй, дело довольно обычное. Кстати, в свое время М.И.Иверонова (1952) упоминала о наползании на основной ледник ледяных конусов, имеющих индивидуальную скорость движения. Ледяными конусами она называла осипи, контактирующие с ледником и имеющие ледяное ядро. Впоследствии этот вопрос никто не прорабатывал.

Сообщал о выявленной нами одной из возможностей образования ложной разновозрастности ступенчатости каменных глетчеров, мы не собираемся затрагивать саму причину формирования каменных глетчеров. Вопрос этот дискуссионный, по нему существует многочисленная литература и результаты наших наблюдений можно легко отнести к любой из существующих точек зрения.

Л и т е р а т у р а

Горбунов А.П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня. - М.: Гидрометиздат, 1970.

Иверонова М.И. Каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня//Работы ТШГГС. - М.: Изд-во АН СССР, 1950. - Вып. I.

Иверонова М.И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане//Работы ТШГГС.-М.: Изд-во АН СССР, 1952. - Вып. 2.

Максимов Е.В. Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау.- Д.: Изд-во ЛГУ, 1960.

Ш.Токомбаев

Антропогенные формы рельефа в верхней части Тыпской долины

Верхняя часть Тыпской долины (от восточного окончания ущелья Чон-Бет до истоков р.Тып) расположена в зоне сближения восточных частей хребтов Терской и Кунгей Ала-Тсо, где сочленяются Иссык-Кульская и Кегено-Каркыринская впадины. Абсолютные высоты здесь изменяются от 1960 м (урочище Башарын) до 4338 м. В морфогенетическом отношении здесь выделяются три района: высокогорный (верхнее течение р.Тып), среднегорный (в основном горы Чаар-Джон) и низкогорный (оба борта Тыпской долины между восточным окончанием ущелья Чон-Бет и урочище Таш-Дебе). Для верховий Тыпской долины характерен слабо развитый альпинотипный рельеф с современным оледенением (главным образом карово-цирковые ледники) и следами древнего оледенения. Для среднегорья и низкогорья характерны округлые и сглаженные формы рельефа, а также широко развитые оползни. На всем протяжении

данного пояса долинное ложе широкое (до 1-2 км) с серией (до 8) надпойменных террас и плоской поймой (в урочище Сан-Таш до 1 км).

Общие сведения по антропогенным формам рельефа данного района были собраны нами в процессе геоморфологических исследований в 1986-1987 гг.

В сложном многообразии скульптурных форм в верхней части Топской долины определенное место занимают антропогенные формы, возникшие в ходе многовековой хозяйственной деятельности человека.

Верховья Топской долины издавна использовались как летние пастбища, а урочища Чымнды-Сай, Сан-Таш и Башарын - как зимовки. С 30-х годов XX века в данном районе проводятся работы по поискам и разведке полезных ископаемых. С 40-х годов действует автодорога Топ-Каркыра (до революции была частью почтового тракта Каракол-Уч-Каркыра), а позднее - грунтовые автодороги по обеим берегам р.Топ от сел Сан-Таш и Башарын до урочища Таш-Дёбё (на широте шахты Джиргалан). Построены автодороги через перевалы Кек-Бел (от урочища Таш-Дёбё до шахты Джиргалан) и Кызыл-Кыя (между селами Советское и Башарын через восточную часть горы Тасма).

В 40-е и начале 50-х годов произведена интенсивная вырубка елового леса и кустарников, в результате в урочище Чымнды-Сай (отрезок Топской долины от урочища Сан-Таш до урочища Таш-Дёбё) некогда густой лес по левобережью р.Топ превращен в редколесье.

Увеличение поголовья общественного и личного скота привело к интенсивному выпасу, следовательно, к чрезмерному увеличению нагрузки на пастбища, формированию своеобразных форм микрорельефа "овечьих троп" и эрозии. Помимо этого, строятся подъездные пути, возводятся животноводческие и жилые помещения, силосные сооружения (ямы), реконструируются дороги и т.д.

Воздействие человека на рельеф верхней части Топской долины проявляется либо прямо (строительные котловины, шурфы, канавы, тропы и т.д.), либо опосредованно, т.е. через другие факторы (выпас скота и др.). Все это, тесно взаимодействуя с естественными процессами (температура и влажность, атмосферные осадки, литологические свойства грунта, гравитация), приводит к формированию своеобразных антропогенных форм (табл. I).

"Овечьи тропы" ("ОТ") - самая распространенная форма рельефа, связанная с сельскохозяйственной деятельностью человека. "ОТ" - своеобразные микроформы на поверхности склонов и дна долины, распространенные на всем протяжении исследуемого района.

Таблица I
Схема классификации антропогенных форм рельефа

Типы морфогенеза	! Форма рельефа
I. Сельскохозяйственный	"Овечьи тропы" Ямы и котловины (силовские ямы, остатки зимовок и др.) Ирригационные каналы
II. Транспортный	Насыпи дорожные Осыпи (шлейфы) дорожные Карьеры гравийные, выемки
III. Горнорудный морфогенез	Траншеи, канавы поисковые, шурфы, отвалы, просадки
IV. Культовый	Курганы, мазары

Склоновые "ОТ" можно было бы называть и "шрамами на склонах", так как они часто пересекают склоны параллельными неглубокими бороздами, пролегающими либо по диагонали, либо зигзагами, если склоны более или менее крутые.

Глубины "ОТ" обычно 10-30 см, редко до 1 м и более там, где они подверглись интенсивному размыву дождевых и талых вод. При этом эрозия развита сильнее, если "ОТ" ориентированы сверху вниз и рыхлые толщи имеют значительную мощность.

"Овечьи тропы" формируются довольно быстро. По нашим наблюдениям лишь за один летний сезон (4-5 месяцев) в урочище Чымнды-Сай крупный рогатый скот и овцы способны своими копытами разрушить дерновый слой и сформировать "ОТ". В тех тропках, которые ориентированы сверху вниз по склону плоскостной смыв относительно быстро сменяется линейной эрозией, что превращает тропку в рывтину или промшину, а иногда в небольшие свраги, если тропка проложена по ложбинке.

В верхней части Тьпской долины по форме и плану выделяются следующие типы "ОТ":

- а) диагональные тропки-борозды, пересекающие склоны сверху вниз по диагонали;
- б) ветвящиеся (древовидные) тропинки-борозды, сформированные в подножиях склонов обычно у брода;
- в) зигзагообразные (Z) тропинки-борозды, возникшие на отно-

сительно крутых склонах, где прямой спуск к долине затруднен и животные, используя мелкие неровности на склонах при передвижении сверху вниз, маневрируют;

г) ступенчатые тропинки (параллельные к долине и дорогам).

В верхней части Топской долины на отдельных склонах мы насчитывали до 15-18 тропинок-ступенек. Следует отметить, что не все тропинки хорошо выражены, так как большинство из них довольно быстро зарастает. Несмотря на это, общий вид микроступенчатого рельефа сохраняется.

Ирригационные каналы и арыки приурочены к равнинной части урочищ Сан-Таш и Башарын. Самый крупный из них - канал Каркыра-Топ длиной 17 км - пересекает изучаемый район в урочище Сан-Таш. Малая оросительная сеть - арыки - своеобразный микрорельеф, характерный для равнинной части района.

Ямы силосные (заглубленные траншеи), зимовок и другие формы большей частью расположены в межгорной равнине (чаще всего на IV надпойменной террасе) и в подножиях склонов среднегорий.

Ямы силосные (траншеи) длиной обычно до 20-30 м, глубиной до 3-4 м, шириной до 12-15 м. Старые ямы сильно обработаны эрозией и покрыты (особенно дно) травянистой растительностью.

Ямы зимовок неглубокие, от 3-5 до 9-10 м, более 1 м в поперечнике, глубиной до 1-2 м, представляют собой землянки и сараи для скота и других хозяйственных нужд. Большинство отрицательных форм рельефа возникло в дореволюционное время и первые годы Советской власти, когда население в основном вело кочевой образ жизни. За длительный промежуток времени природные процессы сильно обработали эти формы и они давно потеряли первоначальный облик, но сохранились в микрорельефе дна долин.

Транспортный морфогенез характерен прежде всего для днщ речных долин и в меньшей степени водоразделов.

Насыпи дорожные - положительные формы рельефа с небольшой высотой над окружающей местностью до 50-100 см и более (в местах пересечения русел рек и других отрицательных форм до 3-5 м и более) и шириной до 5-7 м и сооружают, как правило, из аллювия (валуны, галечники, пески, глины). Насыпи протягиваются на всем протяжении дороги от урочища Сан-Таш до урочища Таш-Дэбё и на участке дороги Топ-Каркыра.

Осыпи (шлейфы) придорожные встречаются только там, где доро-

ги пересекают холмы, предгорья и уступы террас и т.д. Это своеобразные формы рельефа, ширина и высота которых зависят от высоты склона ниже трассы дороги, а протяженность их - от длины выемки дороги.

Карьеры гравийные, выемки придорожные, в отличие от насыпей, встречается лишь на отдельных участках: первые через определенный промежуток расстояний, вторые - при пересечениях дорогами положительных форм рельефа. Карьеры гравийные в урочище Чымынды-Сай имеют до 100 м и более в поперечнике и до 4-5 м глубины. Придорожные выемки имеют различные размеры: параметры данной формы зависят от высоты дорожного полотна.

Горнорудный морфогенез характерен для высокогорий хребта Терской и Кунгей Ала-Тоо. Траншеи и отвалы - отрицательные формы рельефа разной величины - рассекают склоны высокогорий ниже пояса современного оледенения. Траншеи или канавы (глубина обычно 0,5-1 м, ширина 50-70 см, редко более 1 м) встречаются в районе перевала Кёк-Бел (межгорное понижение между хребтом Терской Ала-Тоо и горами Чаар-Джон), на склонах горы Кара-Мурун и по обоим склонам Тьпской долины выше урочища Таш-Дёбё.

Траншеи (канавы) и отвалы штолен подвергаются интенсивному размыву и преобразуются в небольшие эрозионные рывтины, промоины, а иногда и овраги. Вынесенный из этих образований разнородный материал отлагается ниже по склону, образуя своеобразные щебнисто-песчано-глинистые полосы на расстоянии до 100-200 м и более (горы Кара-Мурун).

Эрозионные процессы сильнее проявляются на склонах южных, юго-западных и западных экспозиций. Во избежание дальнейшего размыва необходимо засыпание траншей (канав).

Культовый морфогенез - это курганы различных размеров - следы жизни древнего человека в верхней части Тьпской долины. Самым известным из них является каменный курган "Сан-Таш" - археологический памятник, охраняемый государством. Высота кургана 4 м, диаметр 50 м.

Другие курганы имеют значительно меньшие размеры и сложены главным образом галечным песком, глиной.

Л и т е р а т у р а

Баландин Р.К. Геологическая деятельность человечества. Техногенез. - Минск: Высшая школа, 1978.

Котлов Ф.В. Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. - М., 1978.

Сваричевская З.А., Лутовинов И.Л. Техногенный морфогенез// Климат, рельеф и деятельность человека. - М.: Наука, 1981.

Чичагов В.П. Антропогенный рельеф Центрально- и окраиннокон-
тинентальных областей//Климат, рельеф и деятельность человека. - М.:
Наука, 1981.

А.Г.Тараканов

Особенности криогенного морфогенеза в бассейнах
верховьев рек Ак-Шийрак и Кара-Сай (Внутренний Тянь-Шань)

Климатические районы Внутреннего Тянь-Шаня активно осваиваются человеком. Без знания природы высокогорья невозможно рационально использовать его ресурсы. Так как район исследования находится в поясе с многолетней мерзлотой (ММ) и интенсивных процессов криогенного морфогенеза, то при большой хозяйственной нагрузке это может привести к нарушению равновесного состояния в экосистемах. В формировании и развитии рельефа, рыхлых отложений, растительности и других компонентов природы процессы криогенного морфогенеза и деятельность ММ занимает определяющее место, следовательно, их изучение становится одной из первостепенных задач в исследовании высокогорья. В данной работе рассматриваются некоторые элементы строения многолетнемерзлых пород (ММП), сезонноталого слоя (СТС), рельефа криогенного происхождения.

Район исследования занимает участок южного склона хребта Ак-Шийрак и прилегающую к нему часть межгорного понижения (бассейны верховьев рек Ак-Шийрак и Кара-Сай). В южной части хребта абсолютная высота составляет 3900-4800 м, а понижения - 3400-4000 м. На больших пространствах межгорного понижения и долин рек сформированы древнеледниковые отложения. Коренные породы представлены мета-

морфизованными сланцами, алевролитами, известняками и тонкозернистыми песчаниками, на ограниченных участках гипсом. Породы характеризуются слабой стойкостью к выветриванию, особенно к морозному, и быстро разрушаются до мелкозема, дресвы и щебня. Крупные и средних размеров глыбы в рыхлом покрове нехарактерны.

Зимы в данном районе суровые, но лето теплее, чем на тех же высотах Арабальских, Кумторских, Сары-Чатских сыртов, что обусловлено более южным положением территории и южной экспозицией склона хребта. Принимая вертикальный градиент средней годовой температуры на 100 м высоты в $0,7-0,8^{\circ}$, на ближайшей к району исследования метеостанции Ак-Шийрак (Климат Киргизской ССР, 1965), средняя годовая температура составит $-6-11^{\circ}$. Межгорное понижение характеризуется слабой увлажненностью. На отмеченной метеостанции среднее годовое количество осадков составляет 195 мм. Зимы обычно малоснежные или безснежные. В аномальные годы количество осадков превышает норму, по-видимому, в 1,5-2,0 раза, а по отдельным месяцам - в несколько раз.

Многолетняя мерзлота (ММ) в районе скорее всего сплошная. Об этом можно судить по большой абсолютной высоте территории, а в связи с этим и низкой средней годовой температуре грунта. До высоты 3800-3900 м развитию ММ благоприятствуют малоснежные зимы, инверсия температуры. Существование ММ подтверждается разрезами шурфов и естественными обнажениями. В одном из обнажений на абсолютной высоте около 3900 м мощность вскрытой верхней толщи ММП составила 20-40 м, а на высоте 4000-4100 м - 16 м. Общая мощность ММ больше высоты 3900 м, по-видимому, превышает 200 м. В междуречье Тарагай и Кара-Сай даже на высоте около 3300-3400 м, по данным А.П.Горбунова (1970) мощность ММ достигает 200-100 м.

Льдистость самой верхней части грубообломочных ММП составляет не менее 30%. Ниже кровли ММ 0,5-0,3 м она нарастает до 50%. В одном из обнажений (вскрытая мощность до 35 м), находящемся на южном склоне хребта Ак-Шийрак на высоте около 3900 м, юго-юго-восточнее перевала Коянды 6,2 км, льдистость ММП составляет не менее 50%. Отложения представлены щебнем, дресвой с включением мелких глыб и примесью до 7-10% мелкозема. Криогенная текстура базальная, на участках большого скопления дресвы и мелкозема шпировая. Лед в шпирях обычно чистый, прозрачный с включением пузырьков воздуха. В отложениях долинных каменных глетчеров на абсолютной высоте около 4000 м

до глубины 15,0 м льдистость ММП достигает 80%. Лед прозрачный, матовый с большим содержанием пузырьков воздуха.

В суглинистых грунтах верхние слои ММП характеризуются высокой льдистостью. Криогенная текстура массивная, слоистая средне-тонко- и микрошлировая. Толщина шпир составляет 0,2-2,0 мм и более. Грунт с массивной текстурой сильно льдистый (лед патентный). При сколе он имеет сильный стекловатый блеск и раковистый излом, а при таянии превращается в сильно переувлажненную текучую массу.

Как известно, толщина сезонноталого слоя (СТС) зависит от абсолютной высоты местности, гранулометрического состава, пористости и влажности грунтов, степени задернованности, крутизны и экспозиции склонов, толщины и плотности снежного покрова и других факторов. В зависимости от условий толщину СТС в значительной степени характеризует таблица, приведенная в тексте.

Таблица
Толщина сезонноталого слоя

Абс. высота, м	Экспоз. склона	Крутизна склона, град.	Толщина СТС, м	Литология пород
3700	С-В	Около 14	1,35-1,4	Преимущественно суглинок
3700	Д	12	Более 3,0	Суглинок, щебень, дресва, глыбы
3200	В-Д-Е	16-18	1,7	Щебень, мелкие глыбы, дресва, мелкозем
3960	Д-З	20-25	Более 2,0	Щебень, дресва, суглинок
4000	Д-З	26-29	1,5-1,7	Щебень, дресва, суглинок
4060	Д-З	20	1,3-1,5	Щебень, дресва, глыбы, суглинок
4080	Д	5-8	1,15-1,25	Щебень, дресва, глыбы
3750	Д	-	Более 5,0	Щебень, глыбы мелкие, дресва, незначительная примесь мелкозема
3700	З-Д-З	25	Более 2,5	Глыбы, щебень, суглинок, дресва
4000	Д	10-15	1,4-1,5	Щебень, глыбы
4100	Д	10-15	1,3-1,4	Щебень, глыбы
3920	Д-З	16-18		Суглинок, щебень, дресва

На заболоченных сильно задернованных участках суглинистых и глинистых грунтов в районе исследования толщина СТС не превышает 0,6 м. На склонах южной экспозиции и абсолютной высоте 3500-3700 м

на щебнисто-древянистых грунтах с незначительной примесью мелко-зема она максимальна и нередко превышает 3,0 м. Так, на высоте около 3750 м на склоне южной экспозиции подошва СТС не обнаруживается даже на глубине 4,6 м. На абсолютной высоте 4000-4200 м толщина СТС в глыбово-щебнистых отложениях не превышала 1,4 м.

По сравнению с Арабельскими, Кумторскими, Сарычатскими сыртами в районе исследования толщина СТС превышала более чем на 1,5 м, что обусловлено теплым здесь летом и меньшей влажностью грунтов. На Арабельских сыртах на склоне восточной экспозиции на высоте около 4000 м в грубообломочных грунтах она составляла около 1,0 м, тогда как в районе исследования на высоте 3950 м - 1,1-1,2 м, на склоне восточной экспозиции на высоте 3900 м - 1,7 м. На субгоризонтальной площадке на высоте около 3700 м на Арабельских сыртах в суглинке толщина СТС составляла 0,75-0,95 м. В хребте Ак-Шийрак даже на склоне северо-восточной экспозиции крутизной 14-16°, толщина СТС равнялась 1,35-1,45 м.

Льдистость мерзлых грунтов СТС в районе исследования возрастает с увеличением абсолютной высоты местности, что было определено повышением в этом направлении их влажности. В межгорном понижении на склоне северо-восточной экспозиции (высота 3700 м) в конце июля в мерзлом суглинке на глубинах 1,1-1,25 м в СТС видный лед не обнаруживался или же он присутствовал в виде редких кристалликов. Суглинок без труда брался кайлом и лопатой. После оттаивания он становился слабо увлажненным. В некоторых частях горизонта глубже 1,25 м эвидентного льда также не было. Близ кровли ММ он был выражен четко. Криогенная текстура массивная. У самого основания СТС при сколе мерзлый суглинок имел раковистый излом и стекловатый блеск, что свидетельствовало о значительном содержании в нем латентного льда.

На южном склоне хребта Ак-Шийрак выше 3850 м абсолютной высоты льдистость грунта в СТС была значительно выше, чем в отмеченных случаях. В грубообломочных грунтах лед обнаруживался в виде гнезд и линз толщиной до 5 мм и не сплошь занимал поры между обломками пород. Он присутствовал и в трещинах сильно разрушенных коренных пород. Криогенная текстура цементная, корковая, массивная, порфири-видная, редко базальная.

В районе исследования наиболее интенсивно протекают такие процессы криогенного морфогенеза, как морозное выветривание, крио-

генал десерпция, морозобойное растрескивание и морозная сортировка грунта, действие гольцового, стебелькового льда и льдистой корки грунта. Каменноглетчерный и солифлюкционный процессы протекают замедленно, морозное пучение практически отсутствует.

Для морозного выветривания в районе существуют благоприятные условия: большое число переходов температуры через 0° на поверхности почвы, достигающее, по-видимому, 200 и более раз в год. Глубокие суточные и сезонные амплитуды температуры, нестойкость пород к разрушению. В пределах хребта Ак-Шийрак морозное выветривание протекает энергичнее, чем в межгорном понижении, что объясняется большим увлажнением здесь грунта, высокой степенью расчлененности хребта и большей крутизной склонов. В связи с этим на склонах хребта от места разрушения продукты выветривания быстро удаляются агентами денудации. Поэтому на большей части склонов хребта СТС входит в коренные породы, интенсифицируя их разрушение. Энергичному выветриванию благоприятствует и значительная толщина СТС.

Из форм рельефа криогенного происхождения на склонах хребта широко развиты каменные полосы и щебнистые микрополосы, каменные солифлюкционные ступени, террасы, реже языки, наплывы, гирлянды, на выходящих участках иногда каменные многоугольники, встречаются и микромногоугольники (Тараканов, 1980; а, б, 1983).

Среди каменных полос преобладают щебнистые, развивающиеся обычно на склонах крутизной менее $30-33^{\circ}$ и с большим содержанием в рыхлом покрове верхнего горизонта мелкозема и дресвы. На более крутых склонах полосы отсутствуют, так как их зарождение и развитие подавляется гравитационными процессами. Ширина полос составляет 0,2-2,0 м; она определяется размерами обломков и их содержанием. Между грубообломочными линиями располагаются мелкоземистые с примесью дресвы, щебня или это преимущественно щебнисто-дресвянистые с ограниченной примесью мелкозема.

Грунтовые полосы - это параллельно расположенные между собой дернинные и мелкоземистые линии, ориентированные вниз по склону. Такие полосы встречаются ограниченно и только в межгорном понижении. В понижении на участках, лишенных дернины, со значительной примесью в грунте щебня и дресвы встречаются микрополосы. Они также состоят из расположенных между собой параллельно дресвянисто-щебнистых и земляных линий. Ширина земляных равна 5-20 см, щебнистых с дресвой - 2-15 см, глубина щебнистых - 3-10 см. Длина микроформы превышает нередко 10 м.

В межгорном понижении в связи со слабым увлажнением и преобладанием в рыхлом покрове мелкозема каменные многоугольники развиты очень редко и преимущественно на участках днищ долин с наледными полянами, где грунты максимально увлажнены.

В хребте они отмечались на выположенных каменистых участках и более всего на каменных глетчерах, древних моренах последних стадий наступания ледников. Многоугольники сложены щебнем, мелкими глыбами, дресвой и мелкоземом. Сортировка обломочного материала в них слабая. Поперечник форм редко превышает 3,0 м. Их величина определяется в основном размерами обломков.

В районе исследования широко развиты микромногоугольники в поперечнике 7–20 см с бордюрами из мелкого щебня и дресвы глубиной 3–7 см, внутренние части микроформ сложены мелкоземом с примесью дресвы и мелкого щебня.

Охарактеризованные образования развиваются преимущественно весной и в начале лета, когда грунт более всего насыщен влагой и существуют глубокие колебания температуры, а на склонах при таянии снега и снежников возникают параллельно расположенные между собой эрозионные борозды и микроборозды, направленные соответственно падению склона.

Развитие стебелькового льда и льдистой корки грунта также характерно для весны и начала лета, когда грунт наиболее увлажнен, а температура ночью опускается ниже 0°. Они формируются летом и осенью, особенно после циклональной погоды, сопровождающейся часто обильными снегопадами. В это время верхний горизонт грунта сильно насыщается влагой, а ночью промерзает до глубины 3–4 см.

Стебельковый лед и льдистая корка грунта принимают непосредственное участие в формировании и развитии микробугорчатой поверхности, пятен-медальонов и участков без дернины (Тараканов, 1980 б, 1982), широко распространенных в межгорном понижении, где в рыхлом покрове верхнего горизонта преобладает суглинок или его содержание значительно, а склоны сильно выположены.

Размеры и конфигурация пятен-медальонов разнообразны. Нередко участки состоят не из пятен, а из лишенных дернины поверхностей с куртинами травы. Прежде на них существовали пятна-медальончики. Здесь и сейчас наблюдаются их остатки. На пятнах продолжают развиваться стебельковый лед и льдистая корка грунта, которые постепенно уничтожают дернину между ними. Соединяясь между собой, они образуют об-

ширные поверхности без растительности. При своем формировании стебельковый лед и льдистая корка грунта разрывает и отчуждает дернину или она заворачивается ими. После уничтожения растительности стебельковый лед и льдистая корка препятствуют ее появлению и росту. Летом их действие ослаблено, на пятнах появляется разреженная травянистая растительность. Весной, иногда осенью стебельковый лед буквально выкорчевывает появившиеся и старые растения. Пятна опять становятся лишенными их. При существовании в продолжении ряда лет благоприятных условий для произрастания травы многие из них могут полностью зарастать.

Микробугорчатая поверхность возникает вследствие поднятия кристаллами стебелькового льда грунта толщиной до 5-7 см и увеличения объема сильно льдистой корки грунта, а затем неравномерного их стаивания. Превышение положительных микронеровностей над отрицательными составляет 1-7 см. Дождями, сильными ветрами и гравитационной микронеровности быстро нивелируются. За сезон на одном месте такие поверхности возникают, по-видимому, до 10 раз и более. При чрезмерном выпасе скота в сыртовых районах микробугорки быстро выполаживаются копытами животных. Уплотнение грунта с поверхности и уничтожение растительности активизирует развитие стебелькового льда и льдистой корки грунта, т.е. кроме непосредственного уничтожения травянистой растительности и дернины, животные, уплотняя грунт, сильно активизируют их уничтожение стебельковым льдом и льдистой коркой грунта.

Микробугорчатые поверхности часто развиваются на фоне микрополигонального рельефа с поперечником форм 5-20 см. При образовании стебелькового льда и льдистой корки грунта блоки микрополигонов нередко приподнимаются и сильно деформируются, вследствие чего многие из них только что возникших таких форм уничтожаются. Происхождение микрополигонов связано с усыханием влажного мелкоземистого грунта. Если при увлажнении грунт с микрополигонами не трансформируется в полужидкую текучую массу и они не уничтожаются стебельковым льдом и льдистой коркой, то микрополигоны могут существовать от нескольких месяцев до многих лет. На суглинках с примесью щебня и дресвы они преобразуются в щебнисто-дресвянистые микромногоугольники (Тараканов, 1980 б).

В районе исследования курумы и каменные моря распространены ограниченно и только в пределах хребта как на склонах, так и на каменных глетчерах и древних моренах.

Несмотря на то, что межгорное понижение характеризуется слабым увлажнением, тем не менее и здесь, хотя и ограниченно, развит солифлюкционный рельеф, распространенный до гляциально-ниваль-ного пояса. С повышением высоты местности условия увлажненности для его развития становятся благоприятнее, но ухудшаются литологические и морфологические. В этом направлении рыхлые отложения становятся грубее, а склоны круче. Поэтому активность солифлюкции убывает с возрастанием высоты местности. В межгорном понижении распространены мелкоземистые с разной степенью задернованности солифлюкционные микроформы: ступени, языки, тропинчатые склоны, встречаются и крупные террасы, языки, гирлянды, изредка потоки. Крупные формы часто не имеют высоких и очень крутых уступов, как это наблюдалось в районах с большим количеством осадков.

На склонах хребта обычно развиты каменные солифлюкционные языки, ступени, наплывы, но широкого распространения здесь они не получили, как это имело место в более северных районах Тянь-Шаня (Тараканов, 1980 а). Высота уступов форм в этом районе редко превышает 0,6–0,7 м.

В межгорном понижении солифлюкционные микроформы имеют высоту 0,05–0,25 м, ширину площадок – 0,2–1,5 м и сложены суглинком с примесью щебня, дресвы, редко без них. Уступы и площадки задернованы слабо или растительность отсутствует. На многих склонах вместе с микроформами встречаются и крупные солифлюкционные языки, террасы, иногда гофрированные поверхности. Последние имеют вид прямолинейных или дугообразных валиков высотой 0,3–0,5 м, встречаемых иногда на задернованных склонах.

Высота уступов крупных солифлюкционных мелкоземистых языков в межгорном понижении редко превышает 0,7 м, обычно же составляет 0,3–0,6 м. Очень крутые уступы имеют место только в очень динамичных образованиях, в других случаях они выположены. Расстояние от тыльных их частей до уступов языков достигает 10 м и более.

Формирование и развитие солифлюкционных микроформ и крупных солифлюкционных образований в межгорном понижении происходит преимущественно весной и в начале лета. Вследствие значительного количества выпадающих атмосферных осадков и таяния снега, снежников в это время грунт до глубины 0,6–0,7 м становится переувлажненным. Летом грунт быстро иссушается и солифлюкция не развивается. Солифлюкционный рельеф может возникать и на южных склонах. В этом слу-

чае формы обычно с расплывчатыми и выположенными уступами. Они очень слабо задернованы или растительность на них отсутствует. Это может свидетельствовать о совсем недавнем образовании и сравнительно высокой динамичности таких форм. Наиболее активно они развиваются в годы с высоким увлажнением.

В данном районе отсутствуют "плавающие" и выпучивающие глыбы, бугры морозного пучения, за исключением очень редких кочек на заболоченных участках, тогда как в увлажненных районах они распространены широко (Тараканов, 1981, 1984 а). Эти факты и очень слабое развитие каменных многоугольников свидетельствуют о значительной сухости климата в межгорном понижении.

В районе исследования каменные глетчеры развиты ограниченно, что объясняется неблагоприятными литологическими условиями, высоким положением местного базиса эрозии (абсолютная высота 3500-3900 м) и др. Для других районов Тинь-Шаня это подтверждается нашими исследованиями (Тараканов, 1984 б, 1987).

На южном склоне хребта Ак-Шийрак существуют главным образом долинные и присклоновые каменные глетчеры. В первом типе основное развитие получили формы, выше верхних концов которых существуют ледники, встречаются и такие, где ледников нет. Первые питаются преимущественно обломками пород морен последних стадий наступания ледников в голоцене и "мертвым" льдом в них, вторые - обломками со склонов. Все формы расположены в пределах хребта и ни один из них не опускается в межгорное понижение.

В данном районе каменные глетчеры развиты на больших абсолютных высотах (3750-4400 м), что объясняется, как уже отмечалось, высоким положением местного базиса эрозии, а также южной экспозицией склона хребта и более южным положением района по сравнению с теми, где глетчеры располагаются ниже. Присклоновые формы опускаются до самых низких абсолютных высот - 3750-3850 м, верхние части долинных и присклоновых достигают высоты 4400-4500 м.

Комплекс типов форм рельефа, особенности строения и распространения форм, отсутствие бугров морозного пучения, "плывущих" глыб и др., а также строение пород СТС подтверждают ограниченное выпадение атмосферных осадков в районе исследования, особенно в межгорном понижении. По формам рельефа криогенного происхождения, строения СТС можно идентифицировать многие физико-географические условия района. Процессы криогенного морфогенеза наиболее интенсивно протекают весной и в начале лета.

ММ развита, по-видимому, повсеместно. Влажность верхней голщи суглинистых ММП превышает верхний предел пластичности. Щебнисто-дресвянистые с примесью мелкозема или без него отложения ММП имеют базальную или слоистую шлировую криогенную текстуру.

Чрезмерный и бессистемный выпас скота без учета природных условий высокогорья приводит к прямому разрушению почвенного покрова и дернины. Выпас через изменение механических свойств грунта, уничтожение растительности усиливает процесс формирования стебелькового льда и льдистой корки грунта, а это активизирует разрушение дернины, почвы, уничтожение растительного покрова. Все вместе взятое ухудшает состояние пастбищ или приводит их в негодность.

Л и т е р а т у р а

Горбунов А.П. Мералотные явления Тянь-Шаня. - М., 1970. - 265 с.

Климат Киргизской ССР. - Фрунзе, 1966. - 289 с.

Тараканов А.Г. Каменные солифлюкционные формы рельефа на Тянь-Шане//Геоморфология. - № 3. - 1980 г. - С. 98-105.

Тараканов А.Г. Микроструктурные грунты Терской Ала-Тоо//Закономерности развития рельефа и ледников Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим, 1980 г. - С. 85-96.

Тараканов А.Г. Особенности строения и развития кочек в высокогорье Тянь-Шаня//Гляциологические исследования в Киргизии. - Фрунзе: Илим, 1981. - С. 120-134.

Тараканов А.Г. Пятна-медальоны в высокогорье Тянь-Шаня//Геоморфология. - № 3. - 1982. - С. 74-82.

Тараканов А.Г. Грунтовые полосы Внутреннего Тянь-Шаня и хр. Терской Алатау//Изв. ВГО. - Т. 115. - Вып. 6. - 1983. - С. 532-537.

Тараканов А.Г. "Плывущие" глыбы в высокогорье Тянь-Шаня//Геоморфология. - № 3. - 1984. - С. 88-95.

Тараканов А.Г. Особенности распространения и условия развития каменных глетчеров в высокогорье Тянь-Шаня//МГУ. - № 51. - 1984 г.

Тараканов А.Г. Каменные глетчеры хребта Джетим-Вель (Внутренний Тянь-Шаня)//Изв. ВГО. - Т. 119. - Вып. 1. - 1987. - С. 63-67.

Вопросы хозяйственного использования и охраны природы
в бассейне р. Кичи-Нарын

Влияние человека на природу в целях ее исследования качественное, чем любых других живых существ - "животное только пользуется внешней природой и производит в ней изменения просто в силу своего присутствия, человек же вносимыми изменениями заставляет ее служить своим целям, господствует над ней" (Энгельс, 1969, с. 153).

Однако для рационального использования природы необходимо глубокое познание закономерностей ее развития, всесторонний учет ее ресурсов и возможностей.

Существенную роль в этом играют географические науки, которые призваны "обеспечивать разработку научных основ охраны и преобразования окружающей среды в целях повышения эффективности территориальной организации жизни общества, рационального использования естественных ресурсов, дальнейшего развития общественного производства и оптимизации условий жизни и деятельности населения" (Научно-техническая революция и география, 1978, с. 74).

Роль человека в формировании и развитии современного рельефа определяется степенью изменения структуры земной поверхности и баланса вещества, входящего в биосферу. На первых этапах становления человеческого общества изменения поверхности Земли носили очаговый характер и ограничивались изменениями микрорельефа. В последние десятилетия человек, вооруженный современной техникой, становится мощным рельефообразующим фактором. Интенсивное развитие всех видов хозяйственной деятельности приводит к изменению рельефообразующих процессов, коренной или частичной перестройке земной поверхности, образованию форм рельефа, развивающихся по другому пути, нежели естественные формы в данном регионе. В связи с этим возникла необходимость изучения антропогенного морфогенеза. Проблема эта еще слабо разработана из-за молодости антропогенной геоморфологии - нового раздела в системе наук о Земле.

Значительную работу в этом плане ведут киргизские географы. За последние годы ими выполнен большой объем разносторонних исследований, направленных на разработку целого ряда актуальных научных

проблем, важных для теории и практики хозяйственного освоения горных районов Киргизии. Все они нацелены на решение основной задачи — наиболее эффективного использования горных территорий в сельском хозяйстве.

Исследованная нами территория располагает огромными массивами пастбищ, имеющих важное значение для животноводства в Иссык-Кульской области Киргизской ССР.

Разнообразие природных условий в описываемых районах позволяет пользоваться подножными кормами в течение этого года. Скот здесь как бы идет за весной. Весенний выпас ведется на предгорных равнинах по мере созревания травостоев скот перегоняется все выше (верховье долины Кичине-Карагаман, Дзылу-Суу, Уч-Эмчек, Бурхан, Кара-Саз, Джиланач и др.) и в июне-начале июля достигает высокогорных летних пастбищ (джайлоо). Затем он спускается в предгорья (долина рр. Арчалы, Сары-Кунгей, Бугулу-Тор, Джиланач и др.) и на подгорные равнины, где имеются неполный усохший травостой, стерня и корма полевого кормопроизводства.

На исследуемой территории круглогодичная система использования пастбищ является наиболее рациональной. Особенно в этом отношении благоприятны бассейны рек Джиланач, Арчалы, Капка-Таш, Чон-Карагаман, Сары-Кунгей и Бугулу-Тор. Однако кормовые угодья зачастую используются по старинке, без учета особенностей возобновления ценных кормовых трав. В результате происходит деградация пастбищ. Этим наносится огромный ущерб народному хозяйству. Пастбищное животноводство и в будущем останется важнейшей отраслью сельского хозяйства района. Его интенсификация требует проведения глубоких научных исследований и составления крупномасштабных ландшафтных карт и карт земельного кадастра. Геоморфологическая карта-схема (Сыдыков, 1989), составленная нами на территорию указанного района, может послужить основой для разработки выше указанных ландшафтных карт.

Основными мероприятиями повышения продуктивности пастбищ здесь, бесспорно, должны быть рациональное использование естественных травостоев и правильный выпас скота. Интересы развития животноводства требуют создания страховой кормовой базы непосредственно в самих Балгартской, Арчалинской, Карагаманской, Джиланачской долинах и Оруктамском, Кенсазском и Капкашатском урочищах. Для этого необходимо применять загонный выпас скота, на участках, удобных для орошения, целесообразно применить поливы. Орошение, по-видимому, основ-

ной путь повышения продуктивности пастбищ пустынного пояса. Оно направлено на превращение пустынно-степного процесса почвообразования в луговой. Опытами почвоведов (Мамытов и др., 1962) показано, что при срошении с применением удобрений урожайность естественного травостоя увеличивается в среднем в пять раз, т.е. достигает 18 ц/га против 3-4 ц/га. Для орошения удобно использовать воды многочисленных верхних притоков рек Бурхан, Джылу-Суу, Карагаман, Арчалы, Джиланач и т.д.

Практика пастбищного использования сыртовых территорий выявила еще один весьма эффективный метод улучшения естественного травостоя и значительного повышения продуктивности естественных пастбищ. Это создание искусственных утеков, представляющих собой места непродолжительной стоянки овец, обогащенные навозом. При правильном чередовании их общая продуктивность пастбища может значительно повыситься: до 37,8 ц/га (зеленая масса) и 13,4 ц/га (сухая масса) против 3,5-4,0 ц/га в естественных условиях (А.М.Мамытов и др., 1962). Кроме того, создание искусственных утеков в сочетании с орошением и применением минеральных (суперфосфат и аммиачная селитра) удобрений, может давать значительно большие урожаи надземной части растительности и запасов корневых масс (Мадаминов, 1968, 1971).

Природные условия в долинах рек Балгарт, Чон и Кичине-Карагаман, Кара-Саз и др. пригодны для создания дополнительного количества кормов за счет земледелия.

Возможности высокогорного земледелия на Восточном Памире доказаны работниками Памирской биологической станции - на высотах 3550-3860 м испытаны в севообороте некоторые хлебные злаки, зернобобовые, кормовые и другие культуры (Синьковский и др., 1965; Падыев, 1972). Началом высокогорного земледелия сыртовой полосы должно стать травосеяние. Наиболее пригодными для этих целей травами являются костер безостый, пырей бескорневищный, волоснец сибирский, волоснец даурский и др. При их посеве обеспечивается сбор кормовых единиц в десять раз больше; чем на естественных пастбищах и сенокосах, при этом накапливаются запасы корневой массы до 400 ц/га (Гусарова, Цеканов, 1962; Мамытов и др., 1962).

Высоколежащие долины (Джылу-Суу, Карагаман, Уч-Эмчек, Бурхан, Арчалы, Джиланач и др.) имеющие в головных частях обширные фирновые поля и ледники, часто являются путями стекания холодных и плотных масс воздуха (ледниковые ветры), благодаря чему в них наблюда-

ются температурные инверсии. Посевы зерновых в них могут иногда не вызревать, страдая от ранних весенних заморозков, тогда как выше, на склонах тех же долин, их губительное действие исключается. Сеять здесь нужно зерновые (прежде всего ячмень), а также зернобобовые кормовые культуры, на более высоких частях склонов, пологих их участках.

Суммы положительных температур выше 0° (по метеостанции Долом - 1020° , Нарын - 2508° , Тянь-Шань - 300°) показывают, что в условиях нашего района для полного вызревания ячменя тепла недостаточно. Однако для заготовок сена на зиму можно косить ячмень в фазе молочно-восковой спелости. Это делает целесообразным широкое внедрение в практику посевов ячменя для нужд животноводства Тонского, Джеты-Огузского, Нарынского районов в самом ближайшем будущем.

Недостаток тепла - основная проблема, сдерживающая развитие овощеводства в указанном районе. В естественных условиях даже самые скороспелые и морозоустойчивые сорта овощных культур вызревать здесь не могут. Между тем транспортировка овощей в высокогорные районы связана с большими трудностями. Необходимо изыскивать другие пути для обеспечения овощами и фруктами постоянно растущее население этого края. Одним из таких путей может явиться развитие парникового хозяйства.

Опытами сотрудников Тянь-Шаньской физико-географической станции АН Киргизской ССР установлено, что на больших высотах (2600-2700 м) при солнечной погоде, независимо от температуры воздуха, температура в парнике может достигать $23-30^{\circ}$ и даже 35° . Влажность воздуха увеличивается до 90%. В парнике, по ориентировочным подсчетам, можно получить высокие урожаи: редиса - до 100-150 ц/га, редьки - до 130-150, репы - до 130-180, турнепса - до 200-240 ц/га (Кириллова, Райкова и др., 1963). Для простейших парников требуется очень дешевый материал - полиэтиленовая пленка. При правильном (по отношению к ветру) построении парников, почти все капитальные затраты полностью окупаются за один год. Кроме того, в результате чередования парников, между ними остаются защищенные от ветра полосы, куда можно высевать различные морозоустойчивые травы.

Гляциально-нивальная зона исследованного района имеет важное народно-хозяйственное значение, так как именно здесь сосредоточена основная масса водных ресурсов в виде снега, фирна и льда.

Важными естественными ресурсами района являются минеральные источники. В долинах рек Бурхан и Дзылу-Суу имеются десятки углекислых источников с суточным расходом от 1830 до 2550 м³. К сожалению, в настоящее время источники используются стихийно. Поэтому целесообразно закрепить их за ближайшими колхозами (им.К.Маркса, В.И.Ленина Тонского района), привлечь медицинских консультантов и открыть при источниках межколхозные лечебно-оздоровительные пункты.

Кроме того, высокогорный климат может использоваться для лечения некоторых заболеваний. Об этом говорят результаты временного (1960-1961) стационарного опыта, проведенного кафедрой психиатрии Киргизского медицинского института под руководством Н.В.Конторовича. Двухлунное пребывание здесь группы больных улучшило здоровье большинства из них.

Вопросы дальнейшего освоения природных ресурсов - повышение продуктивности естественных пастбищ, создание высокогорного земледелия, использование минеральных источников - должны решаться совместными усилиями многих специалистов, в том числе физико-географов, агрономов, почвоведов, мелиораторов и медицинских работников, с участием работников плановых и строительных организаций.

Вопросы охраны природы. Верховный Совет Киргизской ССР принял законодательные акты, определившие правовые основы защиты природы республики. Конкретные пути охраны природы намечены постановлениями ЦК КПСС и Совета Министров СССР.

Замечательна и многообразна природа бассейна Кичи-Нарына. Полупустыни предгорий сменяются в горах еловыми лесами, которые выше переходят в субальпийские луга, чередующиеся с островками арчового стланика, а еще выше коврами ярких цветов раскинулся альпийский пояс, примкнувший к вечным снегам и неприступным скалам. Разнообразен здесь и животный мир. У границы вечных снегов бродят стада горных козлов и архаров, грациозные козули обитают в чаще еловых и арчевых лесов, местами встречается дикий кабан.

Все эти промысловые животные в 30-х годах, по данным местных жителей, были многочисленными. Неумеренная охота и браконьерство привели к тому, что число их значительно сократилось. Самый крупный из копытных - марал - совсем исчез, и лишь названия отдельных урочищ (Бугулутор) напоминают о том, что когда-то он жил здесь.

К сожалению, и в настоящее время нередки случаи браконьерств-

ва. Чабаны и различные экспедиции вооружены нарезным оружием, которое используется не по назначению. Браконьерный отстрел диких животных ведется по сути круглый год. В долине рек Джиланач, Арчалы, Бурхан редко видишь даже сурков, численность которых в последние годы резко сократилась.

Значительная часть животных гибнет от волков, которых еще довольно много. Не раз приходилось находить косуль и молодых козорогов, задранных ими. Часто нападают волки и на домашний скот. По данным зоолога В.А.Вырпаева (1981), за один зимний сезон в колхозах и совхозах Иссык-Кульской области волки задрали и задушили 430 голов овец, 235 крупного рогатого скота. Поэтому численность волков необходимо сократить. Волков добывают отдельные чабаны и охотники, но гораздо эффективнее была бы коллективная охота по их истреблению путем применения отравляющих приманок.

Следует использовать зарубежный опыт по организации охотничьего дела, в частности, в Чехословакии и Румынии. Несмотря на большую плотность населения, по количеству дичи на единицу площади, Чехословакия занимает одно из первых мест в мире, уступая лишь Англии по куропаткам, и Канаде по копытным.

Следует напомнить, что сохранность и регулирование численности диких животных зависят не только от штатных работников охраны природы, но и от массового участия в этом деле широких кругов населения. Только строгий контроль положит конец браконьерству и расхищению природных богатств.

Следует отметить, что эксплуатация горных лесов исследованных нами территорий (бассейнов р.Ичке-Тор, Арчалы, Бугулу-Тор, Кур-Сай-левый приток К.Нарына) для получения строительного материала и топлива требует большой осторожности. Древесная растительность на крутых склонах хр.Джетим и Джетим-Бель играет огромную почвозащитную роль, оказывая также регулирующее действие на сток горных рек. Не следует забывать, что лесной пояс в горах – это зона максимальных осадков, где эрозийные процессы могут развиваться особенно интенсивно. Истребление древесной растительности на крутых склонах (особенно это наблюдается в бассейнах рек Ичке-Тор и Бугулу-Тор) зачастую приводит к полному смыву почвы и коры выветривания, способствует быстрому сбегаю с них дождевых вод в тальвеги, вызывая тем самым бурные и резкие паводки после каждого сильного дождя. Освоенные от рыхлого покрова скалистые склоны гор (например, хр.Дже-

тим и Джетим-Бель) подвергаются энергичному физическому выветриванию, доставляющему на дно ущелий огромные массы обломочного материала. Последний способствует формированию разрушительных селевых потоков в руслах рек. Особенно опасно оголение от леса крутых склонов глубоких эрозионных ущелий бассейнов р.Калмакашу, Эки-Бала, Бугулу-Тор-левый приток К.Нарына.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство, связанное с охраной горных лесов. Верхние горизонты склонов гор, расположенные выше верхнего предела древесной растительности, заняты субальпийскими и альпийскими лугами, которые во многих районах Иссык-Кульской области используются как летние пастбища для крупного и для мелкого скота. Стада, перегоняемые на летний период на эти пастбища или возвращающиеся осенью обратно вниз, неизбежно должны пересекать дважды пояс древесной растительности. При этом, особенно на обратном пути осенью, чабаны нередко сознательно задерживают скот в пределах лесной зоны, выпасая его некоторое время на лесных лужайках с пышной травяной растительностью, еще продолжающей вегетировать на этих высотах. Скот, особенно овцы и козы, уничтожают наряду с травяной растительностью также и весь молодой подрост и препятствуют, таким образом, естественному возобновлению леса. Такое явление имело место в бассейнах рек Кайинды, Калмакашу, Кур-Сай, Бугулу-Тор-сев.склоны хр.Джетим. При рациональной организации хозяйства Иссык-Кульской области для устранения этого вредного явления следует установить строго определенные пути массового прогона скота, располагая их таким образом, чтобы они обходили крупные лесные массивы, а также запретить задержку скота в поясе древесно-кустарниковой растительности.

Природа, ее неповторимая красота и богатство общенародное достояние. Поэтому ее охрана должна рассматриваться как всенародное дело. Сохранение всех видов живых организмов, типичных участков природы совершенно необходимо для глубокого и всестороннего изучения природы. Чем полнее сохранится природа в ее естественном многообразии, тем легче выявить закономерности вносимых человеком изменений, делать прогнозы развития общества и природы.

Конечная цель охраны природы заключается в обеспечении благоприятных условий для существования человека, развития хозяйства, науки и культуры всех народов, населяющих нашу планету.

Л и т е р а т у р а

Вырыпаев В.А. Воли в горных районах Тянь-Шаня//Охотнику и рыбаку.- Фрунзе: Кыргызстан, 1981.- Вып.3.

Гусарова А.Н., Цеканов А.С. Высокогорное травосеяние на Ак-Сае.- Фрунзе: КирНИИЖ, 1962.- Вып.17.

Кириллова Е.Г., Нигматулин Ф.Г., Райкова И.А. Результаты исследований высокогорного земледелия на Памире//Тр.Памирской биологической станции АН Тадж.ССР.- Душанбе, 1963.- Т.1.

Мадеминов А. Минеральные удобрения значительно увеличивают урожай естественных трав//Сельское хозяйство Таджикистана.- 1968.- № 2.

Мадеминов А. Удобрения приумножают урожай//Лука и пастбища.- 1971.- № 5.

Мамытов А.М. Опыт стационарного изучения высокогорных почв (на примере Аксайской долины).- Фрунзе: Изд-во АН Кирг.ССР, 1962.

Мамытов А.М. Почвы Центрального Тянь-Шаня.- Фрунзе: Изд-во АН Кирг.ССР, 1963.

Материалы XXVII съезда КПСС.- М., 1986.

Научно-техническая революция и география.- М.: Прогресс, 1978.

Синьковский Л.П., Ермоленко М.А., Валиев А.В. Рекомендации по улучшению весенне-зимних пастбищ Таджикистана.- Душанбе: Ирфан, 1965.

Сыдыков Дж. Геоморфология и палеогеография бассейна реки Малый Нарын (Внутренний Тянь-Шань).- Фрунзе: Илим, 1989.

Энгельс Ф. Диалектика природы.- М., 1969.

Шадыев К. Улучшение природных кормовых угодий Юго-Западного Таджикистана: Автореф.дис.... канд. геогр. наук.- Душанбе, 1972.

И.А. Асанбеков

Черноземные почвы сельскохозяйственной территории Прииссыккуля

В Иссык-Кульской котловине почвы черноземного типа довольно значительно распространены, особенно в Восточно-Прииссыккульском

почвенном округе. Однако по черноземным почвам Прииссыккулья материалов опубликовано недостаточно.

Некоторые сведения о черноземных почвах Прииссыккулья содержатся в работах К.Д.Глинки (1909), Л.И.Прасолова (1909), Р.И.Аболина (1930), Ф.А.Попова (1949), М.А.Глазовской (1959), А.М.Мамытова (1963, 1967).

К.Д.Глинка в своей работе "К вопросу классификации туркестанских почв" приводит ряд сообщений по распространению черноземных почв в различных районах Семиреченской области и в том числе Пржевальском подрайоне.

В 1909 г. черноземы Иссык-Кульской котловины и почвы других межгорных впадин Центрального Тянь-Шаня отрывочно изучались Л.И.Прасоловым. Он по поручению Переселенческого управления проводил маршрутную экспедицию по Южному Семиречью - в Пржевальском и Пишпекском уездах.

Ф.А.Попов (1949) в своей работе "Почвы Иссык-Кульской котловины" выделяет в пределах восточной равнинной части территории черноземовидные и черноземные почвы. Почвы разнотравно-злаковых степей он относит к черноземам.

М.А.Глазовская (1955) отмечает, что горно-равнинные почвы Иссык-Кульской впадины по своим морфологическим свойствам являются переходными и напоминают южные малогумусные черноземы или темно-каштановые почвы. Далее указывает, что "наряду с чертами сходства с черноземами равнин почвы восточной части Иссык-Кульской впадины имеют некоторые специфические особенности, сказывающиеся на их морфологических и физических свойствах, на количестве и составе микрофлоры и на составе органического вещества". Она считает невозможным объединение их с черноземами. По ее мнению, их правильнее называть черноземовидными горностепными почвами.

А.М.Мамытов (1963) эти почвы предлагает называть "горно-равнинными черноземами", т.к. черноземы Центрального Тянь-Шаня являются горными почвами. В них почвообразовательный процесс протекает иначе, чем на равнинах СССР. Такое название нам кажется более удачным, чем "черноземами" или "черноземовидные", т.к. оно правильно отражает условия почвообразования. Мы при описании этих почв придерживаемся мнения А.М.Мамытова и относим почвы под разнотравными злаковыми степями в восточной, наиболее хорошо увлажненной части Иссык-Кульской котловины, развивающиеся на делювиально-пролювиальных шлей-

фах у подножий хребтов Терской Ала-Тоо и Кунгей Ала-Тоо, к горно-равнинным черноземам, а на пониженных элементах рельефа, где близко залегают грунтовые воды, например, Кара-Чункур, Луговое и др., — к лугово-черноземным почвам, а те почвы, которые встречаются в лугово-степном поясе горных склонов, — к горным черноземам.

Из вышележащего видно, что все предшествовавшие исследователи изучали черноземные почвы Прииссыкулья или в общих чертах, попутно с почвами всего Центрального Тянь-Шаня (Прасолов, 1909; Мамытов, 1963), или лишь какой-либо отдельной снежной территории (Попов, 1949; Глазовская, 1953).

В связи с этим нами было предпринято более детальное исследование генезиса и свойств черноземных почв, встречаемых как во внутренней части Прииссыкулья, так и в долине Каркыра. В отличие от черноземных почв других межгорных впадин Центрального Тянь-Шаня в Иссык-Кульской котловине очень широко распространены горно-равнинные и горные черноземы. Причем горно-равнинные черноземные почвы распространены, главным образом, в Восточно-Прииссыкульском округе Центрально-Тянь-Шаньской почвенной провинции.

Район распространения черноземных почв характеризуется умеренно холодной снежной зимой и теплым летом. Среднегодовая температура воздуха колеблется от $4,4^{\circ}$ до $4,7^{\circ}$. Годовая сумма осадков в районах распространения горно-равнинных черноземов составляет от 500 до 600 мм с летним максимумом, а в районах распространения горных черноземов она увеличивается до 650–700 мм. Равномерное увлажнение по сезонам года благоприятствует развитию хорошего травостоя. Растительность представлена различными формациями. На наклонных подгорных равнинах, спускающихся к долинам рек Джергалаи, Туп и Каркыра, местами сохранились разнотравно-злаковые луговые степи. Наиболее распространенными представителями для горных черноземов являются: тысячелистник, герань луговая, ежа сборная, мятлики, савель, шемур, молочай и др. Из кустарников произрастают шиповник, жимолость, боярышник и прочее.

Основными почвообразующими породами горно-равнинных черноземов являются пролювиально-делювиальные суглинки, подстилаемые с различной глубины валунно-галечниковыми отложениями, а горных черноземов — продукты выветривания (элювий и делювий) гранитов, гнейсов, сланцев и др. В связи с большим различием между горными и горно-равнинными черноземами мы ниже остановимся более подробно на характеристике этих типов почв.

Горно-равнинные черноземы в отличие от почв горных склонов распространены на более выровненных геоморфологических элементах рельефа. Они занимают абсолютные отметки в пределах 1800-2000 (2100) м. Горно-равнинные черноземы Прииссыкулья по содержанию гумуса подразделяются на черноземы малогумусные и черноземы среднегумусные.

Горноравнинные малогумусные черноземные почвы значительными массивами встречаются в урочище Каркыра, а также небольшими участками на нижних и средних частях селений Шаты, Ичке-Су и др. Следует отметить, что малогумусные черноземы урочища Каркыра по ареалу и своему генезису не имеют аналогов среди черноземов других районов Киргизии. В этих почвах хорошо сочетаются признаки черноземов межгорных впадин, горных склонов и горно-луговых почв.

Горно-равнинные малогумусные черноземные почвы формируются под разнотравно-злаковыми луго-степями, которым часто сопутствуют различные кустарники.

Почвообразующими породами служат хрящеватые суглинки, подстилаемые на различной глубине (не более 0,7-1,5 м) каменно-галешиновыми отложениями.

Основными морфологическими признаками горно-равнинных малогумусных черноземов являются: темно-бурая или темно-коричневато-бурая окраска верхних гумусовых горизонтов, пороховидно-комковатая и комковатая структура, суглинистая. Верхние горизонты от карбонатов выщелочены.

По механическому составу (табл. I) горно-равнинные малогумусные черноземные почвы преимущественно относятся к хрящеватым легким и средне-суглинистым разностям. Изредка встречаются тяжелосуглинистые разности. Сумма частиц менее 0,01 мм в верхних горизонтах колеблется в пределах 28-30%. Соотношение крупно-пылевых частиц (0,05-0,01 мм) и физической глины (0,01 мм) значительно меньше, чем у среднегумусных черноземов. В составе механических фракций преобладает мелкий песок (0,25-0,05 мм), количество которого достигает 35-45%, значительно также содержание среднего песка (1,0-0,25 мм) и мелкой пыли (0,005-0,001 мм), которые почти равномерно распределены по почвенному профилю.

Горно-равнинные малогумусные черноземные почвы отличаются от среднегумусных черноземов меньшим количеством гумуса. Эти почвы в верхнем гумусовом горизонте содержат от 4,0 до 6,0% гумуса с по-

Механический состав горно-развиных мелкогумусных черноземов

№ разреза	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)							Сумма частиц 0,01
			1,0-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001	0,001	
2	0-14	2,97	15,91	35,29	20,40	7,82	13,90	6,68	28,40	
	16-26	2,87	26,51	35,87	15,22	5,80	11,00	5,50	22,40	
	32-42	1,84	27,10	45,10	13,66	2,04	8,22	3,86	14,12	
32	0-10	2,89	17,25	32,31	19,27	10,31	13,12	7,74	31,17	
	10-20	2,67	25,18	31,12	17,29	7,24	12,28	8,89	28,41	
	23-33	2,31	27,46	29,44	15,40	7,91	12,14	7,65	27,70	
	40-50	1,78	25,83	35,43	13,72	7,68	10,43	6,91	25,02	
	60-70	1,23	27,18	40,32	11,87	5,42	8,93	5,28	20,63	

Таблица 2
Химический состав горно-равнинных малогумусных черноземов

№ № разре- за	Глубина, см	Гумус, %	Азот общий, %	C:N	CO ₂ , %	рН	Емкость поглоще- ния	Поглощенные основания мг-экв на 100 г почвы		
								Ca	Mg	Сумма
2	0-14	4,25	0,29	8,5	нет	6,24	17,96	12,46	0,36	12,82
	16-26	3,26	0,16	11,7	нет	6,81	17,63	4,30	3,18	7,48
	32-42	2,85	0,15	11,0	0,47	6,86	16,27	6,20	4,26	12,46
32	0-10	5,83	0,31	10,9	нет	6,37	29,64	15,3	1,3	16,6
	10-20	3,49	0,19	10,6	нет	6,78	27,87	12,7	2,1	14,8
	25-33	2,98	0,17	10,1	нет	6,89	16,32	10,9	4,4	15,3
	40-50	1,41	не опр.	не опр.	нет	6,97	15,46	8,6	5,1	13,7
	60-70	1,17	не опр.	не опр.	0,39	6,83	13,92	8,0	5,3	13,7

степенным убыванием органического вещества с глубиной (табл. 2). Карбонаты из верхних горизонтов вымыты на значительную глубину и в 60-70-сантиметровом слое содержание CO_2 составляет 0,39%. Почвы имеют сверху слабокислую, внизу нейтральную реакцию. Величина pH водной суспензии равна 6,4-6,9. По содержанию азота эти почвы относятся к плодородным. В гумусовом горизонте содержится 0,29-0,35% общего азота. Отношение углерода к азоту составляет 8,3-10,9.

Величина емкости поглощения в этих почвах, по нашим данным, в верхнем гумусовом горизонте равна 19-30 мг-экв на 100 г почвы. Почвенный поглощающий комплекс насыщен кальцием и магнием.

Горно-равнинные малогумусные черноземные почвы незасолены и несолонцеваты, что связано с выпадением большого количества осадков и хорошей дренированностью.

Следует отметить, что по некоторым признакам, особенно по содержанию гумуса, CO_2 карбонатов, pH, малогумусные черноземные почвы мало отличаются от темно-каштановых бескарбонатных почв, занимая промежуточное положение между средне-гумусными и темно-каштановыми почвами.

Пашотнопригодные горно-равнинные малогумусные черноземы используются для возделывания зерновых и кормовых культур.

Горно-равнинные среднегумусные черноземы в основном распространены в пределах долин рек Топ, Джергалан и примыкающих к ним подгорным шлейфам северного склона Терской и южного склона Кунгей Ала-Тоо на абсолютных отметках 1800-1900 (2000) м. Горно-равнинные среднегумусные черноземные почвы имеют следующие особенности морфологического строения.

Гумусовый горизонт темно-бурого цвета, переплетен корнями растений, суглинистый, зернисто-пороховато-комковатой структуры. Мощность гумусового горизонта (A+B) доходит до 60-70 см. Переходный горизонт B отличается бурой окраской, комковатой структурой, слабо уплотнен, среднесуглинистый. Ниже залегает палево-желтый карбонатный горизонт "C" с выделениями карбонатов в виде мелких точек. Горизонт уплотнен. Механический состав горно-равнинных черноземов средне- и тяжелосуглинистый. Сумма частиц $< 0,01$ мм колеблется в пределах 40-50%. Характерной особенностью механического состава является высокое содержание крупнопылеватых частиц (0,05-0,01 мм), составляющих 33-43% (табл. 3). Илистых частиц ($< 0,001$ мм) в полуметровом слое содержится в среднем 11-16%.

Таблица 3

Механический состав горно-разных соединенных черноземов

№ разреза	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мм.)										Сумма частиц 0,01						
			1,0-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001		0,001					
6	0-10	4,18	7,86	18,14	33,20	11,68	17,86	11,24	40,78										
	25-35	3,82	4,98	11,89	34,23	13,66	19,40	16,34	48,90										
	40-50	3,60	9,22	11,34	32,00	14,24	19,06	14,14	47,44										
	50-70	3,39	12,20	12,28	31,12	13,14	18,06	13,20	44,40										
	80-90	2,90	7,33	14,39	31,04	13,54	18,38	15,32	47,24										
	95-105	2,64	6,01	15,77	34,78	12,96	17,90	12,58	43,44										
	17	0-15	4,74	1,35	16,69	43,60	13,68	16,28	8,40	38,35									
		20-30	3,98	1,19	12,88	40,20	16,00	16,63	13,10	45,73									
		35-45	3,63	1,37	11,15	42,24	14,74	18,24	12,26	45,24									
		50-60	3,47	1,26	11,52	42,52	14,08	17,50	13,10	44,68									
55-75		2,78	0,77	10,91	41,18	14,86	18,16	14,12	47,14										
90-100		2,25	0,54	7,60	42,44	14,70	19,30	15,42	49,42										
130-140	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.										

Горно-равнинные среднегумусные черноземы содержат от 6,2 до 6,5% гумуса, в верхнем горизонте с глубиной количество его постепенно убывает (табл. 4), причем даже на глубине ниже одного метра количество гумуса равно 0,6-1,5%.

Содержание общего азота составляет 0,3-0,4%. Отношение углерода к азоту в этих почвах значительно шире, чем в горно-равнинных каштановых почвах и достигает 9,0-9,2. Карбонаты в верхних горизонтах отсутствуют до значительной глубины или их содержится мало с поверхности (разрез I7). Реакция почвенного раствора изменяется сверху вниз от нейтральной до слабощелочной. Величина pH колеблется в пределах 7,0-8,4. Емкость поглощения горно-равнинных среднегумусных черноземов в верхних горизонтах составляет 25-33 мг-экв на 100 г почвы. Книзу в связи с однородностью механического состава и плавным падением гумуса емкость поглощения убывает довольно постепенно. В составе поглощенных оснований преобладает кальций - от 82 до 98%, а магний составляет 2-18% от емкости обмена. По степени засоления эти почвы относятся к практически не засоленным.

Горно-равнинные среднегумусные черноземы относятся к наилучшим плодородным почвам. Однако для получения довольно устойчивых и высоких урожаев нуждаются в периодическом внесении фосфорных, относительно реже калийных удобрений.

Кроме выше описанных горно-равнинных: малогумусных и среднегумусных черноземов в Иссык-Кульской котловине встречаются и лугово-черноземные почвы.

Лугово-черноземные почвы в Прииссыккулье занимают незначительную площадь. Они обычно приурочены к низким западинам среди горно-равнинных черноземов в Топской и Джергаланской долинах. Эти почвы формируются в условиях дополнительного грунтового или поверхностного увлажнения под более богатым луговым разнотравьем, включающим ежу сборную, овсяницу борозчатую, подорожник степной и др.

Грунтовые воды залегают на глубине 3-5 м. Главная роль в увлажнении нижней части профиля этих почв принадлежит грунтовым водам, в связи с чем они испытывают повышенное увлажнение.

Почвообразующими породами являются различного генезиса суглинки, подстилаемые во многих случаях супесями и песками, реже каменисто-галечниковыми отложениями.

В восточной части Иссык-Кульской котловины в пределах Топ-

Таблица 4

Химический состав горно-равнинных среднегумусных черноземов

№ разреза	Глубина, см	Гумус по Гюббу, %	Азот, %	С: N	CO ₂ , %	рН	Емкость поглощения		основания мг-экв на 100 г почвы	
							экв на 100 г	в мг	Ca	Mg
6	0-10	6,34	0,40	9,1	нет	7,30	32,87	21,4	1,40	22,8
	25-35	4,01	0,26	8,9	нет	7,13	29,79	16,4	1,40	17,8
	40-50	2,94	0,21	8,1	нет	7,55	24,65	15,3	0,36	15,66
	50-70	2,68	0,18	3,6	0,14	7,63	22,94	13,5	1,45	14,95
	80-90	2,56	не опр.	не опр.	6,90	8,23	не опр.	не опр.	11,5	0,25
17	95-105	1,53	"	"	9,48	8,22	"	11,0	-	11,0
	0-15	6,25	0,39	9,2	1,23	8,09	32,10	19,2	4,3	23,5
	20-30	3,38	0,23	8,4	4,05	8,24	24,82	13,3	2,8	16,1
	35-45	3,07	0,22	8,0	3,60	8,23	23,62	14,2	2,2	16,4
	50-60	2,35	не опр.	не опр.	4,70	8,25	18,66	13,2	0,7	13,9
	65-75	1,25	"	"	7,05	8,20	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	90-100	0,61	"	"	7,40	8,42	"	"	"	"
14	130-140	0,30	"	"	6,81	"	"	"	"	"
	0-13	6,35	0,41	8,9	нет	6,72	32,15	15,0	1,4	16,4
	16-26	5,53	0,35	9,0	нет	6,79	26,49	10,0	1,0	11,0
	32-42	3,79	0,29	7,5	нет	7,05	23,20	11,4	1,4	12,8
47-57	1,43	не опр.	не опр.	нет	7,20	19,26				

ского района нами описаны лугово-черноземные почвы, залегающие в комплексе с горно-равнинными черноземами. Луговые черноземные почвы обладают морфологическим обликом и основными свойствами черноземного типа, но отличаются от последнего режимом увлажнения, более мезофильным характером растительного покрова и наличием в почвенном профиле некоторых признаков лугового генезиса. Обычно эти свойства особенно заметно проявляются в нижней части профиля.

Для лугово-черноземных почв характерны следующие морфологические признаки: гумусовый горизонт состоит из двух подгорizonтов (A_1 и A_2) темно-бурого цвета, пороховидной зернистой структуры, рыхлый, пронизан корнями растений. Переходный горизонт В отличается бурой, светло-бурой окраской, средне-суглинистый, по сравнению с верхним гумусовым горизонтом он имеет заметное уплотнение, меньше содержит корней растений, включения - мелкая галька. Горизонт "С" имеет светло-серую или светло-серовато-сизую окраску, влажный, илинистый, заметны обильное выделение карбонатов и ржаво-охристые пятна.

Обобщая основные черты морфологического строения, следует отметить, что лугово-черноземные почвы отличаются от горно-равнинных черноземов большей мощностью гумусового горизонта, более темной окраской, формированием их под непосредственным участием грунтовых вод и другими признаками.

По механическому составу лугово-черноземные почвы преимущественно средне- и тяжелосуглинистые (табл. 5). Сумма частиц $< 0,01$ мм колеблется в пределах 44-72%. Преобладающей фракцией является крупно-пылеватая (от 0,06- до 0,01 мм), составляющая 16-30%. Характерно в этих почвах заметное повышение содержания илистой фракции ($< 0,001$ мм) в переходных горизонтах B_1 и B_2 , что указывает на интенсивное идущее передвижение или из гумусовых горизонтов в иликвивалентные.

Лугово-черноземные почвы в верхнем гумусовом аккумулятивном окультуренном горизонте (0-25 см) содержат от 7 до 10% гумуса. Однако среди сильно выпаханных и эродированных участков этих почв встречаются и малогумусные почвы (Аширахманов, 1966), содержащие 4,5-5% перегноя. Они отличаются от более гумусированных почв менее отчетливо выраженной структурой, более светлой окраской и меньшей мощностью гумусового горизонта. Гумусовый профиль лугово-черноземных почв отличается относительной рыхлостью, и на глубине 60-70 см содержание гумуса доходит до 2-3%, а ниже 120 см не

Таблица 5

Механический состав лугово-черноземных почв

№ разреза	Глубина, см	Гигроскопическая влага, %	Содержание фракций, % (размер частиц, мк)										Сумма частиц 0,01		
			1,0-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	0,001-0,0001	0,0001-0,00001	0,00001-0,000001	0,000001-0,0000001	0,0000001-0,00000001			
9	0-15	4,07	7,60	23,48	25,42	10,22	16,10	17,18	43,50						
	25-35	3,32	9,25	21,79	24,30	10,90	14,22	19,54	44,66						
	45-55	2,71	9,50	25,72	20,12	8,38	13,52	22,76	44,66						
	64-74	1,75	10,74	27,02	17,62	8,12	12,70	23,80	44,62						
	85-95	1,37	9,58	27,63	16,32	10,83	14,91	20,73	46,47						
26	0-16	5,21	3,36	16,54	28,80	16,20	23,46	11,64	51,30						
	27-37	4,43	2,56	22,00	29,98	12,62	20,12	12,72	45,46						
	45-55	4,26	0,43	16,85	29,56	12,06	22,42	10,68	53,16						
	60-70	3,88	0,72	6,62	23,72	15,76	22,00	29,18	65,94						
	78-88	не опр.	0,59	7,15	23,10	15,80	23,28	29,98	69,16						
	95-105	"	3,69	3,19	24,90	18,12	26,58	23,52	68,22						
	120-130	"	0,62	7,86	19,26	17,64	28,28	26,34	72,26						
	140-150	"	0,83	9,57	18,48	13,22	29,76	23,14	71,12						

превышает 0,7% (табл. 6, разрез 26). Содержание общего азота составляет 0,2-0,6%. Отношение C:N в этих почвах колеблется в пределах 7,2-8,5, что немного ниже, чем в горно-равнинных черноземных почвах, где оно 8,0-9,2. Верхние горизонты выщелочены от карбонатов. Слабое вскипание начинается с подпахотного горизонта. Здесь содержится 0,7-0,9% CO₂. Реакция почвенной среды слабощелочная, pH водной суспензии колеблется в пределах 6,8-7,8. Емкость поглощения составляет от 34 до 43 мг-экв на 100 г почвы в верхних горизонтах, к низу величины емкости постепенно уменьшаются. Такая высокая емкость поглощения у этих почв обусловлена большим содержанием гумуса и тяжелым механическим составом. В составе поглощенных оснований преобладает кальций, составляющий 83-95% от суммы. Основная часть поглощенных оснований приходится на магний. Эти почвы незасолены и несолонцеваты.

Необходимо отметить, что на лугово-черноземных, а также горно-равнинных черноземных почвах размещены основные пахотно-пригодные земли. Главным образом на этих почвах возделываются такие сельскохозяйственные культуры, как кукуруза на силос, пшеница, кормовые травы, картофель.

Таким образом, самыми плодородными почвами земледельческой территории Прииссыкулья являются черноземные почвы. На лугово-черноземных, а также горно-равнинных черноземных почвах размещены основные пахотно-пригодные земли. На этих почвах возделываются основные сельскохозяйственные культуры Прииссыкулья, которые дают большие урожаи, особенно в условиях орошения.

Однако среди пахотных и пахотнопригодных черноземных почв Прииссыкулья нередко встречаются эродированные участки, которые появились в результате неправильного применения полива и агротехники.

Часто без достаточных обоснований расходуется пашня для внутрихозяйственного строительства и закладки многолетних насаждений. Все это приводит к тому, что ежегодно из сельскохозяйственного оборота выбывают значительные площади плодородных земель.

Нередки еще случаи, когда советские и сельскохозяйственные органы, руководители колхозов и совхозов не только легко дают согласие на отвод ценных земель для различных несельскохозяйственных нужд, но и не принимают необходимых мер к сохранению (восстановлению) площади сельскохозяйственных угодий, прежде всего пашни, используют земли под различные виды внутрихозяйственного строительства.

Таблица 6

Химический состав лугово-черноземных почв

№ п/п гари- за	Глубина, см	Гумус, %	Азот об- щий, %	C:N	CO ₂ , %	pH	Емкость поглоте- ния мр- зав на 100 г	Шлохотенные основания мг-экв на 100 г почвы		
								Ca	Mg	Сумма
9	0-15	9,02	0,61	8,5	нет	6,83	34,41	23,3	1,6	24,9
	25-36	7,27	0,55	7,6	0,65	7,17	27,92	18,8	1,8	20,6
	45-55	3,38	0,27	7,2	4,49	7,62	18,88	13,5	2,5	16,0
	64-74	1,84	не опр.	не опр.	8,84	7,34	11,28	10,3	1,4	11,7
	85-96	0,92		"	6,97	7,79	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
26	0-16	7,99	0,59	7,8	нет	7,0	42,80	32,4	1,7	34,1
	27-37	6,04	0,44	7,9	0,85	7,13	36,33	21,7	2,2	23,9
	45-55	2,25	0,17	7,7	5,22	7,16	25,17	15,7	3,2	18,9
	60-70	2,07	не опр.	не опр.	6,07	7,21	18,18	17,1	2,5	19,6
	78-88	1,64	"	"	4,98	7,37	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
	95-105	1,12	"	"	5,11	7,37	"	"	"	"
120-130	0,72	"	"	2,54	7,30	"	"	"	"	

Одним из наиболее эффективных приемов улучшения ее качества является разумное рациональное использование.

Земля с ее неисчерпаемыми возможностями улучшаться, становится более производительной под воздействием человеческого труда, применения достижений науки, техники, производственного опыта, является основой развития и совершенствования сельского хозяйства. Забота о бережном и рациональном использовании земельных ресурсов является сейчас объективным велением времени. Земля - это самый дорогой природный ресурс, каким располагает наш народ. Использование ее - это сложный и многогранный процесс, который в интересах современного и грядущих поколений необходимо управлять квалифицированно, на основе комплекса глубоких научных знаний.

Л и т е р а т у р а

Глинка К.Д. К вопросу классификации туркестанских почв//Почвоведение.- 1909.- № 4.

Прасолов Л.И. К изучению вертикальных почвенных зон в Тянь-Шане//Почвоведение.- 1909.- № 1.

Аболин Р.И. Природные условия Каркаринского района Казахской АССР в связи с потребностями сельского хозяйства. ВАСХНИИ, ин-т земледелия//Труды.Раздел III. Почвоведение.-1930.-Т.1.-Вып.2.

Попов Ф.А. Почвы Иссык-Кульской котловины//Тр.сектора почвоведения КирФАН СССР.- Фрунзе, 1949.- Вып.П.

Глазовская М.А. Почвы равнинной части Иссык-Кульской впадины//Тр.Тянь-Шаньской физ-геогр.станции.- М., 1953.- Вып.3.

Мамытов А.М. Почвы Центрального Тянь-Шаня.- Фрунзе, 1963.

Мамытов А.М. Почвенные ресурсы и вопросы земельного кадастра Киргизской ССР.- Фрунзе: Кыргызстан, 1974.

Аширахманов Ш. Каштановые и черноземные почвы//Почвы Киргизии.- Фрунзе: Кыргызстан, 1966.

Выдающийся исследователь Тянь-Шаня
(к 90-летию со дня рождения лауреата Государственной премии
СССР профессора Б.А.Федоровича)

Среди замечательных исследователей Средней Азии и Казахстана видное место занимает лауреат Государственной премии СССР, доктор географических наук профессор Борис Александрович Федорович, крупный советский геоморфолог и физико-географ широкого профиля. Его труды еще в тридцатые годы значительно помогли поднятию производительных сил Киргизии и Туркмении, строительству важнейшей транспортной магистрали страны - Турксиба и его ветки - Кант-Рыбачье, изучению и рациональному использованию природных ресурсов обширного региона нашей страны - Средней Азии и Казахстана, заложили основы для дальнейшего изучения новейшей тектоники и инженерно-геологического обследования Тянь-Шаня. Б.А.Федорович по праву считается основоположником учения об аридном рельефообразовании.

Б.А.Федорович родился 30 июля 1902 года в Варшаве в семье врача. В годы Первой мировой войны семья Федоровичей переезжает в Крым. Там Борис Александрович поступил и окончил гимназию, а затем естественное отделение Таврического (Крымского) университета по геологической специальности. В годы учебы его в университете здесь работали крупные ученые - геологи, впоследствии академики Б.А.Обручев, Н.И.Андрусов, Д.И.Щербаков и другие, которые оказали большое влияние на формирование молодого ученого-исследователя.

Еще будучи студентом он начал полевые геологические исследования в Крыму под руководством академика Н.И.Андрусова. После окончания в 1924 году Крымского университета Б.А.Федорович остался работать там в качестве ассистента кафедры геологии. Одновременно он заведовал гидрогеологической частью водного управления Крыма и продолжал геологическое изучение Крыма. В результате им были подготовлены первые научные работы, позднее опубликованные (1927, 1928 а, 1928 б и др.).

Важный этап в жизни молодого ученого начался в 1927 году - он был приглашен в Академию наук СССР, в Ленинград, где начал работать научным сотрудником комиссии по изучению производительных сил (ИЕНС) под руководством академика А.Е.Ферсмана.

В 1927 году В.А.Федорович проводил геолого-геоморфологические изыскания на трассе Турксиба в качестве геолога сейсмологической экспедиции. В следующем году такие работы были проведены на линии планируемой ветки железной дороги Кант-Рыбачье. Самым трудным участком было Боомское ущелье, расположенное в районе западного хребта Кунгей Ала-Тоо.

Перед молодым исследователем (в 1928 году В.А.Федоровичу было всего 26 лет) стояла очень сложная геолого-морфологическая задача: наряду с другими районами (восточная часть Чуйской впадины и западная часть Иссык-Кульской котловины) детально обследовать Боомское ущелье, где наблюдается сложное переплетение наиболее активных рельефообразующих процессов (неотектонические движения, высокая сейсмичность, сильная глубинная эрозия и частые селевые потоки, обвалы, оползни, камнепады, осыпи и т.д.) и дать научное заключение о возможности строительства железной дороги через Боомское ущелье. Трудность задачи заключалась в том, что впервые в мировой практике намечалось строительство железной дороги через активный в сейсмическом и сложный в геолого-геоморфологическом отношении участок трассы, каким является Боомское ущелье.

В.А.Федорович детально изучил геологическое строение, тектонику, в особенности неотектонику, современные геоморфологические процессы, а также сейсмичность района и природные строительные материалы для нужд строительства железной дороги. Им был составлен подробный инженерно-геологический план Боомского ущелья, на котором он выделил наиболее опасные участки и рекомендовал обратить на них особое внимание не только в ходе строительства, но и в период эксплуатации железной дороги. Ход строительства дороги на участке Кант-Рыбачье в 1942-1948 годах и дальнейшая ее эксплуатация подтвердили правильность выводов и рекомендаций В.А.Федоровича и помогли обезопасить ее от обвалов, оспей и других стихийно-разрушительных процессов.

Во время геологических изысканий трассы дороги В.А.Федорович одновременно изучал месторождения полезных ископаемых района Боомского ущелья. Это нашло отражение в ряде его публикаций. Тогда же им был обнаружен заброшенный древний полиметаллический рудник, который был рекомендован для возобновления эксплуатации, несмотря на то, что в те годы господствовало неверие в металлоносность Тянь-Шаня. Заключение ученого о перспективности этого Ан-Тузэского (Се-

верный Тянь-Шань) месторождения полиметаллов подтверждено позднейшими исследованиями.

Большой научный и практический интерес представляют установленные Б.А.Федоровичем и неизвестные до этого интенсивные новейшие поднятия Тянь-Шаня, и свежие разломы на современных конусах выноса. Им было проведено также расчленение разломов на древние, но продолжающие оставаться линейными современными землетрясений, на древние, но теперь неподвижные и молодые, как продольные хребтам, так и поперечные им.

В 1931 г. опубликована работа "Послетретичные тектонические поднятия в северных предгорьях Тянь-Шаня", где впервые характеризуется интенсивность проявления новейшей тектоники хребтов Северного Тянь-Шаня и особо обосновывается преобладание глибовой структуры пределах последнего.

В 1932 году геоморфологический отряд Киргизской комплексной экспедиции АН СССР под руководством Б.А.Федоровича, в состав которой вошел известный исследователь природы Средней и Центральной Азии Э.М.Мурзаев, изучал геоморфологию, тектонику и полезные ископаемые верховьев р.Чу. В итоге Б.А.Федорович дал положительное заключение о возможности строительства Орто-Токойского водохранилища на р.Чу при условии создания аварийного пропуска вод вниз по реке, а в озеро Иссык-Куль через его древний залив Ак-Олен. В том же 1932 году Б.А.Федорович совместно с Э.Ф.Штейнванд, Э.М.Мурзаевым и А.С.Кесь проводил исследования рудных и каменноугольных месторождений Кабакского хребта Внутреннего Тянь-Шаня (II, 12).

Важное научное и практическое значение имели работы Б.А.Федоровича в 1933 году по изучению геотектонических и геоморфологических условий бассейнов рек Сусамыра, Кёкё-Мерена и Нарына для нужд гидроэнергетического строительства. В ходе исследования им был накоплен богатейший фактический материал по геологии и геоморфологии, выявлены надежные в геологическом отношении места для строительства электростанций и водохранилищ в указанных бассейнах. Одним из итогов этих работ явились труды, посвященные сооружению магистральных путей сообщения по реке Нарын и его притоку - Кёкё-Мерену. Строительство этой безперегальной автомобильной дороги через центральные районы Киргизии: Рыбачье-Кочкорка-Чаек-долина Кёкё-Мерена-долина р.Нарын-г.Таш-Кумыр и в настоящее время имеет актуальное значение. Из этой предлагаемой трассы автодороги остается сое-

динять лишь пункты Сары-Вулун (чизовья р.Кёкё-Мерен) и строящейся Камбаратинской ГЭС на р.Нарын.

В 1935 г. появляется работа монографического характера "Верховья реки Чу" (Материалы по морфотектонике, современной динамике и инженерной геологии), где впервые в полной мере освещается орогидрография, геологическое строение, современные геоморфологические процессы, сейсмостектоника и каменные строительные материалы данного района. Особенно ценны здесь сведения о наиболее активных геоморфологических процессах в связи с нуждами дорожного и энергетического строительства. По сей день актуальны практические рекомендации по защите путей сообщения от стихийно-разрушительных процессов в Боомском ущелье. Для всех последователей Б.А.Федоровича, которые в равное время проводили геологические и геоморфологические исследования в верховьях реки Чу, указанная работа была и остается "отправным пунктом", откуда начинаются исследования.

Начиная со второй половины тридцатых годов Б.А.Федорович почти полностью переходит на исследование пустынь Средней Азии, в особенности Каракумов, а с 50-х годов и Центральной Азии. Главные итоги этих исследований нашли отражение в книге "Динамика и закономерности рельефообразования пустынь" (М., "Наука", 1983).

Б.А.Федорович в 1957-1960 годах провел обширные исследования в Центральной Азии от Монгольского Алтая до Джунгарии, по всему Китайскому Тянь-Шаню от долины Или до восточной его оконечности, а также по Восточному Памиру, Таримской впадине и по Куньлуню вплоть до северной окраины Тибета. Работы эти сопровождались составлением геоморфологической карты и дали много нового для понимания разнообразных процессов рельефообразования, как горных, так и пустынных территорий. Результаты этих работ опубликованы в изданиях Академии наук СССР (19,21 и др.).

Б.А.Федорович внес большой вклад и в изучение Казахстана, особенно тогда, когда в 1954-1955 годах он руководил природной группой экспедиции Института географии АН СССР. Монография "Казахстан", вышедшая в серии "Природные условия и естественные ресурсы СССР" - итог многолетнего труда большого коллектива климатологов, геоморфологов, почвоведов, ботаников и др., работавших под руководством Б.А.Федоровича и при его авторском и редакторском участии.

В 1960 году была издана под редакцией Б.А.Федоровича и

И.П.Зируцкой первая "Геоморфологическая карта СССР" с окружающими территориями.

В начале 1970-х годов В.А.Федорович вновь вернулся к геоморфологии Тянь-Шаня и опубликовал несколько геоморфологических работ теоретического характера, где он затронул такие актуальные вопросы, как вопросы древнего оледенения, впервые дал классификацию долин Тянь-Шаня по высотно-полюсным структурным типам и охарактеризовал типы движения предгорий этой горной страны (22, 23, 24, 25, 26, 27, 28 и др.).

В.А.Федорович был большим популяризатором науки. Им опубликованы книги, статьи в журналах и газетах, он часто выступал по Всесоюзному радио и Советскому телевидению, участвовал в передачах "Клуб кинопутешественников". Его книга "Лик пустыни", удостоенная Государственной премии СССР, три раза переиздавалась массовым тиражом и переведена на английский, испанский, чешский, арабский, польский, хинди, урду и эстонский языки.

В.А.Федорович - друг и учитель нескольких поколений советских географов. Большое внимание уделял В.А.Федорович воспитанию национальных кадров Средней Азии и Казахстана. Под его руководством были подготовлены докторские и кандидатские диссертации. В частности, двое из авторов данной статьи имели счастье быть аспирантами Бориса Александровича. В числе его учеников член-корреспондент АН СССР А.Г.Бабаяев, который был президентом АН Туркменской ССР, а в настоящее время является директором Института пустынь АН ТССР.

В.А.Федорович был не только высококвалифицированным специалистом и руководителем, но и добрым советчиком и отзывчивым товарищем.

За большие заслуги перед наукой и подготовку высококвалифицированных научных работников В.А.Федорович награжден орденами Ленина и Красной звезды, многими медалями Советского Союза и медалью "Дружба" Китайской Народной Республики.

Основные научные труды В.А.Федоровича

1. О возрастных соотношениях изверженных пород Крыма. - Изв. АН СССР. - 1927. - № 1-2. - С.1-8.
2. О пестрых рудниках Крыма. - ДАН СССР. - 1928 г. - № 2. - С.17-22.

3. Пильные известняки Кырма//Каменные строительные материалы. - Л.: КЕПС АН СССР. - Сб.3. - 1928 б. - С.28-54. Совместно с Д.С. Шербаковым.

4. Послетретичные тектонические процессы в северных предгорьях Тянь-Шаня//Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. - Ч.П. - М.-Л.: СОПС АН СССР, 1931. - С.7-50.

5. Материалы по минералогии и полезным ископаемым района Бомского ущелья. Там же. - С.51-82.

6. Молодые эффузии оливиновых базальтов Чу-Иссык-Кульского района. Там же, 1933. - Ч.Ш. - С.65-78. Совместно с В.М.Пумовым и Н.М.Прокопенко.

7. Об одном из транспортных направлений Киргизии//Советская Киргизия. - 1934 а. - № 64. - 20 марта.

8. Некоторые данные по геохимии и полезным ископаемым верховьев реки Чу и гор Кавактау. "Киргизия"/Тр. I-й конф. по изуч. производ. сил Кирг.АССР. - Л., 1934 б. - С.117-123.

9. О неотектонике и морфологии верховьев реки Чу в связи с проектированием ирригационного и энергетического строительства. Там же, 1934 в. - С.124-131.

10. Геоморфологический отряд (по Тянь-Шаню от г.Фрунзе до Ферганы)//Экспедиции АН СССР. - М.-Л.:Изд-во АН СССР, 1933. -С.70-74.

11. Верховья реки Чу. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. - Ч. IУ//Тр. Кирг. компл. экспед. СОПС, 1932-1933 гг. - М.-Л.:Изд-во АН СССР, 1935 а. - С.9-113.

12. Некоторые рудные месторождения гор Кавактау в Тянь-Шане. Там же, 1935 б. - С.185-201. Совместно с Э.Ф.Штейнванд.

13. Угольные месторождения Кок-Мойнак и Кара-Киче в Джумгалском районе Тянь-Шаня. Там же, 1935 в. - С.203-214.

14. Геоморфологические и сейсмотектонические условия в некоторых районах бассейна реки Кокомерена и Нижнего Нарына//Тр. Кирг. комплекс. экспедиции СОПС, 1932-1933 гг. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. - Т.Л. - Ч.Б. - С.193-216.

15. Вопросы развития транспорта в бассейне Нарына. Там же, 1935 д. - С.217-220.

16. Об основных задачах физико-географического изучения Киргизии. - Фрунзе: Кызыл-Киргизстан. Рус. часть. 1937. - 8 с.

17. Древние реки и пустыни Турана//Материалы по изучению четвертичного периода СССР. - Вып.3. - 1962. - С.204-213.

18. Лик пустыни. 3-е доп. изд. - М.: Мол. гвардия, 1964. - 366 с.
19. Общая характеристика рельефа и процессов рельефообразования // Геология СССР. Т. XXII. - М.: Госгеолтехиздат, 1957.
20. Геоморфология (в СССР) // ВСЭ. 2-е изд. Т. 50. СССР. - 1957. С. 480-481
21. Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1:4 000 000. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - С. I-24.
22. Типы движения предгорий. Структурная и климатическая геоморфология. - М.: Наука, 1966. - С. 53-60.
23. Нерешенные вопросы древних следенений гор // Вопросы географии. - М.: Мысль, 1968. - Вып. 74. - С. 21-33.
24. Казахстан. - М.: Наука, 1969. - С. 482. Автор ряда разделов и ответственный редактор.
25. О возрасте и структурных типах долин Тянь-Шаня // Геоморфология. - 1970. - № 2. - С. 54-59.
26. Высотное-поясное деление долин Тянь-Шаня // Геоморфология. - 1971. - № 2. - С. 87-95.
27. О некоторых проблемах морфоструктуры горных стран // Тр. X пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. - Фрунзе, 1975. - С. 25-29.
28. Динамика и закономерности рельефообразования пустынь. - М.: Наука, 1983. - С. 236.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Смирнова Л.М., Герасимов Ю.В. О максимальном уровне голоценовой трансгрессии озера Иссык-Куль	3
Мельникова А.П., Алешинская Э.В. Некоторые вопросы палеогеографии Арабельской долины в голоцене	9
Селиванов А.О. Изменения климата и уровня озер Средней Азии за последние тысячелетия	20
Сыдыков Дж. Палеогеография бассейна реки Кичи-Нарын (Внутренний Тянь-Шань) в позднечетвертичное и голоценовое время	39
Герасимов Ю.В. К вопросу о разновозрастности каменных глетчеров	63
Токомбаев Ш. Антропогенные формы рельефа в верхней части Топской долины	65
Тараканов А.Г. Особенности криогенного морфогенеза в бассейнах верховьев рек Ак-Шийрак и Кара-Сай (Внутренний Тянь-Шань).	70
Сыдыков Дж. Вопросы хозяйственного использования и охраны природы в бассейне р.Кичи-Нарын	80
Асанбеков И.А. Черноземные почвы сельскохозяйственной территории Прииссыккуля	87
Токомбаев Ш., Алиев Э. Выдающийся исследователь Тянь-Шаня (к 90-летию со дня рождения лауреата Государственной премии СССР профессора В.А.Федоровича)	102

УДК 551.8

О максимальном уровне голоценовой трансгрессии озера Иссык-Куль. Смирнова Л.М., Герасимов Ю.В. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня", 1990 г.

На основе морфологического анализа, децифрирования аэрофотоснимков и многочисленных нивелировок максимальный уровень голоценовой трансгрессии озера Иссык-Куль определяется в 1618.5 м. Ставится под сомнение распространенное мнение о проточности озера в голоцене.

Библиогр.: 3 назв.

УДК 551.583.7:551.794(575)

Некоторые вопросы палеогеографии Арабельской долины в голоцене. Медьникова А.П., Алешинская З.В. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня", 1990 г.

Палеоклиматические данные, полученные по материалам спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования трех разрезов голоцена в Арабельской долине, ставят под сомнение утвердившееся мнение о стадияльно-ритмичном характере сокращения оледенения во второй половине голоцена и позволяют говорить об увеличении оледенения в позднем голоцене или его возникновении.

Библиогр.: 8 назв. Рисунков 4.

УДК 551

Изменения климата и уровня озер Средней Азии за последние тысячелетия. Селиванов А.О. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня", 1990 г.

Показаны важность и целесообразность обобщения исторической и палеогеографической информации об изменениях климата различных частей Средней Азии. Приведен обзор представлений об изменениях климата региона в последние три тысячелетия. Установлено наличие нескольких эпох увлажнения и иссушения климата. Этапы увлажнения в конце I тыс. до н.э. и в середине века проявились на востоке и юге Средней Азии на 100-400 лет раньше, чем на западе и севере региона. Увлажнение климата в конце ХУП-начале XIX вв. проявилось во всем регионе почти одновременно. Обсуждаются возможные причины таких различий.

Библиогр.: 57 назв. Таблица 1.

УДК 551.336:551.79

Палеогеография бассейна реки Кичи-Нарын (Внутренний Тянь-Шань) в позднечетвертичное и голоценовое время. Сыдыков Дж. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня". 1990 г.

На основании палеогляциологического анализа сделан вывод о том, что основной причиной древних оледенений исследуемой территории явилось взаимодействие двух факторов - неравномерного, но постоянного поднятия гор и колебания климата. В целом процесс изменения древнего оледенения в течение четвертичного времени носил характер затухающих ритмов.

Библиогр.: 38 назв. Таблиц 4. Рисунков 7.

УДК 551.321

К вопросу о разновозрастности каменных глетчеров. Герасимов Ю.В. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня". 1990 г.

Сообщается об аэровизуальном наблюдении возможного механизма образования псевдовозрастной ступенчатости каменного глетчера.

Библиогр.: 4 назв. Рисунок 1.

УДК 55.438

Антропогенные формы рельефа в верхней части Топской долины. Токомбаев Ш. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня", 1990 г.

Рассматриваются четыре типа антропогенного морфогенеза и влияние каждого из них на изменение первичного рельефа района исследования.

Библиогр.: 4 назв. Таблица 1.

УДК 551.345.3

Особенности криогенного морфогенеза в бассейнах верховьев рек Ак-Шийрак и Кара-Сай (Внутренний Тянь-Шань). Тараканов А.Г. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня". 1990 г.

Рассматриваются некоторые особенности строения многолетне-мерзлых пород, сезонноталого слоя в бассейнах верховьев рек Ак-

Шийрак и Кара-Сай. Характеризуются строение форм рельефа криогенного происхождения, особенности распространения, условия и элементы механизма их развития. Толщина и строение сезонноталого снега, комплекс форм рельефа криогенного происхождения отражают характерные климатические условия района исследования.

Библиогр.: 10 назв.

УДК 911.3:330.115 (47 + 57)

Вопросы хозяйственного использования и охраны природы в бассейне р.Кичи-Нарын. Сыдыков Дж. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня". 1990 г.

Сохранность и увеличение количества полезных животных, а также борьба с вредными зависят не только от штатных работников охраны природы, но и от массового участия в этом деле широких кругов населения. Только строгий общественный контроль положит конец браконьерству и расхищению природных богатств.

Библиогр.: 13 назв.

УДК 911.2:6314

Черноземные почвы сельскохозяйственной территории Прииссыккуля. Асанбеков И.А. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня". 1990 г.

Рассматриваются результаты более детального исследования генезиса и свойств черноземных почв, встречаемых как во внутренней части Прииссыккуля, так и в долине Каркыра. В отличие от черноземных почв других межгорных впадин Центрального Тянь-Шаня в Иссык-Кульской котловине очень широко распространены горно-равнинные и горные черноземы. Причем горно-равнинные черноземные почвы распространены, главным образом, в Восточно-Прииссыккульском округе Центрально-Тянь-Шаньской почвенной провинции.

Библиогр.: 8 назв. Таблиц 6.

УДК 92 А/я

Выдающийся исследователь Тянь-Шаня (к 90-летию со дня рождения лауреата Государственной премии СССР профессора Б.А.Федоровича). Токомбаев Ш., Алиев З. "Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня". 1990 г.

В статье рассказывается о жизни и научно-педагогической деятельности выдающегося ученого и исследователя Средней Азии и Казахстана, профессора Б.А.Федоровича. Приводится список его трудов.

Геоморфология и палеогеография Иссык-Кульской
котловины и Внутреннего Тянь-Шаня

Редактор издательства О.Г.Пдахина
Обложка художника
Технический редактор
ИБ № 1866

Подписано к печати 7.08.90
Формат 60x84 1/16. Бумага писчая.
Безнаборная печать. Объем п.л. 7,0;
уч.-изд.л. 6,66; усл.кр.отт. 6,79.
Тираж 250 экз. Цена 1 руб. 36 коп. Заказ

Издательство "Илим"
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 263а

Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул.Пушкина, 144