ГЕОМОРФОЛОГИЯ

№ 1 январь — март 1972

УДК 551.4(235.216)

Н. М. БОГДАНОВА

ПРОБЛЕМА СОХРАННОСТИ И ВОЗРАСТА ДРЕВНЕГО ПЕНЕПЛЕНА ТЯНЬ-ШАНЯ

Рассматривается вопрос о возрасте основной поверхности выравнивания Тянь-Шаня. На основании анализа истории развития рельефа и расчетов возможной величины денудационного среза делается вывод о том, что в современном рельефе Тянь-Шаня возможно сохранение участков древней поверхности выравнивания, сформировавшейся в основе еще в позднепалеозойское — раннемезозойское время.

В проблеме поверхностей выравнивания вопросы определения возраста древних поверхностей являются одними из наиболее сложных и дискуссионных. Особенно это относится к горным странам, где в связи с энергичным развитием денудационных процессов на протяжении длительного времени возможность сохранения древних поверхностей нередко ставится под сомнение. Так, для Кавказа рядом исследователей величина денудационного среза за новейший этап оценивается в 1—2 *км*, и высказывается предположение, что имеющиеся в высокогорьях выровненные поверхности образованы нивально-гляциальными процессами лишь в плейстоцене (Криволуцкий, 1969; Растворова, 1963, и др.).

В Тянь-Шане имеются участки выровненных поверхностей, выработанных на палеозойском складчатом основании, которые большинство исследователей (Шульц, 1948; Петрушевский, 1948; Герасимов, 1955, и др.) считают фрагментами древнего пенеплена, так называемой доорогенической поверхности выравнивания.[1] Формирование ее происходило с перерывами во время длительного периода континентального развития — в течение мезозоя и начала палеогена. По мнению Н. М. Синицына (1960), пенеплен возник в Тянь-Шане еще в позднем палеозое. В триасовом периоде он существовал на большей части территории Тянь-Шаня. В позднем триасе и ранней юре, в условиях относительно выровненного рельефа, происходило образование мощной каолиновой коры выветривания.

При такой трактовке возраста древней поверхности выравнивания естественно возникает вопрос о возможности ее сохранения в современном рельефе, тем более что Тянь-Шань испытал значительное общее поднятие с конца олигоцена и подвергался с того времени интенсивному воздействию денудационных процессов. А. Б. Горянин и Ф. П. Корсаков на основании подсчета объема молассовых толщ Ферганы пришли к выводу, что этот объем настолько велик, что есть основание говорить о неоднократном поднятии в течение кайнозоя окружающих горных систем и почти полном их денудационном срезе (1967). По их мнению, древние поверхности выравнивания в Тянь-Шане не сохранились, а имеющиеся не могут быть древнее раннего плиоцена или позднего миоцена. Для выяснения вопроса о возможности сохранения в Тянь-Шане участков доорогенической поверхности выравнивания мы попытались проанализировать особенности распространения фрагментов выровненных поверх-

[1] Под термином «доорогеническая» подразумевается поверхность выравнивания, сформировавшаяся в Тянь-Шане до периода новейшего горообразования.

чостей в современном рельефе, историю формирования рельефа Тянь-Шаня со времени возникновения поверхности выравнивания в конце палеозоя и наметить по этим данным характер и интенсивность денудационных процессов в различные этапы формирования рельефа Тянь-Шаня.

Особенности распространения и основные этапы развития доорогенической поверхности выравнивания

Поверхности, выработанные на палеозойском складчатом основании, которые можно считать остатками доорогенической поверхности выравнивания, распространены в Тянь-Шане в основном небольшими фрагментами на разных высотах и имеют различную морфологию. Однако в строении и распространении их наблюдается ряд закономерностей.

Наибольшее количество таких фрагментов имеется во Внутреннем и в Северном Тянь-Шане; они почти не сохранились в сильно расчлененных районах Западного Тянь-Шаня, тяготеющих к Ферганской впадине.

Выявляется приуроченность выровненных поверхностей к определенным элементам рельефа. Их почти нет на склонах хребтов, подвергающихся наиболее сильным денудационным процессам. Они сохранились либо во впадинах (в погребенном состоянии), либо на водоразделах хребтов, но лишь в определенных высотных пределах. Они появляются, как правило, в самых периферических частях хребтов на высотах около 2000 *м*, и поднимаются примерно до 4000 *м*. Выше рельеф приобретает резко расчлененные альпийские формы, и водоразделы в высокогорьях превращаются в острые гребни. Верхний высотный предел распространения выровненных поверхностей на высоте около 4000 *м* четко прослеживается по всему Тянь-Шаню.

Таким образом, можно констатировать, что выровненные поверхности сохранились в Тянь-Шане лишь в наиболее благоприятных условиях — в основном на водоразделах хребтов в интервале высот 2000—4000 *м*, ниже нивальной зоны.

Восстановление истории развития и разрушения поверхности выравнивания, возникшей в Тянь-Шане в конце палеозоя, представляется чрезвычайно сложным, особенно на ранних этапах ее существования.

В юрском периоде на Тянь-Шане отмечается усиление тектонических движений. Происходит заложение Ферганской и ряда внутренних впадин — Иссык-Кульской, Минкуш-Кокомеренской, Нарынской и др., в которых накапливались мелкозернистые отложения озерно-болотного типа, мощностью до 500 *м*. Наибольшие прогибания происходили в юго-восточной части Таласо-Ферганского разлома, где мощность юрских отложений достигает 4000 *м*. Однако состав отложений здесь сохраняется столь же мелкозернистым — это в основном песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, угли с небольшим количеством мелкообломочных конгломератов. Все это дает основания считать, что Тянь-Шань в юрский период, представлял собой, вероятно, полого-волнистую страну с рядом внутренних, постепенно углубляющихся впадин с небольшими относительными превышениями. Горный рельеф существовал лишь в отдельных районах.

В раннемеловую эпоху тектонические движения на Тянь-Шане усиливаются и соответственно происходит усиление эрозионных процессов. Нижнемеловые отложения известны в основном в Ферганской впадине, где их мощность составляет несколько сотен метров, а в составе отложений преобладают русловые галечники (Рухин, 1962). В раннемеловую эпоху в Тянь-Шане сформировалась разветвленная эрозионная сеть, в чем, вероятно, и заключалось основное отличие рельефа раннемелового времени от юрского, с его внутренними замкнутыми впадинами.

Основными областями размыва в раннемеловое время являлись районы, прилегающие к Фергане, где древняя поверхность была сильно рас-

членена и местами уничтожена. Эти районы и в настоящее время отличаются наиболее сильным эрозионным расчленением, и здесь почти не сохранилось фрагментов древних выровненных поверхностей. Однако во Внутреннем Тянь-Шане, вероятно, не было сколько-нибудь существенных тектонических движений и размыва, так как мощность нижнемеловых отложений там крайне незначительна, а верхнемеловые и палеогеновые залегают на юрских без углового несогласия (Крестников, Рейснер, 1960). Предполагать площадной размыв поверхности выравнивания в пределах всего Тянь-Шаня в это время нет оснований еще и потому, что нижнемеловые отложения почти не содержат материала переотложенных древних кор выветривания (Рухин, 1962).

Поздний мел и палеоген отличались особенно спокойными тектоническими условиями. В Фергане и Западном Тянь-Шане в это время развивались трансгрессии, следы абразионной деятельности которых сохранились в ряде районов (на Ангренском плато, в горах Каратау и в других местах). На участках древнего пенеплена происходило дальнейшее выравнивание рельефа, а в расчлененных районах Западного Тянь-Шаня — образование новых поверхностей.

Олигоцен-миоценовый этап отвечает началу новейшего периода тектонической активизации Тянь-Шаня. Начались поднятия отдельных хребтов и прогибания впадин, в которых отлагалась толща, названная С. С. Шульцем киргизским красноцветным комплексом (1948) и представленная гравелитами, песчаниками, глинами, мелкообломочными конгломератами.

Важно отметить, что в составе отложений этой толщи появляется материал переотложенных раннемезозойских кор выветривания, что неоднократно отмечалось в литературе (Шульц, 1948; Ибрагимов, Турдукулов, 1966, и др.).

Этот факт имеет большое палеогеографическое значение. На основании его можно сделать вывод, что, несмотря на активизацию тектонических движений и усиление денудационных процессов в отдельные эпохи мезозоя, повсеместный размыв раннемезозойских кор выветривания и, следовательно, древней поверхности выравнивания начался лишь с новейшего этапа.

Это положение хорошо согласуется и с другими геологическими данными. Н. М. Синицын отмечал, что в пределах Туркестанского и Алайского хребтов галька вскрытых палеозойских интрузий появляется в составе обломочных толщ лишь с неогена (1960). Аналогичные материалы имеются и для Северной Киргизии, где преобладание гранитных галек в конгломератах отмечается для верхней части верхнеплиоценовой шарпылдагской свиты (Ибрагимов, Турдукулов, 1966).

Таким образом, можно констатировать, что к началу новейшего этапа на Тянь-Шане в целом сохранился выровненный рельеф, сформированный в основе еще в позднем палеозое — раннем мезозое и разрушенный к этому времени лишь локально, в основном в придолинных частях и главным образом в Западном Тянь-Шане (к юго-западу от Таласского и Ферганского хребтов).

В течение плиоцена развитие рельефа Тянь-Шаня проходило в условиях продолжающейся тектонической активизации и дальнейшего поднятия гор. Однако в некоторых районах (например, в Западном Тянь-Шане) интенсивность поднятия была, возможно, даже несколько ниже, чем в предыдущий этап (Несмеянов, 1969).

Для плиоценовых отложений характерно преобладание в нижних частях толщ мелкозернистых, часто соленосных отложений, накапливавшихся в озерах, широко распространенных в замкнутых межгорных впадинах. Вверх по разрезам наблюдается постепенное укрупнение материала. Отмечается изменение климатических условий в сторону похолодания.

В позднеплиоценовый — раннеплейстоценовый этап произошло существенное усиление тектонических движений, в результате которых Тянь-Шань был превращен в высокогорную страну. В это время сформировались мощные толщи континентальных отложений, относимые С. С. Шульцем (вместе с подстилающими соленосными отложениями) к тяньшанскому орогеническому комплексу (1948). Для этих отложений характерно увеличение крупности материала вверх по разрезу и появление в верхах толщи исключительно конгломератов и гравелитов. Анализируя состав этих отложений, С. С. Шульц (1948) и Б. А. Петрушевский (1948) пришли к единодушному мнению, что интенсивные тектонические движения начались в Тянь-Шане по существу только в конце отложения тяньшанского орогенического комплекса, т. е. уже в начале четвертичного периода. Этой точки зрения придерживаются И. П. Герасимов (1957), С. А. Несмеянов (1969) и мн. др.

Плейстоценовый этап развития Тянь-Шаня проходил под влиянием ускоряющегося темпа тектонических движений, увеличения высот горной страны и значительного усложнения ее рельефа (Ранцман, 1954; Герасимов, 1957). Активные денудационные процессы привели к глубокому расчленению Тянь-Шаня. Наиболее крупными событиями плейстоцена были оледенения. Вопрос о количестве ледниковых эпох в Тянь-Шане до настоящего времени не решен. Однако вполне вероятно, как считает ряд авторов (Калесник, 1935, и др.), что высокорасположенные денудационные поверхности, покрывавшиеся в ледниковое время ледяными шапками, в межледниковый период полностью не освобождались от льда.

В голоцене напряженность тектонических движений достигла максимума, что привело и к усилению денудационных процессов. После отступания ледников реки углубили свои долины на 100 *м* и более (Ранцман, 1954). Характер денудационных процессов в голоцене близок к современному.

Расчеты величины денудационного среза

Поскольку процессы размыва древнего пенеплена позднепалеозойского — раннемезозойского возраста начались в Тянь-Шане повсеместно лишь с олигоцена, расчеты величины денудационного среза мы начинаем именно с этого времени. Трудности этих расчетов известны. Одна из них заключается, на наш взгляд, в том, что размеры денудации в пределах одного и того же района варьируют в очень больших пределах. Использование осредненных цифр не дает реального представления, и их применение возможно, на наш взгляд, лишь для самых общих построений.

В качестве основы для расчетов денудационного среза мы приняли величину интенсивности современных денудационных процессов, полученную в результате многолетних стационарных исследований М. И. Иверoновой на Тяньшаньской физико-географической станции. Она приводит скорости различных денудационных процессов, которые в среднем дают величину денудации, равную 0,25 *мм/год* (Иверонова, 1969). Эта цифра представляет реальную величину суммарной ежегодной денудации на склонах хребтов с уклоном порядка 25—30° (личное сообщение М. И. Иверoновой). Однако на поверхностях выравнивания, уклоны которых, за редким исключением, не превышают 10°, скорости денудационных процессов существенно уменьшаются. Для получения необходимой нам величины денудации при этих уклонах мы использовали опытные данные зависимости величины смыва от уклона поверхности, полученные в других условиях, но которые, вероятно, можно использовать для установления общей тенденции этой связи. В интервале уклонов 10—30° при уменьшении уклона в 2—3 раза интенсивность денудации уменьшается примерно тоже в 2—3 раза (Лопатин, 1952), т. е. величина денудации на поверхностях выравнивания составит около 0,1 *мм* в год. Эту цифру мы и принимаем исходной для последующих расчетов.

Характер денудационных процессов на склонах хребтов и на поверхностях выравнивания также различен. На склонах хребтов происходят разнообразные денудационные процессы — нивально-гляциальные, водная эрозия, камнепады, селевые потоки, движение осыпей и пр., в результате деятельности которых склоны хребтов разрушаются и отступают. Для поверхностей выравнивания наиболее характерны склоновые процессы, которые объединяются М. И. Ивероновой в понятие делювиального сноса. Интенсивность его на горных склонах составляет, по данным М. И. Ивероновой, в среднем 0,19 *мм/год*, а на поверхностях выравнивания, при введении соответствующих поправок на уклон, величину, даже меньшую чем 0,1 *мм/год* (0,07—0,08 *мм/год*).

Таким образом, очевидно, что снижение водораздельных поверхностей выравнивания *сверху* происходит (и происходило в прошлом) гораздо медленнее, чем их разрушение *сбоку*, со стороны склонов. Скорость денудации на склонах и на поверхностях выравнивания различается по меньшей мере в 2,5 раза.

По данным Marchand Denis E. (1971) скорость денудации, вычисленная непосредственно для поверхностей выравнивания Восточной Калифорнии, сложенных базальтами и доломитами, составляет 1—3 *см* за 1000 лет, т. е. 0,01—0,03 *мм* в год — что представляет величину, на порядок меньшую принимаемой нами для расчетов.

Интерполяция данных о скорости денудационных процессов на прошлые эпохи имеет большие методические трудности, поскольку физико-географические условия прошлого значительно отличались от современных.

Наиболее существенные отличия, вероятно, наблюдались в плейстоцене, когда Тянь-Шань переживал эпохи крупных оледенений. Среди современных денудационных процессов ледниковый транспорт (по данным М. И. Ивероновой, 1969) по интенсивности процесса стоит на первом месте, а древнее оледенение, отличавшееся значительно большими размерами, несомненно, производило и гораздо большую денудационную работу.

При оценке деятельности древнего оледенения, как и при оценке общей величины денудации, необходим, на наш взгляд, дифференцированный подход, учитывающий как тип оледенения, так и условия рельефа, в которых оно проявлялось. Известный знаток древнего оледенения Р. Флинт приводит данные о колоссальной работе древних долинных ледников и об очень небольшом размере ледниковой денудации под ледниковыми щитами. Интересные примеры приведены им для центральной части штата Нью-Йорк. Древние долины были углублены здесь лаврентьевским ледниковым щитом на несколько сотен метров. Однако на расположенных рядом возвышенностях, тоже покрывавшихся ледником, сохранилась доледниковая кора выветривания (Флинт, 1963).

В Тянь-Шане имеются многочисленные следы чрезвычайно активной деятельности ледников — древние кары, система троговых долин и пр. Есть все основания считать, что во время древних оледенений происходило значительно более энергичное разрушение склонов за счет деятельности каровых и долинных ледников, чем в настоящее время. В центральных, наиболее высоких частях хребтов, поверхности выравнивания, как правило, и не сохранились.

Однако в тех местах, где водораздельные поверхности покрывались ледниковыми шапками, которые, возможно, даже не стаивали в межледниковья, роль древнего оледенения была совершенно иной. В этих условиях ледники скорее всего консервировали доледниковый рельеф, предохраняя его от разрушения. В этом нас убеждает и строение Арабельских Сыртов — единственного места в Тянь-Шане, где в настоящее время существуют ледники плоских вершин, залегающие на выровненной поверхности, и где роль ледниковой денудации незначительна. Таким образом, для сохранившихся в современном рельефе высокогорий участ-

Таблица 1

Изменение скорости осадконакопления в Тянь-Шане за новейший период

Этап	Продолжительность, тыс. лет	Мощность отложений, *M* (в среднем)	Скорость осадконакопления, *мм/год* (в среднем)	Интенсивность осадконакопления по отношению к голоцену (в среднем)
Голоцен	10	10	1	1
Плейстоцен	600	300	0,5	Меньше в 2 раза
Поздний плиоцен—ранний плейстоцен	2 000	От 200 до 1000	От 0,1 до 0,5	Меньше в 2—10 раз
Плиоцен	10 000	От 300—400 до 1500	От 0,05 до 0,1	Меньше в 10—20 раз
Олигоцен—миоцен	25 000	От 200—300 до 1300—1500	От 0,01 до 0,05	Меньше в 20—100 раз

ков выровненных поверхностей мы не считаем необходимым принимать денудацию в ледниковое время более интенсивной.

Изменение темпа денудационных процессов происходило, вероятно, прежде всего в связи с темпом поднятия гор. Однако скорости поднятия Тянь-Шаня на протяжении новейшего периода не были одинаковыми. С. А. Несмеянов (1969) приводит следующие характеристики скорости поднятия Западного Тянь-Шаня в разные этапы новейшего периода: массагетский этап (Pg_3) — 19 усл. ед.; аксарайский (N_{1-2}) — 17 усл. ед.; коктюрлюкский (N_2—Q_1) — 26 усл. ед.; нанайский (Q_1) — 1000 усл. ед.; ташкентский (Q_2) — 1780 усл. ед.; голодностепский (Q_3) — 2250 усл. ед.; сырдарьинский (Q_4) — 2400 усл. ед. Таким образом, величины интенсивности поднятия в позднем палеогене и в течение всего неогена, близкие между собой, на два порядка (в 100 раз) меньше плейстоценовых и голоценовых.

Представляет интерес сопоставление этих материалов с данными, приведенными И. П. Герасимовым, о скорости аккумуляции отложений в Тянь-Шане в различные этапы новейшего периода (*мм/год*): олигоцен — миоцен 0,005—0,006, верхний миоцен — нижний плиоцен 0,005—0,01, верхний плиоцен — нижний плейстоцен 0,1, средний и верхний плейстоцен 0,5, голоцен 1 (Герасимов, 1957). Как видим, аккумуляция в течение позднего палеогена и неогена была в целом также в 100 раз менее интенсивной по сравнению с плейстоценом.

Для уточнения скорости осадконакопления нами использованы новейшие данные по мощностям отложений ряда районов Тянь-Шаня (Климова, 1965; Ибрагимов, Турдукулов, 1966; Кыдыров, 1966; Тарасов, 1970, и др.). Мы вполне понимаем условность приведенных ниже расчетов, поскольку используемые цифры постоянно уточняются и меняются. Это касается как мощности отложений и их датировок, так и продолжительности времени формирования. Однако для получения представления лишь о порядке величин мы сочли возможным произвести приближенные расчеты.

Мощности отложений сильно варьируют, значительно увеличиваясь в наиболее глубоко прогнутых частях крупнейших впадин Тянь-Шаня, особенно Ферганской и Иссык-Кульской. Крайние значения мощностей нами в расчет не принимались, поскольку вблизи таких впадин фрагментов доорогенической поверхности почти не сохранилось.

Средние скорости накопления отложений, полученные в расчете на продолжительность этапов, также указывают на увеличение темпа осадконакопления по отношению к голоцену (табл. 1).

Очевидно, есть все основания считать, что интенсивность денудации в Тянь-Шане изменялась в том же плане. Принимая для расчетов денудации аналогичные значения интенсивности процессов в отдельные эпохи по отношению к голоцену и считая величину современных денудационных

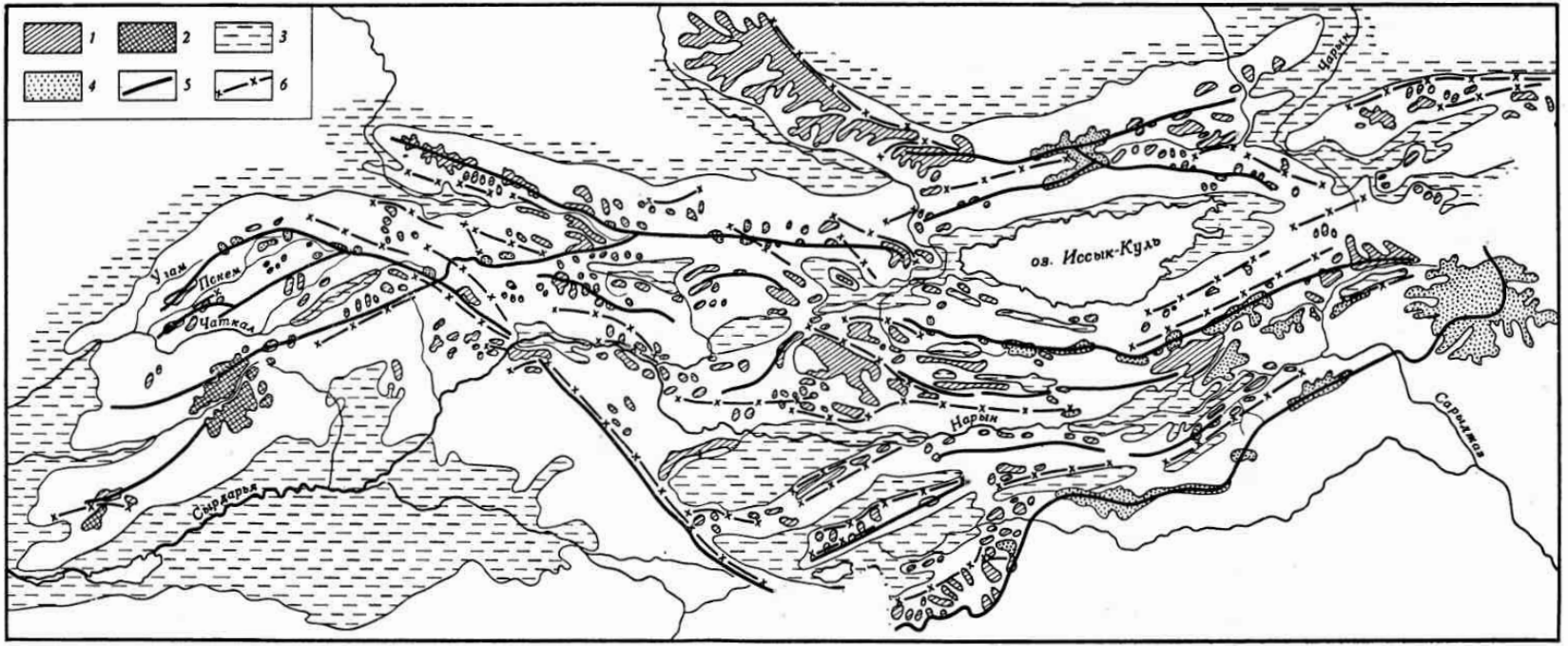

Схема распространения в Тянь-Шане фрагментов доорогенической поверхности выравнивания.

1 — фрагменты позднепалеозойской — раннемезозойской поверхности выравнивания; *2* — фрагменты позднепалеозойской — раннемезозойской поверхности выравнивания, преобразованные абразией позднемеловых — палеогеновых морей; *3* — впадины, выполненные неоген-четвертичными толщами; *4* — современные ледники; *5* — оси хребтов; *6* — раздомы

Таблица 2

Возможные величины денудации доорогенической поверхности выравнивания Тянь-Шаня за новейший период

Этап	Продолжительность, тыс. лет	Интенсивность денудации по отношению к голоцену (в среднем)	Скорость денудации на поверхностях выравнивания, *мм/год*	Величина денудации на поверхностях выравнивания, *м*
Голоцен	10	1	0,1	1
Плейстоцен	600	Меньше в 2 раза	0,05	30
Поздний плиоцен—ранний плейстоцен	2 000	Меньше в 2—10 раз	От 0,01 до 0,05	От 20 до 100
Плиоцен	10 000	Меньше в 10—20 раз	От 0,005 до 0,01	От 50 до 100
Олигоцен—миоцен	25 000	Меньше в 20—100 раз	От 0,001 до 0,005	От 25 до 125

процессов на поверхностях выравнивания равной 0,1 *мм/год*, получаем следующие ориентировочные цифры денудационного среза (табл. 2).

Как видим, суммарная денудация на поверхности выравнивания составляет с олигоцена величины порядка первых сотен метров. Эти цифры, безусловно, сильно варьируют в разных районах. Вблизи крупных впадин денудационный срез, возможно, превышает максимальные значения, а во внутренних районах, вероятно, меньше минимальных. Подтверждением этому являются особенности распространения сохранившихся фрагментов выровненных поверхностей в современном рельефе (рисунок).

Эти цифры нельзя считать заниженными, поскольку за исходную величину расчетов нами принято максимальное значение денудации на поверхностях выравнивания (0,1 *мм* в год). Кроме того данные о современных процессах характеризуют денудацию в наиболее активном проявлении. Лесная и травянистая растительность в плиоцене и в начале плейстоцена была более богатой, что, безусловно, препятствовало активному проявлению денудационных процессов. К тому же в плейстоцене многие участки высокогорных поверхностей были защищены от денудации ледниковыми шапками.

Интересные данные о величине денудационного среза в пределах Чаткало-Кураминской горной страны, полученные в связи с разведкой баритфлюоритовых месторождений, приведены М. Г. Калабиной. Образование месторождений связано с постмагматическими процессами, завершившими герцинскую складчатость, и по возрасту многие из них относятся к триасовому периоду. Все месторождения расположены в зонах разломов, по большей части которых впоследствии развилась эрозионная сеть, и, таким образом, месторождения оказались в долинах на различной глубине от поверхности. Величина эрозионного среза для них принимается в пределах 500—1500 м. Однако сохранившаяся в современном рельефе древняя денудационная поверхность, по мнению автора, близка к поверхности, существовавшей при образовании флюоритовых месторождений, и величина эрозионного среза для таких участков принимается равной нулю (Калабина, 1964).

Приведенные выше данные и расчеты позволяют сделать вывод, что несмотря на активное проявление в Тянь-Шане денудационных процессов в течение новейшего периода, в благоприятных от размыва условиях рельефа возможно сохранение участков древней поверхности выравнивания, сформировавшейся в основе в позднепалеозойское — раннемезозойское время и претерпевшей с того времени незначительный денудационный срез. Фрагменты поверхности, которые мы считаем возможным датировать этим возрастом, показаны на рисунке.

Герасимов И. П. Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня.— Сб.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. Изд-во АН СССР, 1955.

Герасимов И. П. Неотектоника и формирование орогенной формации новейшего возраста в горах Тянь-Шаня. (Congreso Geologico Internacional, 1956, Mexico, XX sesión. Seccion V-Relaciones entre la Tectonica y la Sedimentación (Segundo Tomo). Mexico, 1957).

Горянин А. Б., Корсаков Ф. П. Опыт оценки некоторых количественных параметров кайнозойских моласс, накопленных в Ферганской депрессии и их неотектоническое толкование.— Тр. Среднеаз. ун-та. Нов. сер., вып. 326, 1967.

Ибрагимов А. Х., Турдукулов А. Т. Третичные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня в северной части Киргизской ССР.— Сб.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1966.

Иверонова М. И. Опыт количественного анализа процессов современной денудации.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 2, 1969.

Калабина М. Г. Карта глубин эрозионного среза Чаткало-Кураминской горной системы с момента образования месторождения кварц-барит-флюорит-полиметаллической формации.— Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии. Мат-лы I Среднеаз. совещ. по методике составления металлогенических и прогнозных карт. Ташкент, 1964.

Калесник С. В. Ледники верховьев Большого Нарына.— Тр. ледн. экспедиций, Тянь-Шань, Верховья Большого Нарына, вып. 2, 1935.

Климова Л. Т. Описание разрезов мезо- и кайнозойских отложений Ферганской и Иссык-Кульской впадин.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульскоп впадин. «Недра», 1965.

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

Криволуцкий А. Е. Древние поверхности выравнивания и денудационный срез.— Вестн. МГУ, № 4, 1969.

Кыдыров Ш. А. Четвертичные отложения Ата-Буга-Нарынской и Тогуз-Тороузской впадин.— В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе, «Илим», 1966.

Лопатин Г. Н. Наносы рек СССР.— Зап. Всес. геогр. о-ва. Нов. сер., т. 14, 1952.

Несмеянов С. А. Опыт количественной оценки величины и интенсивности поэтапных новейших движений в Западном Тянь-Шане. Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 36, 1969.

Петрушевский Б. А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 23, вып. 1, 1948.

Ранцман Е. Н. К вопросу о неотектонике Иссык-Кульской котловины и обрамляющих ее гор.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4, 1954.

Растворова В. А. О древних денудационных поверхностях Центрального Кавказа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., XXXVIII (6), 1963.

Рухин Л. Н. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.

Тарасов С. А. К вопросу о стратиграфии палеоген-неогеновых отложений Кочкорской впадины.— Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.

Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. Изд-во иностр. лит., 1963.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня.— Зап. Всес. геогр. о-ва. Нов. сер., т. 3, 1948.

Marchand Denis E. Rates and modes of denudation, White Mountains, eastern California.— **Amer. J. Sci., 270, N 2, 1971.**

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
22.V.1970

THE PROBLEM OF THE CONSERVATION AND OF THE ANCIENT PENEPLAIN IN THE TIEN SHAN

N. M. BOGDANOVA

Summary

Considered is the problem of conservation of preorogenic planation surface of the Tien Shan. Stages of development of the planation surface formed in the Late Paleozoic—Early Mesozoic period have been singled out. The author comes to the conclusion that in the present-day relief of the Tien Shan the preservation of planation surface formed in the Late Paleozoic — Early Mesozoic time is possible.