

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ВОСТОЧНАЯ КОМИССИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА СССР

# СТРАНЫ И НАРОДЫ ВОСТОКА

Под общей редакцией  
члена-корреспондента АН СССР  
Д. А. ОЛЬДЕРОГГЕ

вып. XVI

ПА М И Р



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
*Главная редакция восточной литературы*  
Москва 1975

---

*Е. В. Максимов*

## **МАСШТАБЫ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ПАМИРО-АЛАЯ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ЗЕМНОГО ШАРА**

В ходе изучения следов, оставленных последним горным оледенением, выяснилось, что имеются определенные основания говорить о планетарном единстве проявления гляциальных процессов [10; 11; 13; 28]. На протяжении голоцена горные ледники земного шара повсеместно сокращались; вертикальный размах этого сокращения (т. е. подъем ледников) при достаточной абсолютной и относительной высоте гор был более или менее равновеликим. На общем фоне сокращения площади ледников проявлялась их возвратно-поступательная стадияльная изменчивость, отражающая 1850-летний ритм изменчивости общей увлажненности, открытый А. В. Шнитниковым [28]. Эта изменчивость оледенения фиксирована системами стадияльных конечных морен, включающими при достаточной абсолютной и относительной высоте гор по восемь последовательно залегающих конечно-моренных комплексов. На рис. 2 показаны типовые кривые дегляциации (т. е. графики связи высот стадияльных конечных морен с 1850-летними ритмами) для гор Советского Союза и для гор зарубежных стран. Обе кривые фактически тождественны. Интересно заметить, что типовые кривые дегляциации могут быть представлены двумя пересекающимися прямыми. Одна прямая может быть проведена через четыре верхние точки, отвечающие моренам VII, VI, V и IV стадий, а вторая прямая — через пять нижних точек, отвечающих максимальной, I, II, III и IV стадиям. Обе прямые пересекаются примерно на участке, отвечающем положению конечных морен IV стадии. Образование конечных морен этой стадии связано с процессами, имевшими место 5800 лет назад.

Приведенный факт может означать, что процесс, регулирующий сокращение горных ледников в голоцене, изменил свой темп почти в два раза в момент формирования конечных морен IV стадии. Важно подчеркнуть, что изменение темпа указанного процесса фактически произошло скачкообразно.

Статистическая обработка данных о высоте залегания каров и цирков в горах позволила выяснить характер ритмических процессов, регулирующих оледенение [13]. Выяснилось, что помимо 1850-летнего ритма, формирующего стадии оледенения, проявляется ритм, формирующий сами оледенения. Продолжительность последнего составляет 40700 лет и в точности совпадает с периодом изменения наклона эклиптики.

Макропроцесс формально является процессом синусоидального ти-

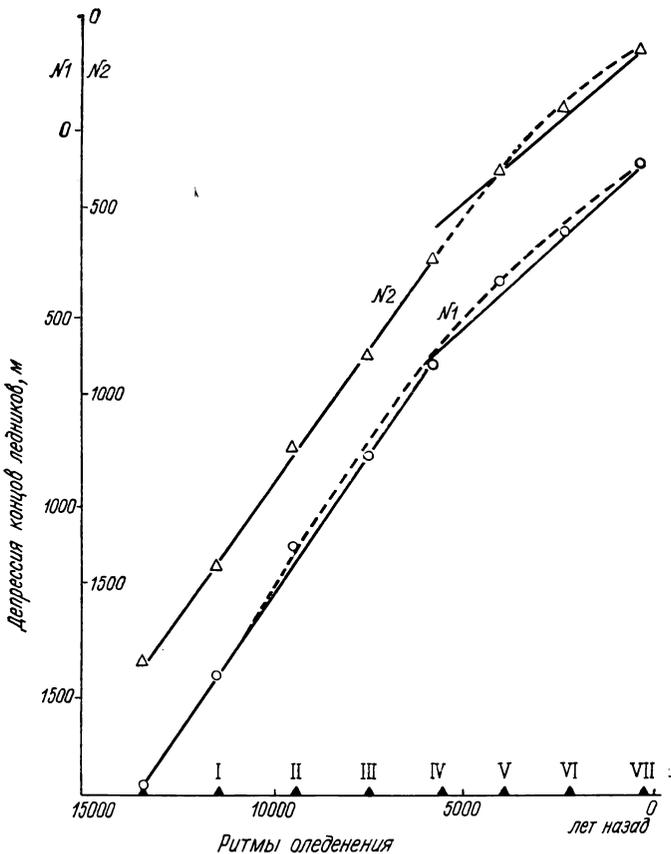


Рис. 1. Типовые кривые дегляциации: № 1 — гор СССР, № 2 — гор зарубежных стран

па. Однако в отличие от мезопроцесса это процесс ломаный — в экстремальных положениях, а также в точках перехода процесса из области положительного баланса в область отрицательного баланса и обратно, — темп процесса скачком меняется примерно в два раза. Последний переход макропроцесса из области положительного баланса в отрицательную область имел место 13200 лет назад и соответствовал максимальному распространению горных ледников последнего оледенения; последний экстремум (отрицательный) макропроцесса имел место 5800 лет назад и совпал с формированием конечных морен IV стадии [13] (табл. 1).

На рис. 2 показана кривая связи стадияльных депрессий концов ледников и снеговой линии.

Сталкиваясь с почти полной идентичностью стадияльных систем распада древних ледников (число конечных морен, их относительная выраженность, размеры депрессии концов ледников и снеговой линии) в разных горных системах, можно прийти к мысли о единообразии тектонического режима различных горных сооружений в последнем отрезке времени. Следует либо вообще отвергнуть сколько-нибудь заметные тектонические движения на протяжении последних 13000 лет, либо признать их единый размах и единую направленность чуть ли не в планетарных масштабах. Однако картина распада ледников последнего оледенения не во всех случаях бывает полностью одинакова. Это наводит на мысль

Характеристики стадий последнего оледенения

Стадия	Депрессия концов ледников, м	Депрессия снеговой линии, м		Абсолютный возраст, лет назад	
		по сводному каровому графику	по формуле Л. А. Варданянца	по А. В. Шнитникову	по Е. В. Максимоу
VII	Около 100	60	60	100—300	100—300
VI	250—280	150	130—140	Около 2000	2400—2500
V	410	240	240—250	3900	Около 4000
IV	625—650	350	370—380	5700	5000—6000
III	870—900	540	550	7600—7700	7000—8000
II	1110—1115	760	Около 700	9300—9400	Около 10000
I	1450—1460	970	Около 900	11100—11200	Около 12000
Max.	1710—1740	1160	Около 1100	13100	Более 13000

о существовании тектонических возмущений, нарушающих закономерный характер распада ледников.

Прежде чем обратиться к анализу этих возмущений, необходимо остановиться на одном принципиально важном вопросе. Это вопрос об общих воздыманиях горных систем, испытавших последнее оледенение, за время распада ледников, т. е. за последние 13 000 лет. Большинство исследователей склоняется к мнению, что многие горные сооружения в современную эпоху испытывают восходящие движения.

Судя по сорванным зандрям максимальной стадии последнего оледенения в Киргизском Алатау и на Арагаце, общий подъем этих горных сооружений за голоцен не превзошел 50—100 м. Эти сведения, конечно, слишком случайны, чтобы их можно было рассматривать как планетарные. Однако есть некоторые другие данные более общего характера, подтверждающие их. Так, осредненное значение депрессий снеговой линии максимальной стадии, подсчитанных по формуле Варданянца, составляет 1100 м (см. табл. 1); по каровому графику эта величина определена в 1160 м. Очевидно, эта разница в 60 м и характеризует общий подъем горных районов, испытавших оледенение. Некоторое расхождение (на 70—80 м) кривых связи стадийальных депрессий концов ледников и депрессий снеговой линии (рис. 2), вычисленных по формуле Варданянца и снятых с карового графика, говорит о том же самом. Наконец, средняя высота аллювиально-зандровых террас, связанных с моренами максимальной стадии, во многих горных странах равна 70—80 м. Приведенные данные позволяют сравнительно надежно оценить среднюю величину подъема горных стран за голоцен в 70 м.

Таким образом, можно с известной степенью приближения принять, что горные страны, испытавшие последнее горное оледенение и показывающие более или менее нормальные условия дегляциации, поднялись за время дегляциации, т. е. за 13000 лет, в среднем на 70 м.

Теперь можно обратиться к горным системам, показывающим очевидные признаки инверсионности в своем тектоническом развитии.

#### ПАМИРО-АЛАЙ

Широко распространено мнение, что Памир испытал на протяжении четвертичного периода интенсивные поднятия [8; 19; 21; 24; 25 и др.]. Предполагается, что эти поднятия продолжаются вплоть до современ-

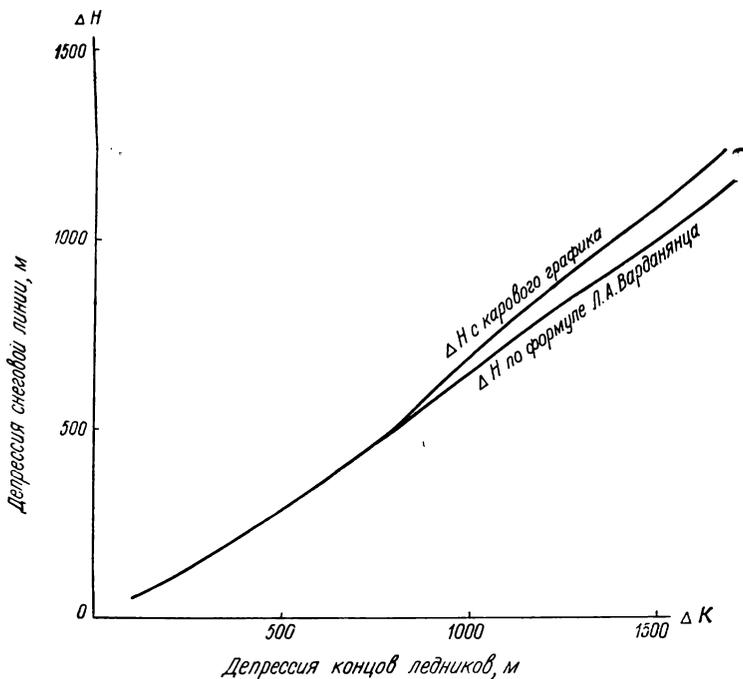


Рис. 2. Кривая связи стадийных депрессий концов ледников и снеговой линии

ности. Однако ясности об их масштабах, особенно на протяжении современного отдела четвертичного периода — голоцена, нет. В решении этого вопроса наметились две линии. Основываясь на ботанических, археологических и геоморфологических данных, К. В. Станюкович [26; 27], В. А. Ранов и Л. Ф. Сидоров [18], Л. Ф. Сидоров [22] и некоторые другие пришли к мысли, что Памир испытал на протяжении голоцена исключительное по своим масштабам восходящее движение, выражающееся амплитудами в 600—700 и даже 1200 м. Фактически названные исследователи развивают взгляды В. М. Синицына [23] о почти современных гигантских поднятиях, охвативших Центральную Азию. Другая группа исследователей (О. Е. Агаханянц, А. К. Трофимов и др. [1; 2]), не отрицающая продолжавшегося в голоцене общего подъема Памира, считают, что масштаб этих движений был несравненно меньшим и не превышал 100—200 м. О. Е. Агаханянц [2] отвергает также мнение П. Н. Овчинникова [17] о буквально современном процессе пустынизации Памира.

Несомненно, дискуссия о масштабах голоценовых поднятий Памира имеет глубокое принципиальное значение. Окончательно проблема может быть сформулирована так: действительно ли на земном шаре имеются области стремительного современного подъема и относится ли к этим областям Памир.

Учитывая принципиальную однозначность дегляциации в различных горных системах земного шара, мы поставили перед собой задачу: выяснить характер стадийного распада ледников Памиро-Алая и попытаться установить соотношение общеклиматического и регионально-тектонического факторов оледенения. В том случае, если бы оказалось, что стадийный распад ледников Памиро-Алая существенно не отличался от приведенных выше планетарных характеристик дегляциации,

пришлось бы признать, что Памиро-Алай за голоцен существенных подъемов не претерпел. Напротив, значительные подъемы этой территории должны были нарушить или даже совсем уничтожить следы стадияльной закономерности распада оледенения.

Вопросы стадияльного распада ледников последнего оледенения Памиро-Алая остались вне поля зрения большинства исследователей. Н. Л. Корженевский [7] для северного склона Заалайского хребта выделил 4 стадии отступления древнего ледника с депрессией снеговой линии в 500—540, 310—400, 270—300 и 150—200 м, подсчитанной им по методу Куровского. Для южного склона Алайского хребта наиболее низкое положение конечных морен и концов трогов соответствует высоте 3417 м. Депрессия снеговой линии при указанном положении границ ледников составляет 1297 м. Р. Д. Забиров считает, что «метод характеристики интенсивности древнего оледенения по величине депрессии снеговой линии в целом для Памира неприемлем» [5, 262]. Вместе с тем он указывает, что снеговая граница в эпоху последнего оледенения располагалась ниже современной на 750—950 м на северо-западе Памира и на 350—450 м на юго-востоке. Р. Д. Забиров вслед за К. К. Марковым решительно выступает против точки зрения иностранных ученых (Е. Хентингтон, В. Фиккер, Р. Клебельсберг, Р. Финстервальдер) о том, что депрессия снеговой линии на Памире достигала 1000—1500 м. Он считает, что эта точка зрения не обоснована и объясняется желанием перенести альпийские каноны на Памир. Стадияльной изменчивости ледников Памира Р. Д. Забиров уделяет мало внимания. Фактически он пишет только о хирсдаринской фазе оледенения, которая предшествовала современному отступанию ледников.

По М. И. Ахуну, на Восточном Памире отчетливо прослеживаются шесть стадияльных морен последнего оледенения<sup>1</sup>. Стадии отступления ледников последнего оледенения в восточной части северного склона Заалайского хребта изучал К. М. Мирзаев [15]. Им выделено только три стадии последнего оледенения: максимальная, спускавшаяся в Алайской долине до высоты 3160 м, а в долинах Кызылсу (восточной) и Нуры до высоты 2820 м; стадия сокращения, фиксирующаяся на высоте 3860 м, и современная морена ледников.

Обзор литературы свидетельствует о том, что для всего Восточного Памира, включая восточную часть Заалайского хребта, указывается ограниченное число стадий последнего оледенения (от трех до шести); при невероятно малой депрессии снеговой границы всего в 350—540 м (для района оз. Каракуль депрессия снеговой границы, по Забирову, едва достигала 260—350 м). По существу, это трудно объяснить, так как в смежных районах депрессия снеговой линии, по мнению большинства исследователей, была близка или даже превосходила 1000 м.

Летом 1966 г. стадии сокращения ледников последнего оледенения в зоне Памиро-Алая изучал автор этой работы. В качестве объектов исследования были выбраны южный склон Алайского хребта, Алайская долина, северный склон Заалайского хребта и Северный Памир на участке бассейна р. Маркансу.

В Алайском хребте работы проводились в бассейне р. Сарык-Могол (рис. 3). Долина этой реки на всем протяжении имеет форму трога, открытого в сторону Алайской долины. У выхода из гор на высоте 3020 м трог замыкается сходящимися моренными грядами, очерчивающими конец древнего ледника. Ниже морены вплоть до р. Кызылсу простирается наклонный валунный заандр. Выше по долине отлично видны

<sup>1</sup> Ссылка в книге З. А. Сваричевской [20].

конечно-моренные образования на высотах 3180 и 3220 м. Каждое из них образовано из трех-четырех слившихся малых морен и отделено одно от другого выравненным участком трога. Это позволяет считать их стадияльными образованиями. Следы еще одной морены, правда заметно хуже сохранившейся, имеются на высоте 3260 м. Прекрасно выраженная конечная морена этой же стадии обнаружена в правой боковой долине на высоте 3360 м.

Особый интерес представляет участок местности при впадении в Сарык-Могол его левого притока — Гунта. Громадные разломы с вертикальным смещением от 50 до 200 и даже более метров пересекли этот участок как в продольном, относительно главной долины, так и в поперечном направлении. Нижние участки русел обеих рек соответствуют тектоническим расколам глубиной 50—70 м. Разбитыми оказались не только дно и склоны трога, но также и конечная морена IV стадии. Нижний край морены фиксируется на высоте 3520 м. Тектонический параксизм, вызвавший образование этих разломов, по всей видимости, имел место либо в момент образования конечной морены IV стадии, либо после ее образования. Во всяком случае, обвальные массы, рухнувшие со склонов долин, в ряде мест смещены двигавшимся ледником и приняли облик валов, потоков и оплывин, затопивших долину Сарык-Могола выше морены.

Конечные морены V стадии, лежащие в долине Сарык-Могола на высоте 3720 м, а в долине Гунта — на высоте 3670 м, также насыщены обвальным материалом и пространственно согласуются с линиями поперечных разломов. Особенно велики обвально-моренные массы Сарык-Могола, наглухо перегородившие долину. Конечная морена VI стадии в долине Гунта также носит отчетливые следы сейсмической деятельности и сопряжена с поперечным разломом. В долине Сарык-Могола морена VI стадии представлена забронированным глетчером. Современные ледники бассейна окаймлены свежими валами морен VII стадии.

В табл. 2 сведены высоты всех конечноморенных образований бассейна Сарык-Могола.

Т а б л и ц а 2

**Высоты стадияльных конечных морен  
в бассейне Сарык-Могола, м**

Стадия	Сарык-Могол	Гун	Долина Катта	В среднем
Нижний край ледника	4280	4200	—	4240
VII	4150	4050	—	4100
VI	4050	3860	4110	4000
V	3840	3740	3850	3820
IV	3590	—	3640	3610
III	3300	—	3450	3370
II	3220	—	—	3220
I	3180	—	—	3180
Мах.	3020	—	—	3020

В долине Сарык-Могола, сразу выше конечной морены IV стадии, на правом берегу реки обнажаются рыхлые отложения верхнего голоцена. В основном они сложены аллювиально-делювиальными образованиями (рис. 3). В обнажении четко видны три погребенных горизонта

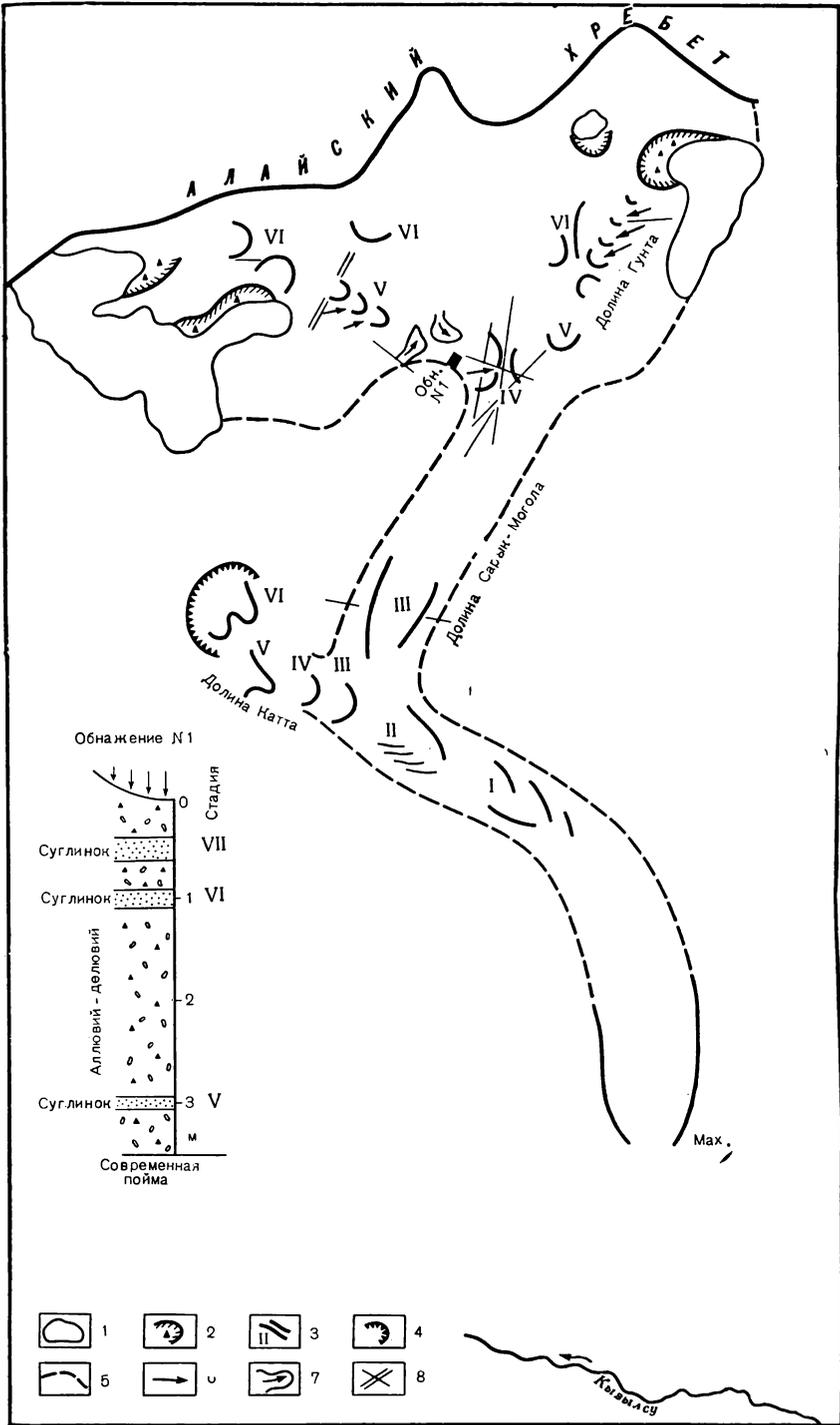


Рис. 3. Схема распада оледенения в долине Сарык-Могола:

1 — ледники; 2 — современные морены; 3 — древние морены; 4 — кары; 5 — контуры ледника во время максимальной стадии; 6 — обвалы; 7 — оплывни; 8 — разломы

суглинков. Вся толща образовалась позже отступления ледника IV стадии. В связи с этим горизонты суглинков, отвечающие ослаблению аккумулятивной деятельности реки, могут быть сопоставлены с V, VI, и VII стадиями оледенения.

Анализируя приведенные факты, можно сделать следующие выводы:

1. Распад последнего оледенения на южном склоне Алайского хребта прошел через восемь стадий.

2. Депрессия концов ледников (расстояние по вертикали между современными границами ледников и моренами максимальной стадии) составляет только 1220 м, что примерно на одну треть меньше, чем в других горных странах южного обрамления СССР.

3. Времени формирования морен IV стадии оледенения соответствовал мощный пароксизм тектонической активности. После него уровень сейсмо-тектонической активности оставался высоким, во всяком случае на протяжении V и VI стадий.

4. Депрессия снеговой линии, подсчитанная по максимальной морене, составляет только 780 м, что также примерно на одну треть меньше, чем в остальных горных системах южного обрамления.

Обратимся теперь к северному склону Заалайского хребта. Исследования проводились здесь в долине р. Джанай-Дартака (Кызыл-Агын), берущей начало с ледника Корженевского, а также в долинах ее левых притоков (рис. 4).

На северном склоне Заалая бросаются в глаза два чрезвычайно существенных обстоятельства: во-первых, невероятно малый вертикальный диапазон древнего оледенения, едва достигающий 600 м, и, во-вторых, тотальная затопленность горных долин и всей Алайской долины вплоть до берега р. Кызылсу совершенно молодым, едва начинающим зарастать зандром, над поверхностью которого конечные морены — чукуры выступают в виде полузатопленных полуостровов.

Чукуры, давно принимаемые за конечные морены последнего оледенения, отложены громадными ледниками подножий, спускавшимися по долинам северного склона хребта. По своему строению чукуры неоднородны и являются слившимися системами ряда стадияльных конечных морен, полузатопленными молодым зандром. Изучение чукуров ледника Корженевского показало, что они состоят из четырех разновозрастных систем конечных и боковых морен. Наиболее древняя из морен, отвечающая максимальному распространению ледника, выдвинута далеко в пределы Алайской долины и оканчивается отчетливым моренным фронтом на высоте 3150—3200 м. Этой конечной морене соответствуют внешние дуги боковых морен. В максимальную морену вложены еще три системы конечных и боковых морен, соответственно оканчивающихся на высотах 3250—3300, 3400 м и у самого выхода из гор на высоте 3500 м. Каждая из названных систем в свою очередь образована из 2—3 малых конечноморенных комплексов.

Горная часть долины р. Джанай-Дартака, являющаяся типичным трогом, почти на всем протяжении лишена конечно-моренных образований и затоплена молодым зандром. Нижний 10-километровый отрезок ледника Корженевского в значительной степени погребен мореной и представляет собой хаотические нагромождения моренных сопков и валов и монолитов льда, разбитых трещинами и чередующихся с промоинами, озерами и потоками. Единого монолитного тела ледника уже не чувствуется. Судя по всему, язык ледника в настоящее время мертв, размывается и поступательного движения не имеет. Современная конечная морена ледника окончательно сформируется в ходе дальнейшего вытаивания льда.

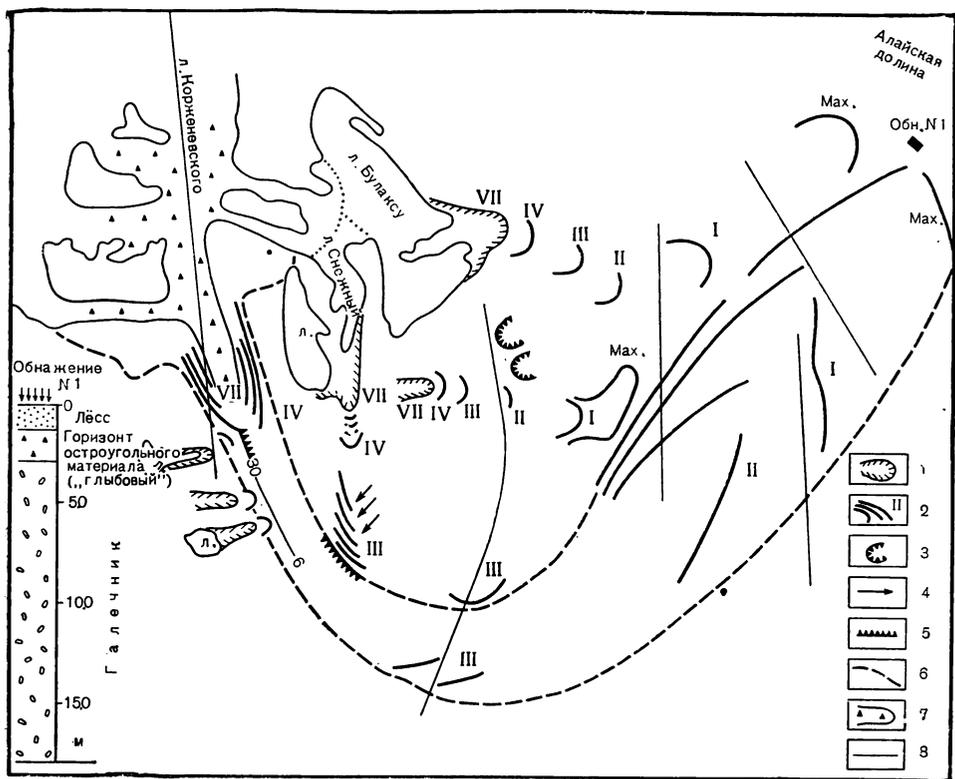


Рис. 4. Схема распада оледенения в долине Джанай-Дартака:

1 — современные морены; 2 — древние морены; 3 — кары; 4 — обвалы; 5 — обрывы; 6 — контур ледника во время максимальной стадии; 7 — полупогребенный конец ледника Корженевского; 8 — разломы по К. В. Курдюкову

На протяжении нижних трех километров по обоим бортам долины вдоль ледника тянется тройная дуга ледниково-моренных террас. Наиболее высокий уровень этих террас находится на 80—100 м выше современной морены. Моренные дуги спускаются к современному концу ледника и, приобретая тенденцию к замыканию, обозначают собой положение древнего конца ледника. На правом фланге сохранилось 60-метровое обнажение этой более древней морены. Хорошо видно, как современная светло-серая морена напоздает «на хвосты» более древней красноватой морены, покрытой альпийским лугом. Высота подножия как современной, так и древней морены более или менее одинакова и равна 3800 м.

Итак, со всей определенностью можно констатировать, что полупогребенный конец современного ледника прикрывает собой более древнюю стадияльную конечную морену. Судя по тому, что горная часть долины лишена каких-либо моренных образований, а верхняя, чукурная, морена, стадияльно являющаяся конечной мореной III стадии, только на 200 м ниже заросшей морены; последнюю можно отнести к IV стадии оледенения. В результате мы пришли к парадоксальному выводу: полупогребенный конец современного ледника лежит — это может показаться странным — на морене IV стадии.

Совершенно аналогичная картина наблюдается и на ледниках Булаксу (нижней), где современная морена «села» на заросшую расти-

тельностью конечную морену, относимую нами к IV стадии. Правда, конец современной морены не дошел здесь до подножия морены IV стадии, а остался висеть над ним на высоте около 100 м. Ниже морены IV стадии отлично виден моренный поток, спускающийся в Алайскую долину и приобретающий облик чукуров. На нем без труда фиксируются валы-уступы, соответствующие III, II, I и максимальной стадиям.

С некоторыми отклонениями описанная закономерность свойственна и другим долинам бассейна реки Снежная, Булаксу-средняя).

Не менее характерна картина зандрово-аллювиальных террас долины Джанай-Дартака. Прежде всего вызывает недоумение чрезвычайная бедность долины террасами. Как уже говорилось, долина затоплена современным зандром, смыкающимся с краем ледника. В эту начинающую зарастать террасу врезано на глубину 1—2 м широкое валунно-галечное русло реки. Выше современного зандра есть только одна намытая терраса, смыкающаяся с мореной IV стадии. Около ледника высота этой террасы достигает 60 м; затем терраса снижается до 30—20—10—6 м и фрагментарно прослеживается вплоть до Алайской долины и даже ниже максимального чукура. В строении этой террасы в самой нижней части ее распространения есть одна удивительная черта. На слой флювио-гляциального галечника мощностью 5—10—15 м ложится горизонт остроугольной дресвы с включением отдельных остроугольных глыб. Мощность этого горизонта 1,0—2,5 м. Остроугольные глыбы, вывалившиеся из этого горизонта, порой достигают в поперечнике 1,5 и даже 4,0 м. И это в 15 км от выхода реки из гор!<sup>2</sup>.

Суммируя рассмотренный материал, можно сделать следующие выводы:

1. Распад последнего оледенения на северном склоне Заалая прошел только через шесть стадий. Концы современных ледников (или современные морены) находятся на уровне морен IV стадии. Соответственно морен V и VI стадий нет совсем.

2. Четыре нижние морены сближены по высоте так же, как это наблюдалось на южном склоне Алайского хребта.

3. После образования морен IV стадии наступила эпоха интенсивного размыва. Размыву предшествовало громадное сейсмо-селевое наводнение. По времени процессу размыва соответствует образование лёссов.

4. После эпохи размыва началось наступание ледников, которое продолжалось почти до современной эпохи. Судя по врезу в современный зандр, можно думать, что ледники в самое последнее время начали отступать.

5. Депрессия снеговой линии, подсчитанная по максимальной чукурной морене, достигает величин в 650—750 м. Следует иметь в виду, что эта величина депрессии снеговой линии, полученная по современным высотным параметрам ледников, фактически соответствует депрессии, отвечающей высотным параметрам ледников IV стадии.

Третий район исследования — бассейны Уйсу и Маркансу — принадлежит уже собственно Памиру (рис. 5). Древний ледник, спускавшийся по долине Уйсу (Коксай), здесь раздваивался. Одна ветвь поворачивала в Маркансу, а вторая двигалась по проходу в сторону чукуров северного побережья оз. Каракуль. С геоморфологической точки зрения пристальное внимание привлекает конец отрога, разделяющего долины

---

<sup>2</sup> Горизонт остроугольного материала сверху перекрыт лёссом (рис. 3).

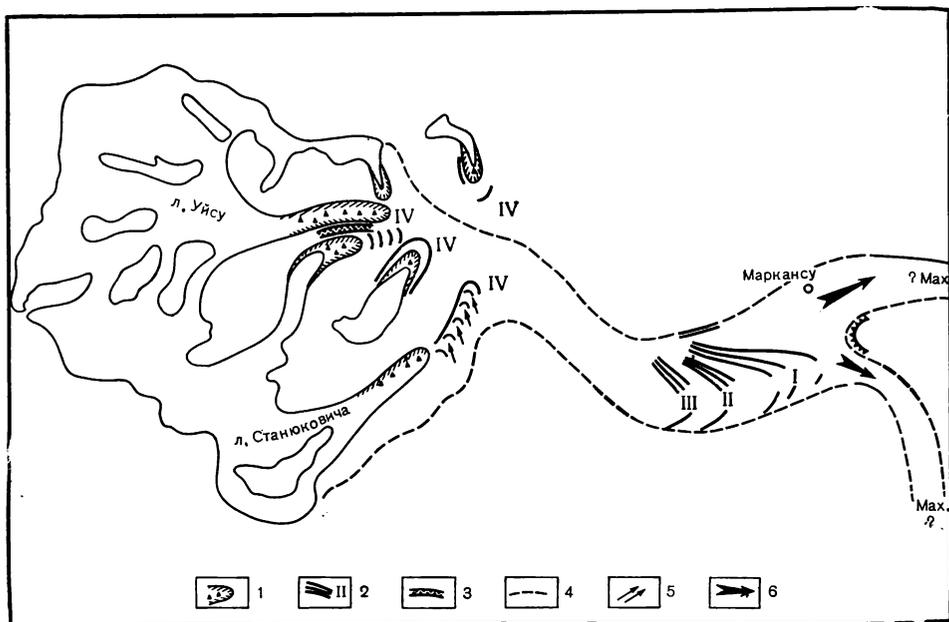


Рис. 5. Схема распада оледенения в долине Уйсу:

1 — современные морены; 2 — древние морены; 3 — каньоны; 4 — контур ледника во время максимальной стадии; 5 — обвалы; 6 — направление течения льда

Уйсу и Маркансу. У подножия отрога, недалеко от современной поймы р. Уйсу отлично виден молодой разлом. С него берет начало тройной пучок боковой морены, заворачивающий в сторону реки и очерчивающий положение древнего конца ледника. Подножие этой стадияльной морены 4100 м. Выше на склоне отрога берет начало еще один тройной пучок боковой морены. Он спускается к реке одним километром ниже верхнего пучка и оканчивается на высоте 4050 м. Между обоими пучками морен видно значительное межстадияльное понижение.

Еще выше, на склоне отрога, берет начало третий, также тройной пучок боковых морен. В отличие от первых двух боковые морены этого пучка сильно расходятся. Внешняя, наиболее высокая боковая морена оканчивается в 1,0—1,5 км к западу от шоссе на высоте 4000 м.

Все три описанные конечные морены маркированы также боковыми моренами и на правом берегу реки.

В самой верхней части склона начинается еще один пучок боковых морен, состоящий из двух-трех гряд. Эти морены, соответствующие, очевидно, максимальному распространению ледника, сворачивают влево и теряются западнее поста Маркансу. Оканчивается морена максимальной стадии уже к востоку от дороги в долине Маркансу. Еще одна ветвь ледника максимальной стадии поворачивала вправо и возможно доходила до чукуров Кара-Джилги (абсолютная высота 3950—4000 м).

Таким образом, в нижней части долины Уйсу надежно выделяются следы четырех наиболее ранних стадий оледенения — максимальной, I, II и III, почти не отличающихся одна от другой по высоте залегания.

Горная часть долины Уйсу кончнорморенных образований лишена. Конец ледника Уйсу на протяжении трех километров забронирован голубоватой мелкоземистой мореной, соответствующей VII стадии оледенения. В понижении между сходящимися валами современных конечных

морен нескольких ледников видны фрагменты более древней морены, прочно слежавшейся и местами заросшей. Эта морена прорезана глупоим 50—60-метровым каньоном.

Несколько иная картина морен в долине ручья, берущего начало с ледника Станюковича (по Р. Д. Забирову, условно ледник Трапеция). Долина этого ручья заполнена громадным моренно-обвальным образованием, прижатым к правому борту долины. Можно думать, что во время существования здесь ледника произошло сильнейшее землетрясение, во время которого на ледник и уже формирующуюся конечную морену рухнули громадные массы обломков, особенно с правого борта долины. После этого обвальные массы были несколько смещены еще двигавшимся ледником вниз по долине, в результате чего сформировался вал, отделенный от склона системой депрессий. На правом склоне, на высоте 300—400 м над мореной, отлично видны линии молодых разломов, маркированные многочисленными родниками.

Ледник Станюковича обладает очень незначительной современной конечной мореной высотой 20—30 м. Обрывистый край ледника навалился на него и почти уперся в «хвост» более древнего обвально-моренного комплекса. Конец ледника Станюковича лежит на высоте 4480 м, а нижний край обвальной морены — на высоте 4360 м.

Вся долина Уйсу вплоть до Маркансу затоплена молодым зандром, над поверхностью которого местами поднимаются в виде островов и полуостровов моренные останцы. В молодой, только начинающий зарастать зандр на глубину до 1,5 м врезано широкое валунно-галечное русло реки, разбивающееся на большое число протоков. Выше этого зандра видна только одна терраса высотой 2—4—6 м. Очевидно, эта терраса берет начало с погребенной конечной морены ледника Уйсу. Около самого ледника она постепенно повышается до 8—10 м. Современные забронированные концы ледников навалились на нее. С этой же террасой фактически смыкается и моренно-обвальный комплекс ледника Станюковича.

Изложенные факты показывают, что ход событий голоцена в долине Уйсу практически ничем не отличается от вышеописанной истории событий на северном склоне Заалийского хребта. В нижней части долины имеются четыре сближенных по расстоянию и по высоте комплекса конечных морен раннего голоцена. Современные морены перекрыли или вплотную подошли к моренам IV стадии. В момент формирования морен IV стадии имело место сильное землетрясение, после которого происходило интенсивное сокращение ледников, сопровождавшееся врезанием в верхнюю (2—4—6 м) террасу. Затем наступление ледников продолжалось вплоть до современной эпохи, в результате чего вся долина оказалась затопленной молодым зандром. В самое последнее время начался процесс вреза в поверхность зандра, который свидетельствует о начале отступления ледников. Депрессия снеговой линии, подсчитанная по максимальной морене, составляет только 630 м.

В заключение приводим таблицу высот всех конечноморенных образований бассейнов Джанай-Дартака на северном склоне Заалая и Уйсу на Северном Памире.

Изучение конечноморенных образований Заалая и Северного Памира привело нас к убеждению, что в данном случае мы имеем дело с совершенно необычным инверсионным характером распада ледников последнего оледенения.

Попытаемся теперь оценить полученные результаты. На рис. 6 сопоставлены типовая кривая дегляциации для гор территории СССР (кривая 1) и кривые дегляциации южного склона Алайского хребта,

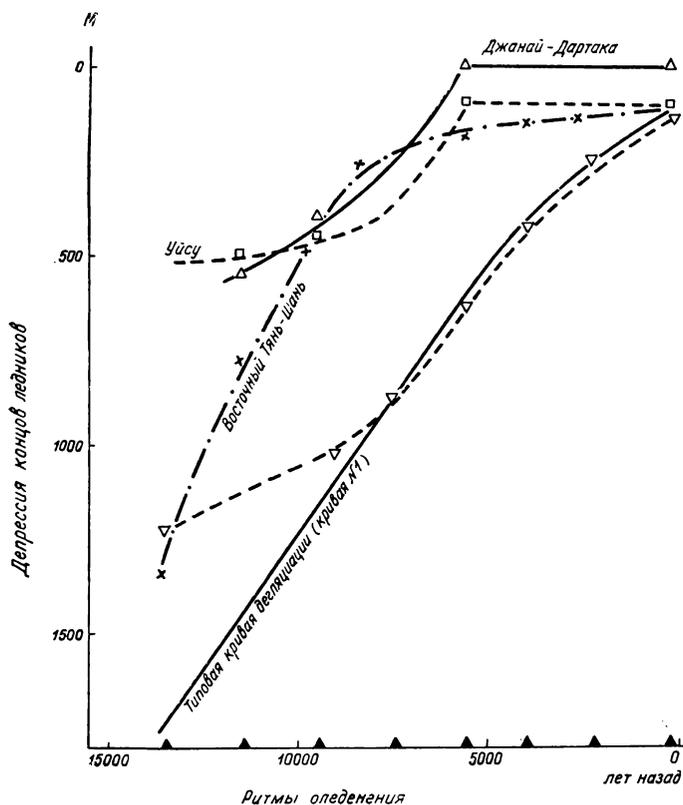


Рис. 6. Кривые дегляциации Памиро-Алая и восточного Тянь-Шаня

северного склона Заалайского хребта и Северного Памира. Отчетливо видно, что кривая дегляциации Алая заметно отклонилась от типовой кривой в ранние стадии оледенения. Депрессия концов ледников на южном склоне Алая во время максимума оледенения составила около 1220 м вместо 1740 м, отмечаемых в других горных системах СССР. Начиная с III стадии кривая дегляциации Алая приблизилась к типо-

Таблица 3

Высота конечных морен в бассейнах Джанай-Дартака и Уйсу, м

Стадия	Ледник Корженевского	Булаксу (нижняя)	Уйсу	Ледник Станюковича
Нижний край ледника VII	3800	3800	4500	4480
	3800	3720	4400	4480
Конечных морен нет				
IV	3800	3660	4400	4360
III	3500	3560	4100	
II	3400	3460	4050	
I	3250—3300	3250	4000	
Мах.	3150	3150	3950—4000	

вой кривой и дальше фактически с ней совпала. Разительно отличаются от типовой кривой кривые дегляциации северного склона Заалая и Северного Памира. Во время максимума оледенения депрессия концов ледников составила в этих районах только 600 м, а начиная с IV стадии сокращение ледников вообще прекратилось.

Учитывая, что климатические изменения подчиняются общепланетарным закономерностям, отклонения кривых дегляциации Памиро-Алая от типовой кривой можно объяснить только особенностями тектонического режима этой территории. Укороченный диапазон последнего оледенения, несомненно, подтверждает общий подъем Памиро-Алая, происходящий на протяжении голоцена. Появляется соблазн оценить подъем Алая и Заалая — Памира по кривым дегляциации. В этом случае надо будет признать, что на протяжении голоцена Алай поднялся на 520 м (1740—1220), Заалай — на 1090 м (1740—650) и Северный Памир — на 1190 м (1740—550). Однако очевидно, что такое решение было бы слишком поспешным. Известно, что изменение высоты снеговой линии совсем не влечет за собой такое же по абсолютной величине изменение высоты конца ледника, которая обычно подвержена гораздо большим колебаниям. Поэтому, несомненно, более оправданным будет использование депрессий снеговой линии, а не депрессий концов ледников. Для решения этого вопроса мы использовали кривую связи стадийных депрессий концов ледников и соответствующих им депрессий снеговой линии (рис. 2). Зная депрессии концов ледников во время максимума оледенения для Алая, Заалая и Северного Памира, по этой кривой можно снять соответствующие им депрессии снеговой линии. Очевидно, отклонение этих депрессий от максимальной депрессии снеговой линии во время последнего оледенения покажет общий подъем территории за голоцен. Ниже приведены соответствующие расчеты:

Горная система	Вертикальный диапазон оледенения, м	Депрессия снеговой линии, м	Отклонение от максимальной депрессии = суммарный подъем за голоцен, м
Алай	1220	800	1150 — 800 = 350
Заалай	650	400	1150 — 400 = 750
Северный Памир	550	325	1150 — 325 = 825

В бассейне Сарык-Могола на южном склоне Алайского хребта морены IV стадии дают величину депрессии снеговой линии в 330 м. Депрессия снеговой линии для морен IV стадии равна 350 м (см. табл. 1). Это значит, что начиная с IV стадии Алайский хребет больше не испытывал подъема. Весь подъем в 350 м приходится на нижний голоцен, т. е. на промежуток времени с максимальной до IV стадии (точнее даже до III стадии).

Современные концы ледников на северном склоне Заалая и на Северном Памире перекрыли (или подошли вплотную) к конечным моренам IV стадии. На этом основании можно утверждать, что после IV стадии Заалай и Северный Памир поднялись на 350 м, компенсировав климатическое повышение снеговой линии за весь верхний голоцен. Соответственно в нижнем голоцене (т. е. до IV стадии) Заалай и Северный Памир поднялись на 400 и 475 м.

Необходимо разобраться еще в одном сложном вопросе. Ниже приведены депрессии снеговой линии для максимальных морен Памиро-Алая, вычисленные по формуле Л. А. Варданянца.

Горная система	Абсолютная высота конечной морены, м	Ледник, по которому выполнялся подсчет	Депрессия снеговой линии, м (округленно)
Алай	3020	Ледники Сарык-Могола	Около 800
Заалай	3150	Корженевского	750
"	3100	Ленина	700
"	3150	Булаксу (нижняя)	650
Северный Памир	3950	Уйсу	630

В каком же соотношении находятся приведенные здесь данные о депрессиях снеговой линии со всем предшествовавшим анализом подъема Памиро-Алая? Для южного склона Алайского хребта депрессии снеговой линии, снятые с кривой связи и подсчитанные по формуле, не отличаются одна от другой. Общая депрессия снеговой линии в Заалае, снятая с кривой, составляет 400 м. Почему же в таком случае депрессия снеговой линии, подсчитанная методом Варданянца по леднику Корженевского, достигает такой громадной величины, равной 750 м? Дело в том, что эта величина включает депрессию IV стадии, равную 350 м и компенсированную подъемом хребта в верхнем голоцене. Иными словами, подъем хребта уменьшил депрессию снеговой линии на 350 м. Тогда депрессия снеговой линии для максимальной морены составит:  $750 - 350 = 400$  м. Как видим, эта величина совпала с депрессией снеговой линии, снятой с графика связи. Аналогичный ход рассуждений имеет отношение и к Северному Памиру. Таким образом, величины депрессий снеговой линии, полученные по формуле Л. А. Варданянца, в общих чертах подтверждают наш ход рассуждений о подъеме Памиро-Алая в голоцене.

Есть еще один путь, подтверждающий правильность нашего анализа. Неподалеку от конца ледника Булаксу, справа от него, есть два кара, заложенные на высоте 3630 м. Это наиболее низкие из каров всего района, очевидно отвечающие максимальной стадии оледенения. В настоящее время они показывают депрессию снеговой линии (относительно высоты современной снеговой линии на северном склоне осевого гребня Заалая) в 1130 м, фактически соответствующую максимуму оледенения. Правильно ли это? Во время максимума оледенения эти кары должны были располагаться на высоте 2880 м (3630 м минус общий подъем Заалая, равный 750 м). С тех пор снеговая линия по климатическим причинам поднялась на 1150 м. К этому следует добавить общий подъем территории на 750 м. В результате мы получим:  $2880 + 1150 + 750 = 4780$  м, т. е. практически современную высоту снеговой линии.

Для удобства анализа мы исходим из того, что современные концы ледников (или современные морены) Заалая и Северного Памира по высоте в точности соответствуют моренам IV стадии. В действительности это не совсем так. В некоторых случаях современные морены, которые на большинстве ледников уже сформировались, лежат на 80—120 м выше морен IV стадии (ледники Булаксу, Снежный, Станюковича). Современная морена ледника Уйсу, напротив, завалила полностью морену IV стадии. Однако открытый конец ледника лежит значительно выше. Только на леднике Корженевского конец современной морены, который одновременно может считаться концом полупогребенного языка, по высоте совпадает с подножием морены IV стадии.

Все сказанное заставляет думать, что ледники, наступавшие в верхнем голоцене, не во всех случаях достигли размеров ледников IV стадии. Кроме того, в большинстве случаев ледники уже начали отходить от морен VII стадии. Оценить масштабы всех этих колебаний достаточно

трудно, но для того чтобы в какой-то степени их учесть, необходимо наши представления об общем масштабе подъема Заалая и Северного Памира в верхнем голоцене несколько уменьшить, оценочно метров на 50.

С другой стороны, следует заметить, что в своих вычислениях общего подъема Памиро-Алая мы основывались на сводных данных по распаду ледников последнего оледенения в других горных системах. При этом мы молчаливо исходили из того, что все эти горные системы за голцен не изменили своей высоты. Однако это не отвечает действительному положению вещей. Выше мы уже показали, что подъем горных систем в голоцене может быть оценен в 70 м. Следовательно, вычисленную нами величину подъема Памиро-Алая следовало бы в этом случае увеличить на 70 м.

Теперь можно видеть, что уточнения общего подъема Памиро-Алая за голоцен, связанные с отступанием ледников от морен VII стадии и с общим подъемом горных стран, близки по абсолютной величине, но имеют противоположные знаки. В связи с этим можно думать, что они взаимно компенсируются. Таким образом, величины подъема Памиро-Алая за голоцен, приведенные на стр. 75, можно считать близкими к истине.

Ниже приведены величины подъема Памиро-Алая за нижний и верхний голоцен, а также годовые скорости подъема.

Горная система	Подъем в нижнем голоцене, м	Подъем в верхнем голоцене, м	Средняя скорость подъема в голоцене, мм/год
Алай	350	0	47 (только в нижнем голоцене)
Заалай	400	350	57
Северный Памир	475	350	62

Скорость подъема Заалая и Северного Памира в голоцене достигла величин в 57—62 мм/год. Как видим, наши выводы в целом совпадают с выводами ботаников и археологов (В. А. Ранов и Л. Ф. Сидоров [18]; К. В. Станюкович [27]).

Несколько слов следует посвятить общей физико-географической обстановке Памиро-Алая в голоцене. Во время максимума оледенения, когда концы ледников спускались в Алайскую долину до высоты 2300—2400 м с Заалая и до 2700 м с Алая (имеются в виду высоты до подъема), снеговая линия на северном склоне Заалая проходила на высоте 2800—2900 м, а на южном склоне Алая — на высоте около 3000 м. На Северном Памире в долинах Уйсу — Маркансу языки ледников спускались до высоты 3100 м, а снеговая линия располагалась на высоте около 3200 м.

Начиная с максимума оледенения вся зона Памиро-Алая энергично поднималась, причем южные участки этой зоны обгоняли в своем поднятии северные. Вместе с горными хребтами поднималась и Алайская долина.

На всем протяжении нижнего голоцена (13200—5800 лет назад) идет противоборство между общеклиматическим подъемом снеговой линии и ее компенсационным опусканием за счет поднятия территории. Преобладает все-таки климатический подъем снеговой линии. Ледники отступают, но очень вяло; более поздние морены садятся «на хвосты» более старых — в результате формируются чукуры.

Вероятно, в конце нижнего голоцена темп тектонического поднятия снизился почти до нуля, в результате чего концы ледника в промежутке времени между отложением конечных морен III и IV стадий (6000—7000 лет назад) поднялись на значительную высоту, достигающую 250—300 м и являющуюся нормальной для данного межстадиального высотного интервала. Подъем Алайского хребта с этого времени больше не возобновлялся.

Во время формирования конечных морен IV стадии в районе Памиро-Алая развился исключительный по своей силе сейсмо-тектонический кризис, являющийся отзвуком катастрофы IV тысячелетия до н. э. («эпохи больших обвалов») <sup>3</sup>. Громадные тектонические нарушения и связанные с ними обвалы образовались как на Алайском хребте, так и на Северном Памире. В долине Джанай-Дартака прокатилась волна грандиозного сейсмического селя, вынесшего громадные глыбы на расстоянии более 15 км от края гор и отложившего горизонт остроугольного материала.

О гигантских обвальных массах, обнаруженных в долинах рек Ачикташ и Комансу, сообщает К. В. Курдаков [9]. Ачикташская обвальная масса берет начало в верховьях долины около конца ледника Ленина и выходит в Алайскую долину, перекрывая чукуры. По аналогии с долиной Джанай-Дартака мы вправе говорить, что она перекрывает четыре стадийные морены нижнего голоцена (максимальную, I, II и III). В самой верхней части долины обвальная масса либо уничтожена денудационными процессами, либо перекрыта более молодой обвальной массой. Вернее всего, она разрушена вновь наступившим ледником Ленина. Приведенные сведения показывают, что гигантский обвал, описанный Курдюковым, произошел позже III стадии оледенения, но до начала разрастания ледников в верхнем голоцене. Наиболее вероятный момент ее образования, по нашему мнению,—IV стадия оледенения. Иными словами, описанный гигантский обвал произошел одновременно с сейсмическим наводнением в долине Джанай-Дартака.

Команская обвальная масса в общих чертах напоминает ачикташскую, но значительно больше ее. Она также перекрывает чукуры и доходит до подножий Алайского хребта. Судя по описанию Курдюкова, команский обвал также произошел позже образования конечной морены III стадии; по-видимому, он синхронен с ачикташским обвалом.

Последствия этой катастрофы пока не совсем ясны. Вероятнее всего, она вызвана (или сопровождалась) стремительным таянием и отступанием ледников. Реки глубокими каньонами прорезали конечные морены IV стадии и начали активно врезаться в зандровые отложения, формируя верхнюю террасу. Очевидно, этому же времени соответствует энергичный процесс лёссовобразования.

К числу наиболее важных последствий катастрофы IV тысячелетия до н. э. следует отнести омоложение главного Алайского разлома, проходящего по оси Алайской долины. Начиная с этого времени Алайский хребет тектонически повел себя так, как и все остальные горные системы южного обрамления Советского Союза. Заалайский хребет и Северный Памир в верхнем голоцене, напротив, возобновили общие восходящие движения. Однако последствия этого подъема оказались существенно иными, чем в нижнем голоцене. Известно, что после IV стадии оледенения темп климатического подъема снеговой линии стал меньшим. Если в нижнем голоцене подъем снеговой линии не мог полностью компенсировать

<sup>3</sup> См.: Е. В. Максимов [12].

роваться тектоническими поднятиями, то в верхнем голоцене такая компенсация уже имела место. В результате ледники перестали отступать и началась как бы малая ледниковая эпоха. По всей видимости, после катастрофы IV тысячелетия до н. э. и связанного с ней стремительного таяния ледников началось длительное наступание ледников. В конце концов ледники вновь достигли (или почти достигли) конечных морен IV стадии. Совершенно прекратилось врезание рек, и, наоборот, молодые задровые отложения затопили большую часть Алайской долины и котловины Северного Памира. В результате к нашему времени сформировался рельеф, подобный рельефу ледниковой эпохи.

Существенно по-иному повел себя в верхнем голоцене Алайский хребет. Поднятия прекратились, и ледники Алайского хребта начали отступать по тому же стадиальному плану, что и в остальных горных системах СССР (т. е. через V, VI и VII стадии).

Можно думать, что стремительный тектонический подъем Заалая и Северного Памира в последние 100—300 лет либо уменьшился, либо прекратился совсем. Об этом говорит формирование морен VII стадии, омертвление ледниковых языков и, самое главное, начавшийся новейший этап врезания рек в молодые задровые поля (долины рек Джанай-Дартака, Кызыл-Арт и Уйсу).

Итак, мы видим, что Памиро-Алай явился на протяжении голоцена ареной грозных и совершенно необычных событий. Оказывается, одно из высочайших нагорий земного шара в значительной степени образовалось почти буквально на глазах человека.

Говоря о связи стадиального распада ледников с тектоническими процессами, необходимо уяснить, в какой степени эти процессы находят отражение на каровых графиках. Каровый график Памира, составленный по карам горного обрамления ледника Федченко, показывает экстремальные значения на высоте 4750 м (рис. 6), что соответствует депрессии снеговой линии — 150 м)<sup>4</sup>. Это значит, что каровый уровень IV стадии оказался на 150 м выше снеговой линии, вместо того чтобы быть на 350 м ниже ее. Таким образом, общий подъем горного обрамления ледника Федченко за голоцен составил 500 м (350 + 150).

Максимальная депрессия конца ледника Федченко выражается величиной, близкой к 1000 м (по К. К. Маркову [14], древний Муксуйский ледник оканчивался на высоте 1800—1900 м в районе слияния Муксу и Кызылсу). По кривой связи (рис. 1) это соответствует депрессии снеговой линии в 650 м. В этом случае общий подъем местности выразится также в 500 м (1150—650)<sup>5</sup>.

Итак, используя два совершенно различных метода, мы получили тождественные результаты.

Сложнее обстоит дело с каровым графиком Заалая (рис. 7). Экстремум графика выражен нечетко; очевидно, он соответствует высоте 4660 м. Осредненное значение высоты снеговой линии, по Р. Д. Забирову [5, 49], составляет примерно 4350 м. С учетом того, что подавляющее большинство каров снято на северном склоне хребта, ее высоту надо несколько уменьшить, примерно до 4250 м. Приняв эти показатели, получим величину подъема Заалая в голоцене порядка 750 м, что в общем соответствует расчетам, приведенным выше.

<sup>4</sup> Высота современной снеговой линии в районе ледника Федченко принята равной 4600 м.

<sup>5</sup> В книге Р. Флинта [29] на стр. 136 помещена фотография нижней части ледника Федченко (фиг. 37). Отчетливо видна та же самая затопленность долины молодым задром, о которой мы говорили применительно к Заалаю, Северному Памиру и Центральному Тянь-Шаню.

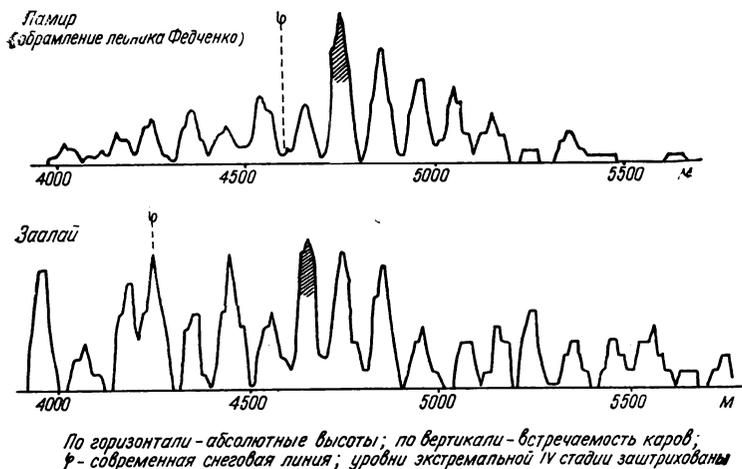


Рис. 7. Каровые графики: Памир и Заалай

Естественно представляет интерес вопрос о том, является ли Памиро-Заалай совершенно исключительным по темпам молодых поднятий районом и нет ли других горных систем, также испытывающих стремительные восходящие движения. Во время полевых исследований нам не приходилось сталкиваться с чем-либо аналогичным. Но анализ литературных данных наводит на мысль, что сходный с Памиром тектонический режим характерен для Центрального Тянь-Шаня.

### ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Д. Н. Нотаров [16] обращает внимание на затопленность долины реки Иньльчек молодым аллювием; конечные морены выступают над ним в виде небольших островков. Л. Г. Бондарев [3] применительно к долинам Южного Ак-Шийрака пишет, что «те немногочисленные остатки древних конечноморенных гряд, которые мы наблюдали, буквально погружены в рыхлые наносы и возвышаются над поверхностью аллювия, как островки, всего на 3—5 м...» [3, 109]. Наконец, кривая дегляциации Восточного Тянь-Шаня (в пределах Китая) показывает заметное отклонение от типовой кривой [10, рис. 2]. Депрессия концов ледников не превышала в этом районе 1300 м.

Все приведенные факты говорят в пользу молодых воздыманий Центрального Тянь-Шаня.

Летом 1970 г., т. е. тогда, когда данная работа уже была написана, автором были проведены специальные исследования в долинах Сарыджаза и Иньльчека. Обнаруженная картина превзошла все ожидания. Древний ледник долины Иньльчека спускался вплоть до впадения Иньльчека в Сарыджаз и по долине Сарыджаза доходил до впадения Учкеля, т. е. до высоты 2400 м. Современный конец ледника Иньльчек лежит на высоте 2900 м. Таким образом, депрессия ледника в момент его максимального распространения составляла только 500 м. Подъем Центрального Тянь-Шаня, судя по приведенным данным, может быть оценен в 860 м.

Имеются и чисто морфологические признаки этого подъема. На леднике Иньльчек снеговая линия, вычисленная методом Гефера, проходит на высоте 4300—4400 м. По Гессу, ее высота порядка 5000 м. Это зна-

чит, что ледниковые мульды оказались в самом недалеком прошлом вознесенными на 600—700 м, а современная снеговая линия опустилась относительно них. И далее, в долине Иньльчека, в нижележащей части долины Сарыджаза, а также на склонах окружающих их хребтов, почти совсем не видно следов древнейших оледенений. Все это может быть объяснено тем, что указанный район в самом недалеком прошлом переместился из негляциального среднегорья в гляциальное высокогорье.

### МАССИВ ДЖОМОЛУНГМЫ

Х. Хойбергер [32] изучал следы древнего оледенения в долине Боте-Кози (Восточный Непал). Засыпанный мореной лоб ледника Нангпа спускается до высоты 4400 м. Автор рассматривает эту морену как морену XIX в. На высоте 4200 м долина снова перегорожена моренным валом. Ниже нее конечных морен, отложенных главным ледником, нет. Но зато в основную долину выдвигаются моренные лбы из долин боковых притоков. Одна такая морена выпирает из небольшой правой долины и оканчивается на высоте 4200 м. Неподалеку от селения Марлунг из боковых долин снова выпирают конечные морены. Мощный моренный лоб выступает из долины правого притока Боте-Кози — реки Лангмоче. Все они оканчиваются на высоте 4000 м. У поселка Тами из боковых долин спускаются три моренных лба. Их подножие лежит на высоте 3700 м. Наконец, из небольшой долины конечная морена спускается к селению Тамму (абсолютная высота 3350 м).

Очевидно, все это стадияльные морены боковых ледников. Конечные морены главной долины после отступления ледника были размыты. Подпруженные главным ледником боковые ледники после его отступления спустились до дна главной долины и отложили там свои стадияльные конечные морены. В настоящее время ледники этого бассейна оканчиваются приблизительно на одной и той же высоте. Трудно допустить, что ранее одни ледники могли спускаться до 3350 м, в то время как другие оканчивались на высотах 3700, 4000 и 4200 м. Вероятнее всего, это конечные морены разных стадий.

В долине Дуду-Кози конечная морена сохранилась на высоте 3700 м. В долине Боте-Кози ниже впадения Дуду-Кози следы древнего ледника видны на высоте 2500 м около поселка Гата. Здесь вал боковой морены поворачивает в сторону русла реки, превращаясь в конечную морену. Значительное количество эрратических валунов имеется в долине Боте-Кози выше поселка Гата (2900 м). Ниже Гата молодой врез превышает 100—150 м, и следы оледенения не сохранились. По всей видимости, морену около поселка Гата все же нельзя рассматривать как максимальную. Хойбергер обнаружил конечную морену около селения Чиобаз восточнее Катманду на высоте 2020 м.

Материалы Хойбергера дают основания предполагать, что древние ледники бассейна Боте-Кози спускались до абсолютных отметок в 2000 м. Во время своего отступления они останавливались на высотах 2500, 3350, 3700, 4000, 4200 и 4400 м. Очень неопределенные признаки стадияльной остановки ледника имеются на высоте 2900 м [10, рис. 2].

Значительный интерес представила бы попытка проверки полученного ряда стадияльных конечных морен при помощи депрессий снеговой линии. С этой целью нами была использована карта района Джомолунгмы [37] в масштабе 1 : 100000. С нее были сняты необходимые параметры современного оледенения района Джомолунгмы (табл. 4).

Параметры современного оледенения района Джомолунгмы

Ледник	Абсолютные высоты, м			
	открытого конца	погребенного конца	снеговой линии (по Геферу)	снеговой линии (по Гессу)
Ронгбук . . . . .	5580	5154	6200	5700
Кхартахангри . . . . .	5250	—	5930	5700
Кхарта . . . . .	4550	—	5500	5850
Кейтрак . . . . .	4770	4700	5600	5250
Кангшунг . . . . .	5250	4550	6220	5100
Бирун . . . . .	5400	4970	5980	5500
Хонгу . . . . .	5300	5000	5820	5500
Имья . . . . .	5250	5000	5900	5500
Лотце . . . . .	5200	4800	6100	5250
Нупце . . . . .	5500	4800	6180	5500
Кхумбу . . . . .	5250	4850	6000	5400
Нгюмба . . . . .	5100	4500	6100	5200
«Малый» . . . . .	4800	3800	5320	4900
Нангпа . . . . .	5500	4400	6100	5500
Гьяханг . . . . .	5850	5250	6500	5700
«Левый» . . . . .	5550	4950	6080	5550
В среднем . . . . .	5250	4760	5970	5450

На указанную карту были нанесены стадияльные конечные морены, отмеченные в работах Х. Хойбергера. Из них морены «4400», «4200», «2500» и «2000» можно считать надежными, а морены «4000», «3700», «3350» и 2900» — предполагаемыми.

По этим моренам с известной степенью приближения были подсчитаны по формуле Л. А. Варданянца депрессии снеговой линии (табл. 5, графа 3). В результате были получены совершенно обескураживающие результаты: величины стадияльных депрессий района Джомолунгмы даже отдаленно не напоминают известные ранее для гор СССР ряды стадияльных депрессий (см. табл. 1). Так, например, по конечной морене максимальной стадии, вместо того чтобы получить депрессию снеговой линии в 1100—1200 м, получили величину в 1800 м.

Х. Хойбергер указывает, что каровые формы появляются с высоты 4000 м. В этом случае депрессия снеговой линии для максимума оледенения достигает гигантской величины — 1970 м. Судя по карте The Mount Everest Region, наиболее низко расположенные кары, лишенные льда, находятся на высоте 4400 м; депрессия снеговой линии, рассчитанная по ним, составляет 1570 м.

Таким образом, оба метода определения депрессии снеговой линии указывают на исключительный размах древнего оледенения в Гималаях.

Обращает на себя внимание очень значительная разница высот снеговой линии, определенных методами Гефера и Гесса. Она в среднем составляет 520 м. Такое на первый взгляд необъяснимое расхождение могло возникнуть, если допустить, что горное обрамление на протяжении последних тысячелетий поднялось на 1040 м над дном ледниковых вместилищ. В морфологии Джомолунгмы есть признаки того, что такой подъем действительно имел место. К востоку от главной вершины Джомолунгмы в верхней части ледника Кангшунг есть почти отвесная ледопадная стена высотой 1300 м (рис. 8). Аналогичным образованием является громадный ледопад в западной части ледника Кхумбу. Оперир-

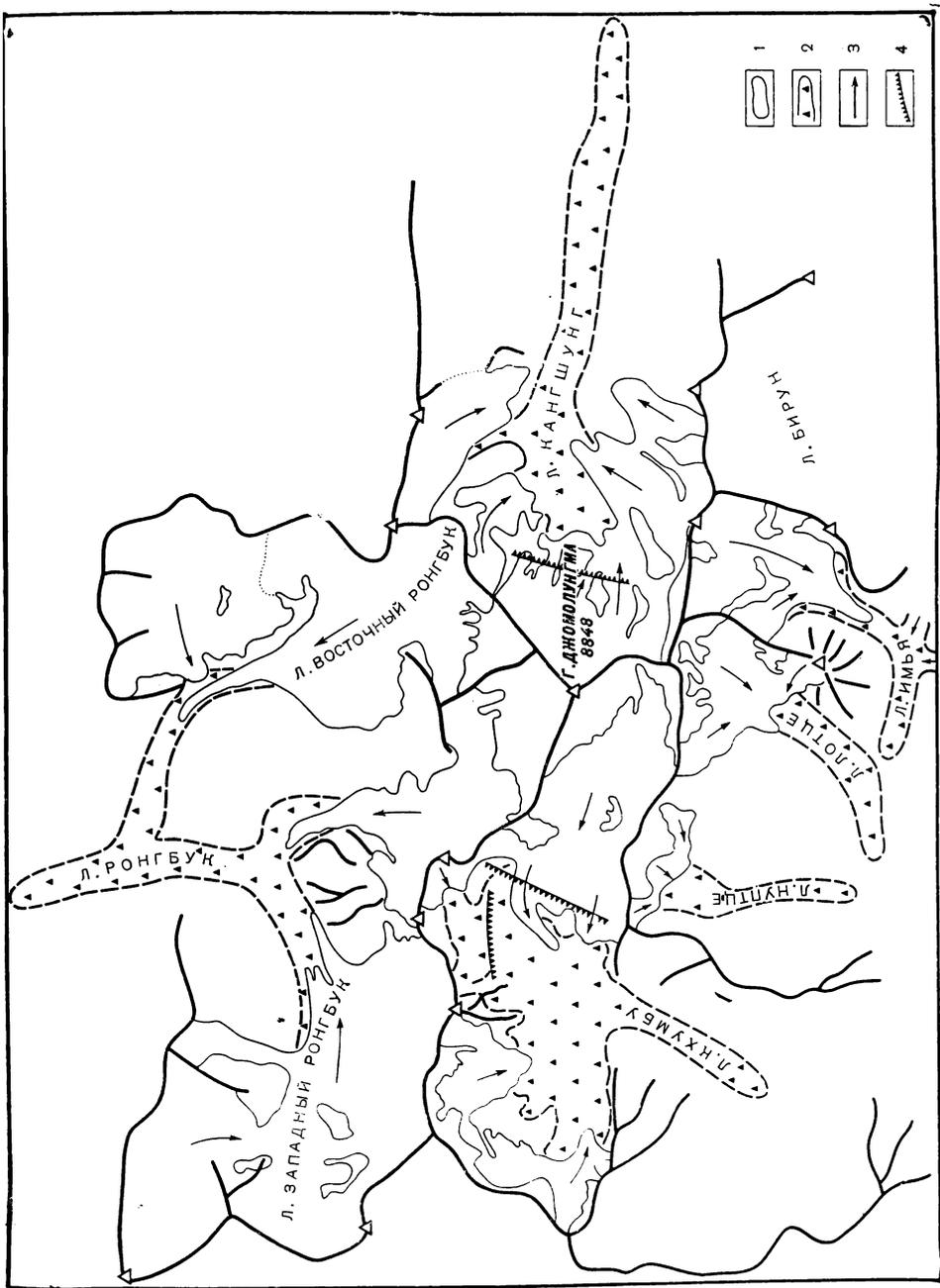


Рис. 8. Схема ледников массива Джомолунгмы:

1--ледники; 2--покрытые моренной концы ледников; 3--направление движения льда; 4--обрывы

руя обычными гляцио-морфологическими понятиями, объяснить происхождение этих почти отвесных уступов нельзя. Создается впечатление, что эти уступы являются плоскостями скольжения, по которым массив Джомолунгмы, а вместе с ним и осевой гребень Гималаев в недалеком прошлом поднялись более чем на 1000 м.

Примем к расчету величину подъема Гималаев в 1300 м, зафиксированную ледопадной стеной на леднике Кангшунг. В этом случае «нормальная» современная высота снеговой линии (т. е. ее высота без учета подъема) составит 5320 м (5970—650). В общем, она близка к средней высоте снеговой линии, подсчитанной методом Гесса (5450 м). С другой стороны, приняв депрессию снеговой линии максимума последнего оледенения, равной 1150 м, можно найти положение современной снеговой линии (опять-таки без учета подъема гор), прибавив депрессию к высоте нижнего уровня каров (4000—4400 м). При таком расчете снеговая линия окажется на высоте 5150—5550 м, а в среднем на высоте 5350 м.

Теперь у нас есть основания считать, что современная снеговая линия без учета подъема гор должна была бы проходить примерно на высоте 5300 м. Введем эту величину в вычисления депрессии снеговой линии и получим новые значения стадийных депрессий (табл. 5, графа 4). Как видно, они мало чем отличаются от планетарных величин стадийных депрессий (см. табл. 1).

Таблица 5

Депрессии снеговой линии\*

Стадия	Абсолютная высота конечных морен, м	Депрессии снеговой линии, м (по леднику Нангпа <sup>2</sup> )		Депрессии снеговой линии в районе Нанга-Парбат, м (по леднику Дзамир) —10
		$\varphi = 6100$ м	$\varphi = 5300$ м	
VII	4400	410	120	40
VI	4200	490	180	130
V	(4000)	660	270	200
IV	(3700)	840	390	340
III	(3350)	1020	530	590
II	(2900)	1240	720	—
I	2500	1450	900	960
Мах.	2000	1800	1100—1200	—

$\varphi$  = снеговая линия; в скобках предполагаемые морены.

\* Величины депрессий снеговой линии следует рассматривать как грубо ориентировочные величины.

По существу, можно идти и другим путем: допустим, что депрессия снеговой линии для морены «2500» составляет 900 м (поскольку мы предполагали, что это морена I стадии); теперь можно высоту снеговой линии обозначить как «х» и найти ее при помощи формулы Варданянца. В результате снова будет получена величина 5300 м.

Итак, сделанные расчеты в общем случае подтверждают факт стремительного подъема осевого гребня Гималаев в поздне- и послеледниковое время на 1300 м. Масштабы постлурмских поднятий Гималаев казались бы фантастическими, если бы почти такие же величины не называл применительно к Гималаям и Куньлуню В. М. Синицын [23]. По его данным, подъем этих систем в голоцене составил 1300—1500 м.

Обратим внимание на одно любопытное обстоятельство: голоцено-

вый подъем Гималаев, если судить по гляцио-морфологическим данным, охватил не всю горную страну, а только узкую осевую зону хребта. Иными словами, взброшенными оказались только водораздельные гребни; ледниковые вместилища, по-видимому, избежали этого подъема.

Г. Вагнер [38] описал конечноморенные образования долины реки Диамир у подножия массива Нанга-Парбат. Описание дополнено отлично составленной картой ледника Диамир и верхней части долины. Открытый язык ледника лежит на высоте 3615 м. На расстоянии 1,5, 2,0, 3,5 и 5,0 км от края ледника последовательно залегают конечные морены на высотах: 3400, 3100, 2900 и 2700 м. Ниже последней морены форма долины вплоть до впадения Диамира в р. Бунар остается троговой. В устье Диамира на высоте 1700 м находятся остатки конечной морены. Вагнер считает, что ее отложил ледник первой верхнеделювиальной стадии. Следы конечной морены есть также на высоте 2400—2500 м около поселка Яил. Остатки еще одной морены Вагнер зарегистрировал около впадения Бунара в Инд на высоте 1200—1300 м.

Пользуясь картой Вагнера, мы подсчитали методом Гефера высоту фирновой линии на леднике Диамир. Она оказалась равной 5260 м. Далее по формуле Л. А. Варданянца была подсчитана депрессия снеговой линии по большинству морен (табл. 5) Полученные величины депрессий мало чем отличаются от стадийных депрессий в горах СССР (см. табл. 1). В связи с этим можно думать, что массив Нанга-Парбат не испытал в голоцене подъемов, подобных подъемам Джомолунгмы.

#### СЬЕРРА-НЕВАДА-ДЕ-КОКУЙ (АНДЫ)

Резкое нарушение высотного залегания стадийных конечных морен обнаруживается в долинах Лагуниллас и Бокатома в Сьерра-Неваде-де-Кокуй (Колумбия). Э. Гонсалес, Т. Хаммен и Р. Флинт [30] подразделяют ледниковые отложения этого района на четыре группы. К первой группе отнесены морены максимальной стадии. Ледники в это время спускались до высоты 2700 м, а депрессия снеговой линии значительно превышала 1000 м. Морены второй группы расположены на высоте 3800 м, морены третьей группы, подразделяющиеся на две фазы, на высотах 3900—4000 м и, наконец, морены четвертой группы, также подразделяющиеся на две фазы, на высотах 4100—4200 м. Современный ледник в долине Бокатома оканчивается на высоте 4275 м, а снеговая линия проходит на высоте 4600 м.

Таким образом, обнаружены следы пяти верхних конечных морен в высотном интервале от 3800 до 4200 м и одна нижняя (вероятно, максимальная) морена на высоте 2700 м. Казалось бы логичным пять верхних морен отождествить с моренами III, IV, V, VI и VII стадий, нижнюю морену считать максимальной, а морены I и II стадий считать ненайденными или разрушенными. В этом случае кривая дегляциации (рис. 9) принимает в общем закономерный облик, хотя и обращает на себя внимание чрезмерная высотная сближенность пяти верхних конечных морен.

Однако приведенная расшифровка моренных комплексов Сьерра-Невады-де-Кокуй противоречит радиоуглеродным определениям их возраста. Конечные морены четвертой наиболее высокой группы хронологически в точности отвечают VI и VII стадиям оледенения. Возраст морены «4200» оценивается авторами в 150—300 лет, а возраст морены «4100» в 900—300 лет до н. э. Но уже морена «4000» вместо ожидаемого возраста в 4000 лет показывает возраст в 7500 лет, что хронологи-

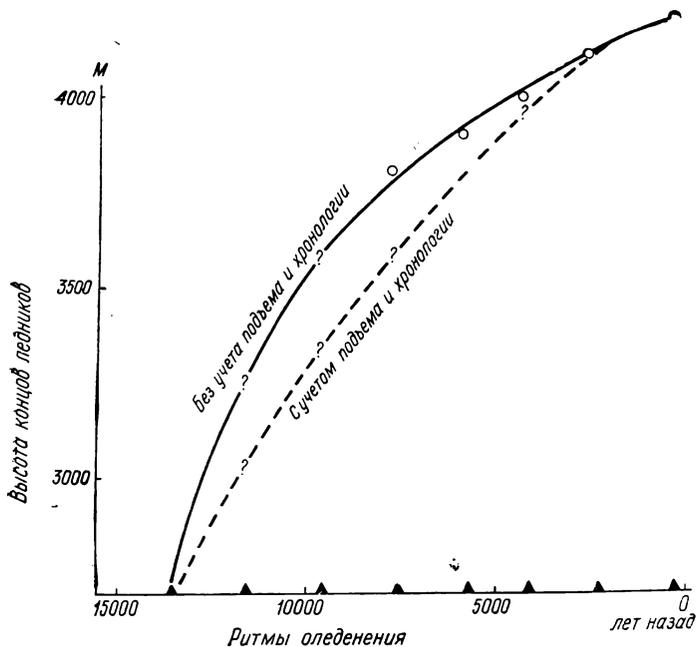


Рис. 9. Кривые дегляциации Сьерра-Невады-де-Кокуй

чески соответствует не V, а III стадии. Морена «3900» показала возраст в 10000—11000 лет, морена «3800» — в 12000—13000 лет наконец, морена «2700» оказалась старше 14000 лет. Удовлетворительно решить вопрос о моренах Сьерра-Невады-де-Кокуй в настоящий момент не представляется возможным. Вместе с тем можно высказать предположение, что нарушение нормального высотного и хронологического характера залегания стадияльных морен связано с новейшими, исключительными по своему размаху тектоническими поднятиями.

Попытаемся, пусть в самом общем виде, оценить эти поднятия. Две наиболее высокие конечные морены («4200» и «4100») и высотно и хронологически более или менее отвечают положению морен VII и VI стадий. В связи с этим можно утверждать, что на протяжении последних 2000—3000 лет Сьерра значительных поднятий не испытала. Моренные отложения, спускающиеся до высоты 2700 м, высотно и хронологически (в первом приближении) отвечают положению максимальной стадии. На этом основании также можно допустить, что участок Сьерры, тяготеющий к этой высоте, существенно не изменил своего высотного положения. По этим трем точкам (высоты морен максимальной, VI и VII стадий) можно примерно построить кривую дегляциации Сьерры (рис. 9). С этой кривой можно снять высоты конечных морен I, II, III, IV и V стадий. Они соответственно будут равны 3060, 3350, 3580, 3800 и 4000 м. Конечная морена «4000» хронологически в точности отвечает моренам III стадии, но вместо того чтобы быть на высоте 3580 м, она находится на высоте 4000 м. Это значит, что после отложения конечной морены III стадии территория высокогорий испытала значительное поднятие. По кривой связи (рис. 1) депрессия ледника в 275 м (4275—4000) отвечает депрессия снеговой линии в 150 м, а депрессия ледника в 695 м (4275—3580) — депрессия снеговой линии в 400 м. Разница депрессий снеговой линии, равная 250 м (400—150), покажет

общую величину подъема территории после отложения конечной морены III стадии. Конечные морены IV и V стадий, которые должны были бы соответственно находиться на высотах 4050 (3800+250) и 4250 (4000+250) м, засыпаны более молодыми моренами VI и VII стадий. Указанный подъем территории на 250 м, очевидно, произошел позже отложения конечной морены III стадии, но ранее отложения конечной морены VI стадии, т. е. в интервале времени между 7000 и 3000 лет тому назад.

Конечные морены «3900», «3800» и моренные отложения на высоте 2700 м проще всего отождествить со II, I и максимальной стадиями оледенения. Их абсолютные датировки, приводимые Гонсалесом, Хамменом и Флинтом, почти не отличаются от датировок II, I и максимальной стадий. Это показано ниже:

Стадия	Датировка, лет тому назад	Морены долины Лагуниллес, м	Их датировка, лет тому назад
II	Около 10 000	«3900»	10 000—11 000
I	Около 12 000	«3800»	12 000—13 000
Мах.	Более 13 000	Примерно 2700	Примерно 14 000—15 000

Ошибка в определении абсолютного возраста ранних стадий оледенения в Сьерре, по-видимому, исключена. Т. Хаммен и И. Фогель [31] подтвердили эти датировки, показав, что в Восточной Кордильере Колумбии холодная фаза имела место  $12770 \pm 130$  лет назад. Она последовала после интерстадиала сусака, который датирован в 13100—13700 лет тому назад.

Как мы уже показали, конечная морена I стадии («3800») должна была находиться на высоте 3060 м. Следовательно, за время, последовавшее после ее отложения, территория поднялась (судя по разнице депрессий снеговой линии) почти на 600 м. Расчет, проведенный по морене II стадии («3900»), показывает общий подъем территории в 400 м. Это значит, что только между I и II стадиями воздымание территории достигло 200 м. С учетом подъема, происшедшего после образования морены III стадии в хронологическом интервале между II и III стадиями, должен был составить 150 м. Не исключено, что некоторый подъем территории имел место во время отложения конечной морены максимальной стадии, а также в интервале между максимальной и I стадиями оледенения.

Итак, за время распада последнего оледенения Сьерра-Невада-де-Кокуй поднялась по крайней мере на 600 м. Подъем охватил территорию гор, лежащую выше 2700 м. В связи с этим единая система стадийных конечных морен оказалась разорванной на участке между моренами максимальной и I стадии. Максимальная морена совсем не изменила свое высотное положение или изменила его очень незначительно. Конечная морена I стадии, напротив, поднялась на 600 м. Хронологически подъем приходится на промежуток времени между образованием морен I и VI стадий. Тот факт, что общий подъем территории начался после образования конечной морены I стадии («3800»), подтверждается еще одним интересным обстоятельством. Моренные образования этой стадии в трех-четыре местах перекрыты не смещенными ледником обвальными опльвинами. В связи с этим можно думать, что воздымание территории началось с сильнейшего тектонического пароксизма, нарушившего целостность Сьерры на участке выше 2700 м.

Принципиальная правильность наших рассуждений подтверждается

также тем, что в некоторых других районах Сьерры моренные отложения четвертой группы (верхней) образованы не двумя, а тремя и даже четырьмя конечными моренами [30, вклейка № 1]. Неравномерные поднятия Сьерры способствовали, по всей видимости, сохранению в некоторых местах конечных морен IV и V стадий. В этих районах, очевидно, можно ожидать существования «полного набора» стадий, состоящего из восьми последовательно залегающих конечных морен.

### ГОРЫ ВАСАЧ И САНГРЕ-ДЕ-КРИСТО (КОРДИЛЬЕРЫ)

Г. М. Ричмонд [35] изучал следы древних оледенений в горах Васач (горы Уинта) в штате Юта. Им были обследованы долины Малого Коттонвуда и Беллс-Каньона. Автором выделены следы трех оледенений: булл-лейк, пайндейл и новейшего. Первое из этих оледенений состоит из двух стадий, второе — из трех и третье — из двух стадий. Пять нижних стадий маркированы конечными моренами, а две верхние — каменными глетчерами. Ниже помещены основные сведения, характеризующие эти оледенения.

Таблица 6

#### Характеристика оледенений

Стадии горного оледенения	Время	Оледенение	Стадия	Средняя высота конечных морен, м
VI	Современное	Новейшее	Историческая	3000
V			Темпл-лейк	2940
IV	Верхний	Пайндейл	Поздняя	2760
III			Средняя	2170
II			Ранняя	1970
I	плейстоцен	Булл-лейк	Поздняя	1530
Мах.			Ранняя	1500

Прекрасная сохранность аккумулятивных форм всех трех оледенений [35, фиг. 9—15] говорит о том, что в действительности мы имеем дело со следами распада одного последнего оледенения. Отсутствие в этом районе современных ледников позволяет думать, что наиболее высокая конечная морена отвечает VI стадии оледенения, тем более что автор называет ее исторической, хотя и относит ее образование к 1400 г. Это предположение находит себе подтверждение в том, что предыдущая стадия (темпл-лейк) датируется Ричмондом 2000 г. до н. э., т. е. в точности отвечает времени формирования конечных морен V стадии. Теперь можно стадиально опознать все выделенные уровни конечных морен. Это морены максимальной, I, II, III, IV, V и VI стадий.

Судя по данным Ричмонда, оледенение уже со II стадии носило неустойчивый характер и во всяком случае дважды (между I и II и между IV и V стадиями) исчезло совсем. Именно этим можно объ-

яснить тот факт, что Ричмонд в рамках одного последнего оледенения выделяет три оледенения.

Большой интерес представляет тот факт, что конечная морена IV стадии (поздняя морена пайндейл) в долине Малого Коттонвуда носит обвальный характер. Конечные морены этой стадии, датируемые в 5000—6000 лет назад, почти повсеместно в горах СССР также сопряжены с обвалами [12].

Аналогичную картину распада горных ледников Г. М. Ричмонд (1963 г.) рисует для гор Сангре-де-Кристо (южная оконечность Скалистых гор) в штате Нью-Мексико. Ниже показаны результаты работ Ричмонда [33; 34].

Таблица 7

Этапы оледенений

Стадии горного оледенения	Оледенение	Стадия	Высота конечных морен, м		
			Рио-Хопло	Рио-Намбе	Сьерра-Бланка-Пик
VI	Новейшее	Жаннет-Пик	3600	Нет	Нет
V		Темпл-лейк	3550	3450	Нет
IV	Пайндейл	Поздняя	3300	3420	3390
III		Средняя	3250	3330	3270
II		Ранняя	3060	3220	3150
I	Булл-лейк	Поздняя	2910	3150	3120
Мах.		Ранняя	2820	3030	2950

Отсутствие современных ледников в горах Сангре-де-Кристо делает понятным отсутствие конечных морен стадии XVII—XIX вв. (VII). Характерно, что нижняя терраса реки Рио-Гранде в штате Нью-Мексико, дренирующей горы Сангре-де-Кристо, датирована по  $C^{14}$  [36] в  $2620 \pm 200$  л. н., т. е. как раз временем формирования конечных морен VI стадии.

Для гор Васач и для гор Сангре-де-Кристо, по данным Ричмонда, нами были построены кривые дегляциации (рис. 11). Обращает внимание одно чрезвычайно существенное обстоятельство. Расстояние по вертикали между конечными моренами VI и максимальной стадии в горах Васач составляет 1500 м, почти в точности соответствуя этому вертикальному интервалу на типовой кривой дегляциации гор СССР (рис. 2). В горах Сангре-де-Кристо этот высотный интервал составляет только 700 м. Очевидно, это может быть объяснено только новейшими подъемами гор Сангре-де-Кристо. Мы попытались оценить этот подъем. Депрессии концов ледников в 1450—1500 м (от максимальной до VI стадии) соответствует депрессия снеговой линии в 900 м (рис. 2). Пропорционально депрессии концов ледников в 700 м (в этом же стадиальном интервале) будет соответствовать только 430 м депрессии снеговой линии. Это значит, что депрессия снеговой линии примерно в 470 м была компенсирована подъемом территории. Таким образом, в первом приближении можно считать, что за время с максимума оледенения до VI стадии горы Сангре-де-Кристо испытали подъем, выражающийся величиной в 400—500 м.

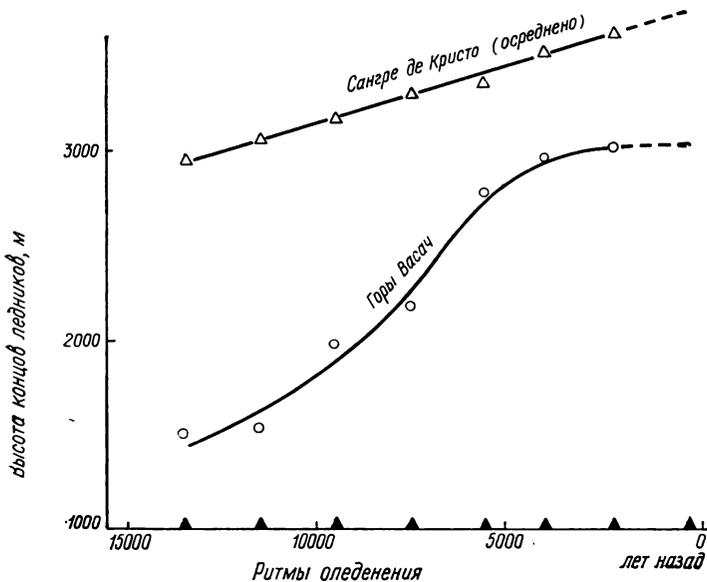


Рис. 10. Кривые дегляциации гор Васач и гор Сангре де Кристо

Мы привели несколько примеров того, как можно, пользуясь методом гляциальной морфологии, выявить не только наличие современных движений большого размаха, но и попытаться определить масштабы этих движений. Конечно, следует иметь в виду, что полученные результаты нужно рассматривать только как приближенные. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в двух наиболее характерных случаях — для Памиро-Алая и Эвереста — наши оценки полностью совпали с оценками других исследователей, полученными совершенно иными методами. В связи с этим гляцио-морфологический метод выявления размаха современных движений в горных районах нам кажется очень перспективным.

О стремительных вздыманиях, происходивших в голоцене и, возможно, еще не завершившихся в наше время, с полной уверенностью можно говорить применительно к Памиро-Алаю, Центральному Тянь-шаню, Эвересту, хребту Сьерра-Невада-де-Кокуй в Андах и к горам Сангре-де-Кристо в Кордильерах. В некоторой степени это, вероятно, относится к Скандинавским горам, горам Сунтар-Хаята, Путорану и, может быть, к некоторым районам Центрального Кавказа.

Значительный обработанный нами материал по дегляциации различных горных сооружений земного шара [10] говорит в пользу того, что в большинстве горных стран движений подобного рода не наблюдается (именно поэтому и оказалось возможным построить типовые кривые дегляциации). В связи с этим хочется подчеркнуть, что стремительные вздымания горных систем, происходившие в течение голоцена в некоторых районах земного шара, в общем, явление не слишком частое. Любопытно заметить, что все указанные районы активных современных движений в большей или меньшей степени тяготеют к активным кругам земного эллипсоида [6]. Так, к северной критической параллели  $35^\circ$  тяготеют Памир, Центральный Тянь-Шань, Эверест и горы Сангре-де-Кристо; к экватору в точке его пересечения с эпейрогеническим меридианом  $75^\circ$  з. д. тяготеет Сьерра-Невада-де-Кокуй; к пересечению эпейрогенического меридиана  $15^\circ$  в. д. и эпейрогенической па-

раллели 62° с. ш. тяготеют Скандинавские горы, а к 62° с. ш.— хребет Сунтар-Хаята.

Уже сейчас появляется возможность наметить четыре принципиально разных типа этих движений: общих глыбовых воздыманий обширных территорий (Памиро-Алай, горы Сангре-де-Кристо), блоковых воздыманий (Центральный Тянь-Шань, Сьерра-Невада-де-Кокуй), воздыманий только водораздельных и вершинных частей хребтов при относительной неподвижности ледниковых вместилищ и горных долин (Эверест и, может быть, массивы Семенова-Тяньшаньского и Киргизстан в Киргизском Алатау) и куполообразных воздыманий, сопровождающихся образованием провальных фьордообразных долин (Скандинавские горы, горы Путорана).

Есть еще одна важная закономерность, касающаяся указанных выше почти современных тектонических движений большого размаха. Имеются основания предполагать, что все эти движения начались в недалеком прошлом, не ранее голоцена (в противном случае системы каровых графиков были бы полностью искажены, чего в действительности нет). В связи с этим возникает мысль о том, что эти движения отражают качественно новый этап тектонической активности, не связанный с тектоническими процессами, свойственными плейстоцену. Судя по положению конечных морен, этот новый этап, по-видимому, начался 13000—10000 лет назад, т. е. в самом начале голоцена.

#### ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Агаханянц О. Е., Пахомов М. М., Трофимов А. К., К палеогеографии Памира в голоцене,— «Известия ВГО», 1964, № 6.
2. Агаханянц О. Е., Основные проблемы физической географии Памира, ч. I, Душанбе, 1965.
3. Бондарев Л. Г., Вопросы четвертичной истории развития рельефа в районе массива Ак-Шийрак,— сб. «Гляциологические исследования на Тянь-Шане», Фрунзе, 1964.
4. Варданянц Л. А., Простейший способ подсчета депрессии снеговой границы,— «Известия ГГО», 1932, т. 64, вып. 6.
5. Забиров Р. Д., Оледенение Памира, М., 1955.
6. Каттерфельд Г. Н., Лик Земли, М., 1962.
7. Корженевский Н. Л., Алайская долина,— «Труды Памирской экспедиции 1928 г.», 1930, вып. III.
8. Костенко Н. П., Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии,— «Труды ученых геологического факультета МГУ к 21 геологическому конгрессу», М., 1962.
9. Курдюков К. В., Новейшие тектонические движения и следы крупнейших тектонических толчков на северном склоне Заалайского хребта,— «Активизированные зоны земной коры», М., 1964.
10. Максимов Е. В., Признаки общепланетарного единства в сокращении горных ледников последнего оледенения,— «Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода», 1966, № 31.
11. Максимов Е. В., Абсолютная хронология стадий сокращения горных ледников,— «Советская геология», 1966, № 3.
12. Максимов Е. В., О существовании связи между стадиями оледенения и проявлениями сейсмичности,— «Известия ВГО», 1968, т. 100, вып. 1.
13. Максимов Е. В., Кары как основной показатель динамики снеговой линии в горах,— сб. «Доклады на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга», VIII—XIV, Л., 1968.
14. Марков К. К., О проблеме древнего оледенения гор Средней Азии,— «Проблемы физической географии», 1937, № 4.
15. Мирзаев К. М., Древнее оледенение северного склона восточной части Заалайского хребта,— «Известия АН СССР», серия географическая, 1959, № 6.
16. Нотаров В. Д., Геоморфологические наблюдения в долине реки Инылчек,— «Тянь-Шань», т. II, Харьков, 1935.
17. Овчинников П. Н., Основные направления видообразования в связи с проис-

- хождением типов растительности Средней Азии,— «Труды АН ТаджССР», т. XXXI, Душанбе, 1955.
18. Ранов В. А., Сидоров Л. Ф., К вопросу об изменениях природных условий климата Памира в голоцене.— «Доклады АН ТаджССР», 1960, № 3.
  19. Сваричевская З. А., О меридиональных хребтах Памира,— «Вестник ЛГУ», 1958, № 24.
  20. Сваричевская З. А., Геоморфология Казахстана и Средней Азии, Л., 1965.
  21. Селиванов Р. И., Поверхности выравнивания и рельеф Памира,— «Доклады АН ТаджССР», вып. 20, 1957.
  22. Сидоров Л. Ф., Наложение морен на Памире как свидетельство новейших поднятий,— «Известия ВГО», 1965, т. 97, вып. 1.
  23. Синицын В. М., Центральная Азия, М., 1959.
  24. Синицын Н. М., Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира).— «Ученые записки ЛГУ», серия геологических наук, 1959, вып. 40, № 268.
  25. Скворцов Ю. А., Неотектоника гор Средней Азии,— «Бюллетень САГУ», 1958, т. 24, вып. 3.
  26. Станюкович К. В., О некоторых изменениях в растительности Памира, происходящих в наше время,— «Доклады АН ТаджССР», 1956, вып. 18.
  27. Станюкович К. В., С какой скоростью меняется природная обстановка на Памире?,— «Известия ВГО», 1965, т. 97, вып. 1.
  28. Шнитников А. В., Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария,— «Западное Географическое общество Союза ССР», т. 16, новая серия, М., 1957.
  29. Flint R. F., Glacial geology and the Pleistocene epoch, New York, 1947.
  30. Gonzalez E., Hammen T., Flint R. F., Late Quaternary glacial and vegetational sequence in Valle de Lagunillas, Sierra Nevada del Cocuy, Colombia, 1965, № 32.
  31. Hammen T., Vogel J. C., The susacáinterstadial and the subdivision of the Late-Glacial, 1966, 45, № 2.
  32. Heuberger H., Beobachtungen über die heutige und eizeitliche Vergletscherung in Ost-Nepal,— «Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie», Bd. III, 1956.
  33. Richmond G. M., Correlation of some glacial deposits in New Mexico. Geol. Survey Research, 1962, Geol. Survey Profes. Paper, 450-E, 1963.
  34. Richmond G., Glacial deposits on Sierra Blanca Peak, New Mexico, Guidebook Ruidoso Country,— 15th Field Conf. N. M. Geol. Soc., 1964.
  35. Richmond G. M., Glaciation of Little-wood and Bells canyons,— Geol. Surf. Profes. Paper № 454-D, IV, 1954.
  36. Ruhe R. V., Age of the Rio Grande valley in southern New Mexico,— «Journal of Geology», 1962, vol. 70, № 2.
  37. The Mount Everest Region, Royal Geographical Society, 1961, Scale 1 : 100 000.
  38. Wagner G., Diamirtal und Diamirgletscher. Geographische und glaziologische Beobachtungen am Nanga Parbat (Deutsch Diamir-Expedition, 1961),— «Mitteilungen der geographischen Gesellschaft», München, 1962, № 47.