

A. A. Barykov

Summary

A case study of the «Karakorum» rock glacier is used to show possibilities of lithological methods in revealing conditions of the development of such a landform. The methods permitted to establish asynchronicity in the real glacier and the proglacial «Karakorum» rock glacier evolution, both situated within a valley on a northern slope of the Kungei-Alatau Range. Besides, steps in the rock glacier are shown to be formed at different time. Some special features of the landform are explained as resulted from subaerial weathering processes.

УДК 551.432.24:551.263.22 (235.211+234.216)

©

Г. Н. Пшенин

ЗНАЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ МОЛАССОВЫХ РАЗРЕЗОВ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ОРОГЕННЫХ СИСТЕМ (Тянь-Шань и Памиро-Алай)

Исследование коррелятных отложений для восстановления палеогеоморфологической и палеотектонической обстановки времени их накопления — давно и хорошо известный методический прием. Однако его применение часто носит излишне прямолинейный характер и поэтому дает далеко не однозначные результаты, не подтверждаемые независимыми методами, что снижает интерес к нему. Тем не менее сама по себе высокая информативность литолого-стратиграфических характеристик коррелятных отложений остается несомненной, что в особенности относится к грубообломочным отложениям молассовой формации. Ниже рассматриваются некоторые новые методические подходы к исследованиям грубообломочных осадков, основанные на более четком применении к анализу их литостратиграфии и объективных свидетельств о палеорельефе времени накопления грубых толщ. В основу работы положены материалы по Тянь-Шаню и Памиро-Алаю.

Термин «молассы» (молассовая формация) в отечественной литературе имеет двойное истолкование. Наряду с традиционным для западноевропейской и частью для нашей литературы и восходящим еще к понятиям и научной терминологии конца XVIII — начала XIX вв. (Н. Соссюр, М. Бертран) пониманием молассовой формации как формации-индикатора орогенической активности, включавшей и субкавальные терригенные, и континентальные отложения [1—4], у нас, не без влияния известных представлений о формировании рельефа и структуры орогенных систем в основном в так называемую новейшую тектоническую эпоху, сформировалось и несколько иное понимание моласс как главным образом континентальных грубообломочных осадков [1, 5] орогенов. Отсюда распространенное разделение моласс на «верхние», или грубые (молассоидные, конгломератовые), и «нижние», или тонкие (субмолассовые, флишевые, флишоидные, шлировые и пр.). Последние, в свою очередь, подразделяются на паралические, угленосные, соленосные и т. д. подформации [1, 3].

Грубые («верхние») молассы приурочены к подгорной зоне аккумуляции у подножий хребтов, частично выполняя предгорные и межгорные и полностью небольшие внутригорные впадины. Сейчас установлено, кроме того, широкое развитие небольших фрагментов осадков типа грубых моласс в разного рода палеоврезах и у подножий палеосклонов внутри древних орогенов.

Тонкие «нижние» молассы фашиально замещают по латерали, подстилают и надстраивают (см. ниже) грубообломочные толщи. Так, признанная типичной [6] флишевая тонкая моласса позднего палеозоя Тянь-Шаня и Памиро-Алая ближе к областям сноса повсеместно замещается отложениями грубого «дикого флиша» (олистостромовой формации [7]), анализом которого мы открываем обсуждение конкретных примеров палеогеоморфологического и палеоморфоструктурного исследования литолого-стратиграфических особенностей коррелятных грубообломочных толщ.

В зоне «классических» герцинид Туркестано-Алая к «дикому флишу», исходя из общепринятых представлений о среднекарибовом возрасте основной складчатости (инверсии) зоны, относят позднемосковскую толубайскую свиту [6, 8, 9], которая, как считается, формировалась в субаквальных условиях перед фронтальным склоном пакета тектонических покровов (шарьяжей), надвигавшихся либо на эвгеосинклинальные (океанические) вулканогенно-кремнистые осадки, либо на терригенно-карбонатные отложения шельфа [6, 9].

Наши данные показывают, что толща «дикого флиша» формировалась не одновременно, а в более широком интервале времени. Они выявляют весьма сложную картину становления и развития инициальных поднятий позднегерцинской орогенной системы Туркестано-Алая, а также Кокшаалтау.

Разрез толщи «дикого флиша», в этом районе ранее откартированный как фрагмент упомянутой позднемосковской (C_2^2) толубайской свиты, изучен на левом борту долины р. Ляйляк (северный склон Туркестанского хребта). Снизу он начинается мелкогалечными конгломератами небольшой мощности, переходящими затем в сваловую толщу огромных (до 5—12 м в поперечнике) глыб, «плавающих» в карбонатно-вулканомиктовом матриксе. Еще выше, после малоомощного прослоя грубых вулканомиктовых песчаников, идет грубослоистая толща разноразмерных валунно-галечных конгломератов, образующих наклонную линзовидно-косослоистую серию. Матрикс — карбонатно-силицистый. Эта толща занимает от половины до $2/3$ всего разреза, общая мощность которого изменяется от 85 до 140 м (рис. 1).

Анализ сортированности и окатанности обломков, типа их цементации, дополненный нашими сборами инситной (т. е. непереотложенной) фауны (определения здесь и далее Г. С. Бискэ, ЛГУ), позволили сделать вывод о том, что нижняя часть разреза (собственно олистостромовая толща) формировалась под морским крутым и приглубым берегом, сложенным силурийскими эффузивно-сланцевыми породами и нижедевонскими известняками. Среди глыбовых накоплений кое-где располагались мшанковые рифы и скопления брахиоподового ракушняка. Возраст «дикого флиша», по нашим сборам инситной фауны из матрикса, определяется длительным интервалом — средний—поздний девон, включая, возможно, начало раннего карбона. По простиранию толща замещается прибрежными терригенными песчаниками, формирование которых происходило в том же широком временном диапазоне (D_{2-3} — пражско-фаменский интервал, по устному сообщению В. А. Аристова, ГИН). Интересно, что к существовавшему, судя по указанным определениям возраста, очень долгое время в одних и тех же плановых очертаниях морскому берегу (местами — крутому, с накоплениями олистостромовых свалов, местами — более отлогому, с терригенными прибрежными песчаными накоплениями) примыкал крутой подводный склон, существовавший, судя по характеру и возрасту инситной и переотложенной фауны с коррелятных кремнисто-сланцевых образованиях, в течение еще более долгого времени — с раннего силура (?) до раннего-среднего карбона [9]. Естественно, такая удивительная устойчивость формы склона в плане и во времени аннулирует идею покровного строения (активного надвига пакета тектонических покровов). Представляет интерес механизм развития активных склонов, устойчиво сохраняющихся на протяжении поразительно долгого интервала времени (почти весь средний палеозой).

Верхняя наклонно-слоистая конгломератовая часть разреза датируется, по нашим сборам фауны в матриксе, временем не моложе раннего (?) карбона. Общий характер толщи, ее слоистость, тип цементации, полимиктовый состав конгломератов и другие признаки позволяют отнести толщу к пролювиальным континентально-прибрежным осадкам.

Нижняя часть разреза — толща «дикого флиша» — прилегает к неровной и крутой (порядка 15—17°) поверхности «коренных» пород. Верхние пролювиальные конгломератовые слои срезают эти же породы под более пологим углом (7—9°), прилегая к выровненной базальной поверхности, местами сильно закарстованной.

Проследживание данной поверхности и связанных с ней отложений по простиранию выявляет ее связь с многочисленными фрагментами погребенных нешироких поверхностей выравнивания (ПВ) типа оропленив [10], чаще всего представляющих собой карстпленив или поверхности карстовой и латерально-пролювиальной планации (педиментации). Они датируются в интервале D_3 — C_{1-2} и повсеместно кроются сходными с вышеописанной конгломератовой толщей континентально-терригенны-

ми грубообломочными свитами, включая и позднемосковскую толубайскую. Указанные ПВ и связанные с ними грубые свиты оконтуривают возникшую задолго (не позднее конца силура — раннего девона) до общепринятой даты инверсии ($C_2^1 - C_2^2$) раннюю инициальную кордильеру, что противоречит мнению геологов мобилистского направления [6] о существовании здесь до среднего карбона совершенно не дифференцированного ни структурно, ни топографически (батиметрически) палеоокеанического бассейна (Туркестанского или Урало-Туркестанского палеоокеана).

Установленная кордильера является лишь частью длинной цепи аналогичных инициальных поднятий раннего («доинверсионного») заложения, отвечающей Андигенско-Кичикалайскому антиклинорию геологов и унаследованной в современном рельефе цепью хребтов «зоны высоких предгорий» северного склона Туркестано-Алайской горной системы от гор Мальгузара и Нураты на западе до Кичикалая на востоке (рис. 1).

С ороплениями, оконтуривающими подножия склонов инициальных кордильер, связаны хорошо известные мелкие рудопроявления бокситов [11, 12]. Характер бокситовых гнезд и их минералогия подтверждают ранее установленные переходы от крутых обрывов к выположенным скатам — первые представлены бокситовым матриксом древних коллювиальных свалов или бедными переотложенными бокситами, вторые — рудным выполнением карстовых полостей и западин [12], а также линзами переотложенных бокситов в прибрежных терригенных толщах.

Современные исследования по переотложению фаунистических остатков [9] и восстановлению палеоседиментационных обстановок региона [13—15] позволяют провести достаточно детальную реконструкцию гряды инициальных кордильер. Она в общем отличалась двусторонней вергентностью, а на отдельных участках обнаруживала общий перекосяк с наклоном либо к северу (что чаще), либо к югу, с пологим скатом в одну сторону и крутым подрывом с другой стороны.

Еще интереснее в рассматриваемом здесь палеогеоморфологическом аспекте исследование разрезов типичных грубых («верхних») моласс. Стратиграфическая структура разрезов и основные особенности литологии последних совершенно однотипны вне зависимости от их возраста. Подобные анализируемым ниже пермским, раннемеловым и позднеплиоценовым молассам грубые осадки известны на протяжении всего достоверно документируемого интервала геологической истории Тянь-Шаня и Памиро-Алая — от «тиллитовой» (тиллитоподобной) толщи венда в Северном Тянь-Шане и Казахстане [16] и грубообломочного выполнения остаточных, или «красных» мульд [17] палеозоя всего Тянь-Шаня и Туркестано-Алая до раннемеловых и бухарских (дат.—палеоцен) красноцветов и наиболее представительных и широко распространенных по всей горной Средней Азии позднеплиоценовых (или позднеплиоценово-эоплейстоценовых) и четвертичных валунных и валуно-крупногалечниковых «серых» конгломератов.

Конгломератовые и конгломерат-песчаниковые серии грубых моласс характеризуются либо довольно монотонными разрезами с выраженной массивной слоистостью, либо чередованием массивных конгломератов с грубозернистыми гравелит-песчаниками или «мусорными» алевролитами. Реже это разнослоистые гравелисто-хрящеватые псаммоалевролиты с прослоями карбонатов.

По направлению от гор к впадинам происходит фациальное замещение псефитов алевролитами, повышено карбонатизированными и сульфатизированными (фангломератовая и веерная зоны подгорной аккумуляции, по В. И. Попову [5]). На участках прямого примыкания слоистых толщ грубых моласс к склонам поднятий появляются неслоистые крупноглыбовые толщи типа коллювиально-пролювиальных свалов.

Градационная незрелость, слабая сортированность пород, многочисленные внутриформационные перерывы и другие подобные признаки указывают на вынос материала из гор с резко расчлененным рельефом. Это подтверждается прямыми наблюдениями над переходами толщ грубых моласс на подгорных равнинах или во внутригорных впадинах в сходные толщи, выполняющие и древние долинные врезы в пограничных палеоподнятиях. Анализ этих палеоврезов (без учета постумных тектонических деформаций) показывает их более крутое падение и резкую невыработанность продольных палеопрофилей.

Наибольший интерес представляют развитые в верхах разрезов многих серий разновозрастных грубых моласс обычно маломощные, тонкослоистые и тонкозерни-

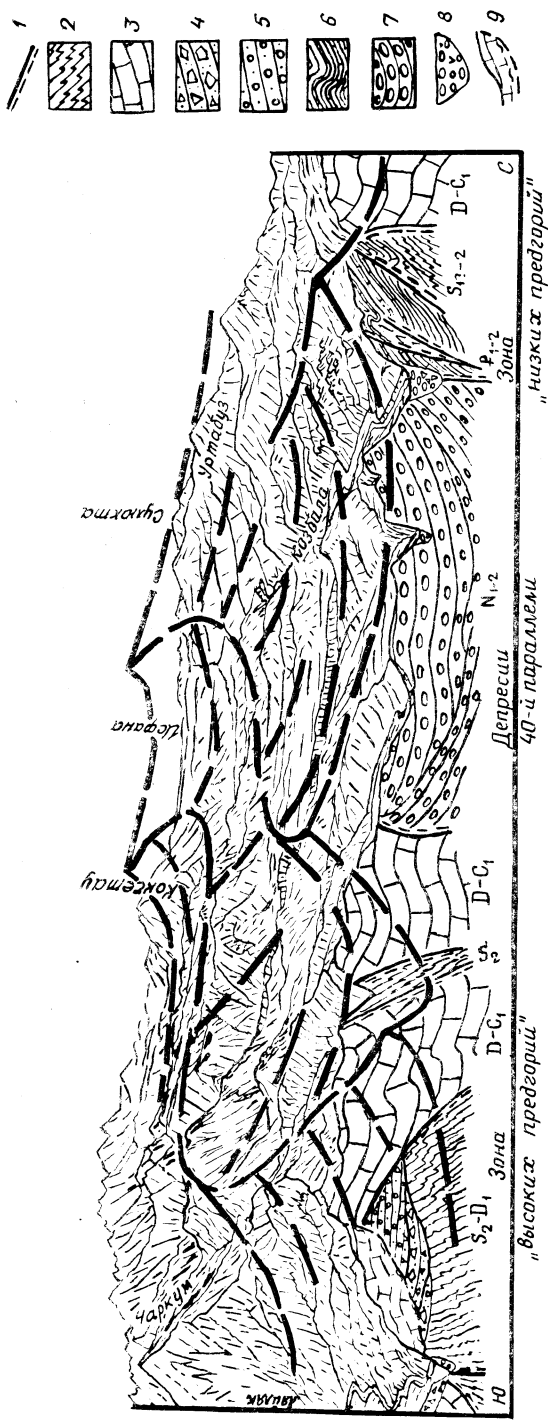


Рис. 1. Соотношение современного рельефа и рельефа среднелазденепалеозойской (D₂ — C₂) инициальной кордильеры (выделена утолщенной штриховой линией) — средняя часть северного склона Туркестанского хребта (междуречье Ляйляк — Сарканд-Аксу)

1 — разломы; 2 — сланцы, эффузивы; 3 — мрамора, известняки, доломиты; 4 — «дикий флиш» (олистостромы) D₂ — C₁; 5 — прибрежно-континентальная фангломератовая толща C₁ — C₂²; 6 — известняки, песчаники, глины палеогена; 7 — неогенные конгломераты; 8 — четвертичные отложения; 9 — гравитационный надъег («надвиг-оползень»)

стые, резко контрастирующие с основной частью разреза по более светлому тону и плитчатой или сланцеватой отдельности горизонты или пачки. Они всегда повышено сульфатизированы или карбонатизированы до типов пудинговых конгломерат-известняков, «луговых мергелей», калькретов и т. п. Из-за наиболее высокого положения в разрезах эти горизонты более всего подвержены размыву и поэтому развиты фрагментарно, в связи с чем они редко или почти не привлекали внимание исследователей-стратиграфов. Тем не менее их значение, как это будет показано ниже, не меньше, а скорее много больше, чем значение анализа литостратиграфии основных грубых толщ.

Наиболее древние разрезы грубых моласс с выраженными верхними горизонтами ряда свит из серии вендских «тиллитов» изучены нами в Центральном и на западе Внутреннего Тянь-Шаня. Так, в долине р. Бешташ (Таласский хребет) разрез грубых тиллитовидных моласс, представленный темными, почти черными валунными конгломератами неравномерной (от 40 до 250 м) мощности, срезающими по неровной поверхности протерозойские кристаллические сланцы и мраморы, венчается светлой пачкой зеленовато-серых кремнистых аргиллитов с прослоями грубых аркозовых песчаников, мощностью 7—15 м. Сходные разрезы (см. ниже) описаны и для венда Сарыджаза (Центральный Тянь-Шань). Наконец, такие же разрезы характеризуют и более молодые — ранний — средний палеозой — красноцветные конгломератовые толщи «красных мульд» Тянь-Шаня.

Наиболее информативны разрезы позднегерцинских (пермских) «красных мульд», красноцветов раннего мела и серых валунных конгломератовых свит плиоцена горной Ферганы.

Пермские грубые молассы Каракольского грабена — одного из пермокарбонатов грабенов бассейна Нижнего Нарына на севере горной Ферганы (несколько ниже створа Токтогульской ГЭС) — в основной части разреза представлены мощной (порядка 150—230 м и более — полностью разрез не вскрыт) толщей конгломератов и грубых песчаников интенсивно красного цвета — келематинская свита P_1^1 . Келематинские конгломераты занимают всю площадь грабена и, несмотря на краевые разрывы, хорошо прослеживаются в нескольких боковых палеоврезах. Реставрация продольных профилей последних (без учета последующих деформаций) показывает их ступенчатый, невыработанный характер.

Келематинские красноцветы Каракольского грабена (и соседнего с ним Ойалминского) согласно кроются фрагментарно сохранившейся маломощной тонкослоистой серой карасуйской свитой (P_1^2 — P_2^1 ?). Ее мощность колеблется от 12 до 25, редко до 35 м (рис. 2). Разрез свиты начинается снизу пластом плотных мелкогалечных конгломератов на карбонатном цементе. Выше идут серые гравелит-песчаники, затем тонкоплитчатые известковистые песчаники и пылеватые мергели. На некоторых участках весь разрез представлен мелкогалечными конгломератами на карбонатно-вулканомиктовом цементе (см. рис. 3, а).

Градационно зрелые разрезы карасуйской свиты тяготеют к тем бортам грабена, где в его обрамлении развиты выровненные или холмогорно-низкогорного типа фрагменты древнего рельефа. В долинообразных понижениях последнего обычны фрагментарные выходы яснослоистых, но вместе с тем слабо окатанных и слабо отсортированных конгломератов и конгломератобрекчий, состав — местный, мощность — от 1—3 до 6—7 м. Сортировка, слоистость и окатанность постепенно ухудшаются по мере удаления от грабена. На контактах конгломератов и коренных склонов всегда наблюдаются своеобразные карбонатные брекчии с «плавающей» щебенкой, причем длинные оси обломков, а также наблюдающаяся в матриксе плитчатая отдельность ориентированы по склону. Это типичный сцементированный и подвергшийся диагенезу палеосклоновый чехол древнего десертца.

И конгломераты древних долин и палеодесертционная брекчия, очевидно, формировались в условиях зрелого рельефа, для которого характерны общая сглаженность и выработанность продольных профилей палеосклонов и палеоврезцов. Активность сноса в последних была достаточна лишь для переотложения псефитовой и выноса тонких фракций. Зато в условиях замедленного сноса активно проявлялись процессы поверхностного выщелачивания карбонатных пород и гальмиролиза, а также вынос $CaCO_3$ во взвеси и в растворе.

Сопоставим эти особенности палеоморфодинамики и палеолитодинамики в древних долинах с характерными литологическими особенностями карасуйской свиты.

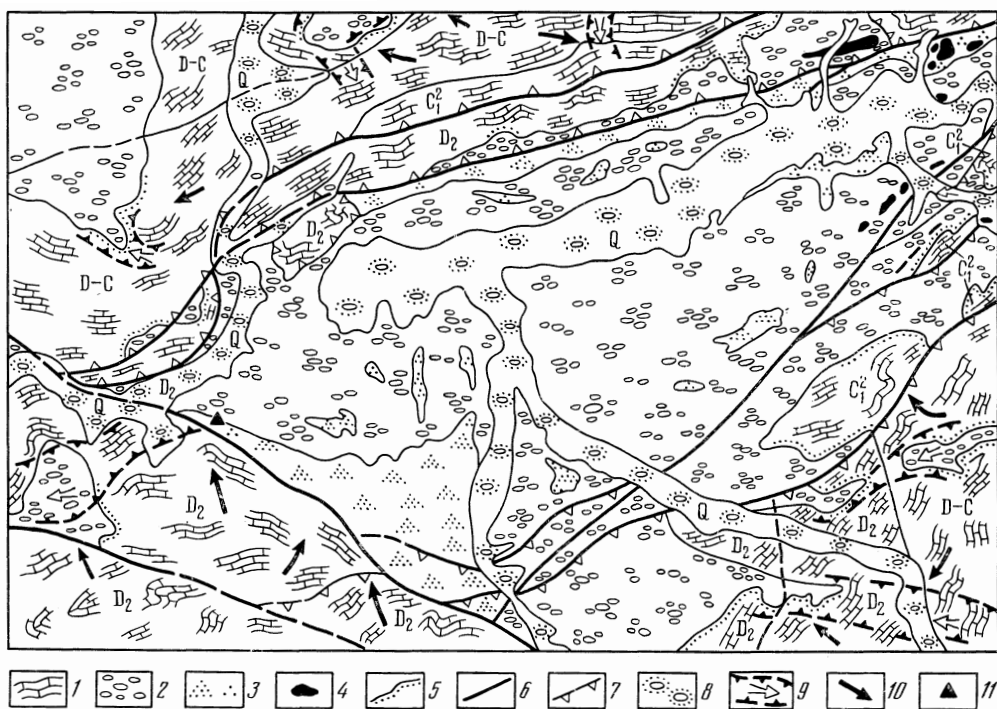


Рис. 2. Схема геологического строения Каракольского грабена (бассейн Нижнего Нарына)

1 — известняки, доломиты D — C₁; 2 — конгломераты и песчаники келематинской свиты; 3 — карасуйская свита; 4 — позднепермские базальты и их туфы; 5 — поверхности эрозийного несогласия; 6 — сбросы, сдвиги; 7 — взбросы, надвиги; 8 — четвертичные отложения; 9 — древние врезы, выполненные аналогами келематинской свиты; 10 — древние врезы, выполненные аналогами карасуйской свиты; 11 — местоположение разреза (см. рис. 3, а)

Градационная зрелость ее осадков вполне соответствует замедленным темпам сноса и многократного переотложения обломков в палеодолинах. Соответствуют друг другу ясная слоистость конгломератов в палеодолинах и тонкая слоистость разреза карасуйской свиты, а также преимущественно тонкозернистый состав осадков последней. Наконец, высокая карбонатность карасуйского разреза полностью отвечает мощному выносу CaCO₃.

Таким образом, пермский разрез Каракольского грабена отражает эволюционную морфодинамику рельефа и развитие морфоструктур грабена и прилежащих к нему горных массивов, которые на начальной стадии характеризовались непосредственно примыкавшими к грабену резкими и крутыми расчлененными склонами большой относительной высоты, а затем претерпели привпадинное сглаживание, выравнивание продольных профилей врезов и склонов и общее ослабление активности процессов рельефообразования. Об этом свидетельствуют особенности литологии осадков и их стратиграфическая структура (сочетание мощных массивно-слоистых конгломерат-песчаников основной части разреза и маломощной тонкослоистой карасуйской свиты — верхов общего разреза грубой молассы). Следовательно, карасуйская свита, несмотря на свою малую мощность и фрагментарность, представляет собой важный горизонт-индикатор стадии общего уравнивания процессов морфодинамики и даже формирования на некоторых участках выровненных поверхностей (здесь — формирования позднегерцинской пермотриасовой фазовой ПВ—ПВ Р—Тф, распространенной по всему Тянь-Шаню и ранее [17—20], как известно, принимавшейся за единую исходную поверхность типа пенеплена панрегионального развития — «доорогеническую» реперную ПВ).

Аналогичная вышеописанной стратиграфическая структура разреза характеризует раннемеловые (точнее, ранний мел — сеноман) грубые молассы, развитые во многих районах Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Очень представительны в этом смысле

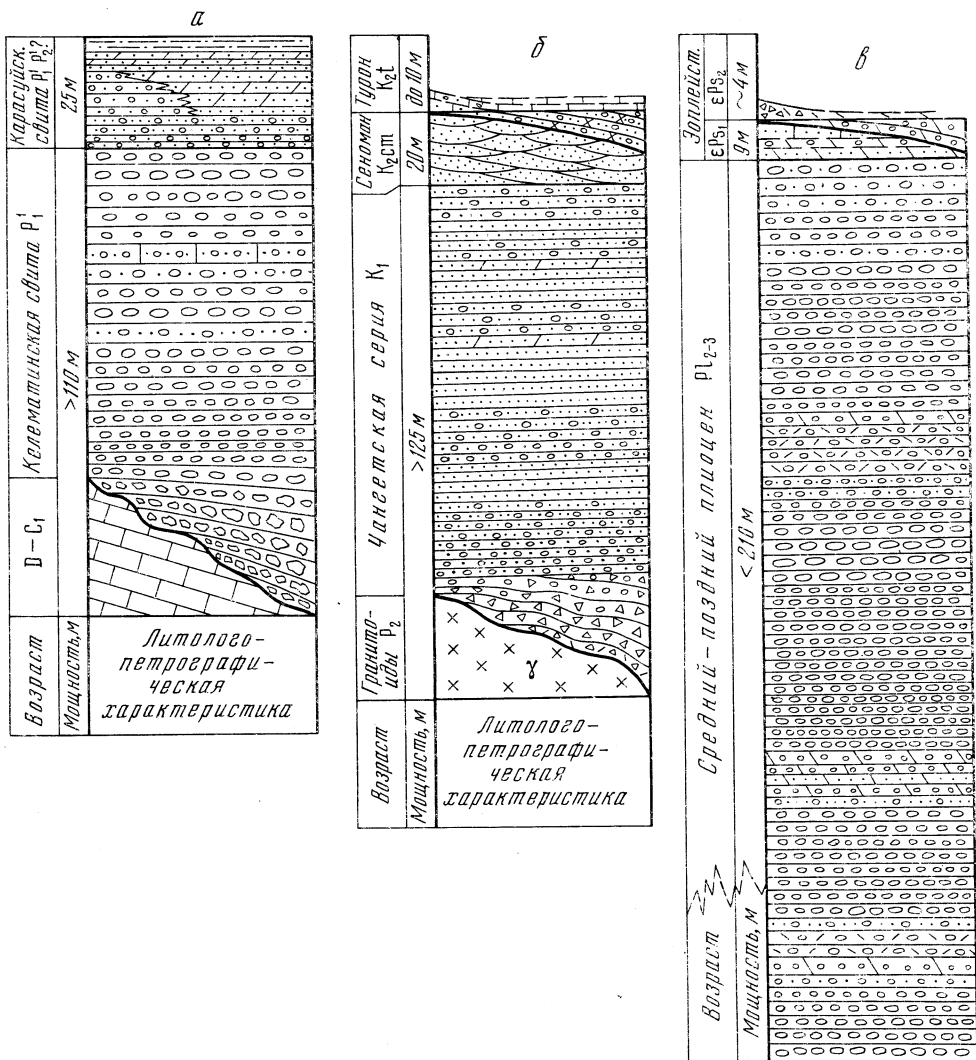


Рис. 3. Типичные разрезы разновозрастных грубых моласс с ясно выраженным финлен-горизонтом: а — позднегерцинские (пермские) красноцветные молассы келематинской и карасуйской свит в разрезе западной части Каракольского грабена (левый борт долины Нарына); б — раннеальпийские (ранний мел — сеноман) красноцветные молассы чангетской серии в разрезе грабена Алайского (Гульчинского) «пролива» (верховья сая Бурдалык); в — позднеальпийские плиоценовые «серые» молассы в разрезе «неогеновых плато» Северной Ферганы (долина р. Чанач)

разрезы чангетской красноцветной серии (свиты) Восточной Ферганы и Восточного Алая [21], особенно в так называемом Алайском (Гульчинском) «проливе», некогда соединявшем Ферганско-Приташкентский и Афгано-Таджикский бассейны мезозойско-палеогеновой седиментации.

Здесь чангетская серия представлена толстослоистыми, плохо отсортированными грубозернистыми гравелит-песчаниками и реже конгломератами мощностью более 300 м. Толща довольно интенсивно дислоцирована. Разделение этапов деформаций осуществляется не столько по угловым несогласиям, которые плохо читаются в монотонной чангетской толще, изобилующей частными размывами, сколько по вклинениям в толщу древнеколлювиальных брекчий от бортов грабена-«пролива». В прибортовых частях грабена эти же брекчии венчают разрез чангетской серии, разделяясь при этом на две пачки. Первая — нижняя и самая мощная — фациально

сопоставляется с сеноманскими (точнее, апт-альб-раннесеноманскими, по мнению одних авторов, или альб-сеноманскими, по мнению других, морскими осадками), а вторая — менее мощная и менее пространственно развитая — имеет предтуронский возраст (K_2).

Сеноманская брекчия на отдельных, топографически наиболее высоких участках Алайского грабена «пролива» замещается белыми или серовато-белыми сахаровидными кварцевыми или кварц-карбонатными отсортированными, равнотерными с крапинами медной зелени песчаниками мощностью от 3—5 до 10—15 м (рис. 3, б). Они характеризуются хорошо выраженной косою слоистостью, местами фациально замещаются мелкогалечными желтоватыми конгломератами.

Эта резко контрастирующая с основной толщей чангетских красноцветов пачка наиболее развита на тех участках, где чангетские слои залегают с небольшим падением. Залегание белых песчаников субогласное. Ближе к бортам грабена, в зоне перехода сеноманских песчаников в брекчии, они вместе срезают круто наклонные чангетские слои под большим углом.

Западнее грабена Алайского «пролива» сеноманские песчаники сопоставляются с развитыми здесь фрагментами ПВ раннемелового возраста — раннеальпийская фазовая ПВ—ПВ A_1 или ПВ $K_1ф$ (хребты Актур, Джилису, Серкенбай). К востоку фрагменты ПВ или другого древнего рельефа полностью отсутствуют. Здесь (гора Акчангыл, ур. Чебайрык) наблюдаются переходы сеноманских брекчий в относительно более окатанные слоистые аллювиально-пролювиальные конгломераты, выполняющие узкие и крутостенные палеодолины, прорезающие восточное обрамление грабена вкрест его простираия.

Итак, анализ чангетской серии и кроющего ее горизонта белых кварцевых песчаников сеномана дает идентичные проведенному выше для пермских моласс результаты. Основная часть чангетских красноцветов формировалась в условиях тектонически активного горного рельефа, а ко времени отложения сеноманских песчаников активность тектонических и геоморфологических процессов резко упала, т. е. и здесь сеноманские песчаники являются горизонтом-индикатором условий относительного морфодинамического равновесия, также отвечающим этапу привпадинного выравнивания и формирования ПВ $K_1ф$.

Интересна дальнейшая судьба раннемеловой ПВ в некоторых районах юга и юго-востока горной Ферганы, включая и Алайский «пролив». Верхняя из отмеченных выше краевых брекчий Алайского «пролива», датируемая предтуронским возрастом, при прослеживании коррелирует с толщей яловачских конгломератов, выраженных в различных впадинах юга и востока горной Ферганы. Они с размывом залегают и на сеноманских песчаниках и на фациально замещающих последние морских карбонатно-терригенных отложениях. На яловачских конгломератах согласно залегают туронские экзогировые известняки (мощность до 12—15 м). При этом отмечается, что на участках развития туронской экзогировой свиты ПВ A_1 характеризуется наибольшей выровненностью и протяженностью. Очевидно, здесь процесс выравнивания фазовой ПВ A_1 ($K_1ф$) продолжался до позднего мела и его завершение фиксировалось упомянутой экзогировой свитой, которая, следовательно, в данном случае выполняет роль такого же, как карасуйская свита на Нижнем Нарыне и сеноманские песчаники в Алайском «проливе» горизонта-индикатора. Этим также подтверждается сделанный уже давно С. С. Шульцем-ст. и З. А. Сваричевской [22, 23] вывод о том, что сколько-нибудь типично выраженная и пространственно развитая ПВ для полного формирования требует очень длительного отрезка времени. Позднее [15, 24] нами было показано, что время формирования достаточно широко развитых ПВ сопоставимо с эрой, т. е. этап относительного динамического равновесия гораздо длительнее времени существования активного расчлененного рельефа.

Позднеплиоценовая ПВ (фазовая позднеальпийская ПВ $A_2=ПВ P_1ф$) выделена в нашем регионе давно [15, 25, 26 и др.]. Строго говоря, она чаще представляет собой не ПВ, а геоморфологический уровень, который иногда принимался за ранне- или среднечетвертичные террасы [27, 28 и др.]. Лишь в некоторых районах она приближается к типу настоящей ПВ — «неогеновые плато» Северной Ферганы, адыры востока Каршинской степи и особенно обширные платообразные прилавки юго-западного склона Большого (Казахского) Каратау. ПВ P_1 , как и все охарактеризованные

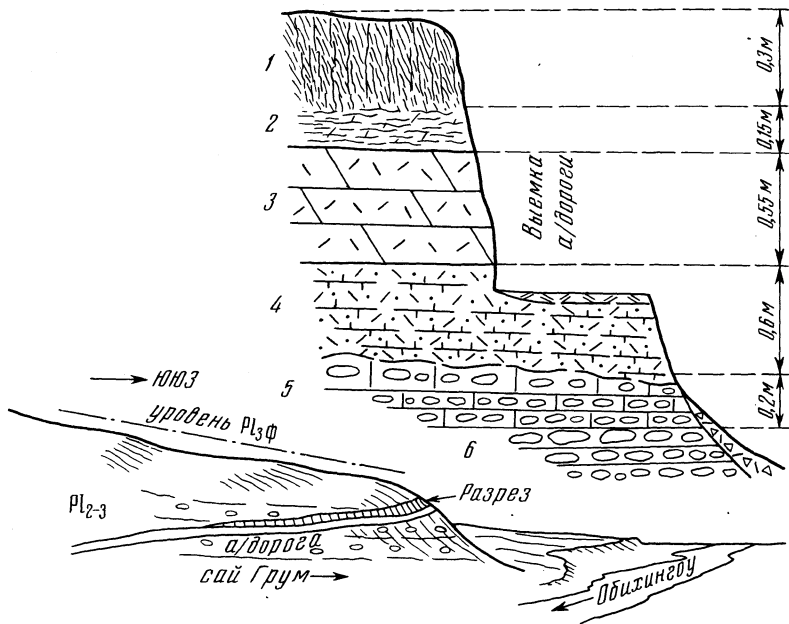


Рис. 4. Карбонатный тип финлен-горизонта — разрез плиоценовых моласс в устье сая Грум в долине р. Обшиногу (Дарваз)

Горные бурые почвы: 1 — гумусовый горизонт, 2 — карбонатные тяжелые суглинки иллювиального горизонта; финлен-горизонт: 3 — пористый мергель, 4 — «каменный лёсс»; плиоценовые конгломераты: 5 — конгломерат-известняки кровли конгломератов P_1 , 6 — собственно «серые» конгломераты P_{1-3}

ранее, сложена в основном очень мощной толщей серых валунных конгломератов среднего—позднего плиоцена, которые в свою очередь перекрываются различными маломощными тонкозернистыми свитами (рис. 3, в).

Связь процессов развития активного расчлененного горного рельефа и серых валунно-конгломератовых серий P_1 или P_{1-3} , а также верхних тонкозернистых горизонтов малой мощности с замедленными геоморфологическими процессами конца позднего плиоцена и методика доказательства этих связей аналогична рассмотренным для перми и для раннего мела случаям. Поэтому здесь мы ограничимся рассмотрением вариантов верхних горизонтов разрезов грубых плиоценовых моласс. Они чаще всего представлены осадками карбонатного или с высоким содержанием карбонатов состава (см. рис. 4): калькретами, травертиноподобными известняками, пудинговыми конгломерат-известняками, алевролитами с повышенным содержанием карбонатов (шохи, «каменные лёссы») или сульфатов и карбонатов (бозынген). Реже верхние горизонты представлены ненасыщенными мелкогалечными конгломератами или гравелистыми песками. Этот последний тип верхних горизонтов связан с древними долинами или другими понижениями на поверхности плиоценовых уровней.

Прослеживание фрагментов верхних горизонтов P_1 к горному обрамлению позволяет сопоставлять их с верхней из трех стратодинамических толщ фрагментарного развития, которые относятся к «горному плиоцену» (этим рабочим термином обозначаются многочисленные фрагменты внутридолинных дочетвертичных осадков, выраженные по всем более или менее крупным долинам региона). Своеобразные отложения «горного плиоцена» охарактеризованы нами в отдельной статье. Самый нижний из этих стратонов прерывистого развития — первая стратодинамическая стадия плиоценового цикла выполнения, предшествовавшего четвертичному циклу — циклу врезания (эти циклы примерно отвечают по генезису и по возрасту этапам выравнивания и переуглубления А. А. Асеева [29]). Она соответствует хорошо известному для всего материка Евразии [29] панрегиональному переуглублению долин, повсеместно выраженному и в нашем регионе [29, 30]. Второй из этих стратонов (P_1) надстраивает с частичным срезанием первый. Наконец, собственно позднеплиоценовая третья стадия завершает плиоценовый цикл выполнения — смену надстра-

ивающих друг друга трансформирующих (по В. И. Попову — перекрывающих [5, 31]) внутривпадинных стратонтов «горного плиоцена». Осадки третьей стадии и формируют собственно уровень P_3 ф по склонам горных долин и внутривпадинных впадин.

Восстановленный путем интерполяции верхних частей разрезов внутривпадинных конгломератов P_3 и верхних горизонтов позднеплиоценовых грубых моласс в предгорной зоне палеопрофиль на время завершения плиоценового цикла выполнения гораздо более близок к идеальной эрозионной терминанте, чем продольные профили, построенные по урезам современных долин, т. е. верхние горизонты P_3 отвечают, как и в предыдущих случаях, этапу предельного для данных условий морфодинамического равновесия и в хребтах-поднятиях, и на подгорных равнинах. Напомним, что динамическое равновесие процессов теоретически предполагается для ПВ и геоморфологических уровней предельного (финального) выравнивания, названных Д. А. Тимофеевым *финнпленами* [32]. Отсюда логично именовать верхние горизонты-индикаторы морфодинамического равновесия горизонтами этапа предельной планации или проще — *финнлен-горизонтами*.

Интересно, что финнлен-горизонты по внешнему облику и механизму образования точно соответствуют другому ранее выделенному нами [33] типу стратиграфических горизонтов-индикаторов морфодинамической обстановки, а именно «переходным горизонтам» аллювиальных разрезов террас горных долин, которые также фиксируют завершение этапа активной аккумуляции грубообломочного руслового аллювия и переход его в режим замедленного наращивания разреза тонкими фадами осадков редких сверхвысоких паводков.

И для финнлен-горизонтов, и для «переходных горизонтов» террас характерно, что и те, и другие образовались в пропорционально сходные интервалы времени (относительно всего времени, потребного на формирование всего разреза грубых моласс в одном случае, и горноаллювиальных террасовых разрезов в другом). Так, для ранне-среднеголоценовой (так называемой абайской) террасы бассейна Сырдарьи было показано [34], что если толща основного аллювия мощностью 10—25 м была сформирована примерно за 5—6 тыс. лет, то ее «переходный горизонт» мощностью 0,1—0,3 м, редко до 0,5 м, формировался в течение 1,5—2,5 тыс. лет. Сопоставим с этим время формирования чангетских красноцветов и их финнлен-горизонта — сеноманских белых песчаников. Основная красноцветная толща (150—300 м) была сформирована за срок значительно менее 15—20 млн. лет, а крошечные белые песчаники (максимальной мощностью около 10—15 м) — как минимум за 10 млн. лет.

Таким образом, анализ разновозрастных серий грубых моласс и в особенности выделение впервые описанного в данной работе специфического финнлен-горизонта свидетельствует о том, что целенаправленное рассмотрение с геоморфологических позиций даже не очень детализированной и неполной литостратиграфической информации, с одной стороны, позволяет существенно расширить методические рамки палеогеоморфологического анализа, и, с другой — способствует решению одной из самых серьезных проблем современной стратиграфии — объективной стратификации мощных немых континентальных толщ. В целом исследование является примером взаимовыгодного — и для геоморфологии и для геологии — комплексного анализа богатейшей информации по литостратиграфии континентальных отложений. Возможности такого анализа не исчерпываются только рассмотренными примерами.

Ранее [15] нами было проведено сопоставление разрезов различной стратиграфической полноты всего фациально-формационного набора коррелятных отложений, геоморфологической зональности подгорных равнин и вертикального строения рельефа (ярусности + поясности). Полные (включая т. наз. конденсированные) разрезы соответствуют бассейновой субаквальной седиментации — ряда хемогенно-карбонатно-кремнистых и терригенно-флишевых формаций. Сокращенные разрезы в общем отвечают поверхности шельфа, переходящей в наклонные аккумулятивные равнины. Сокращение стратиграфической полноты разрезов идет как за счет появления немых свит (сокращение информации), так и за счет прямого физического сокращения мощностей толщи в результате многочисленных внутриформационных перерывов (эрозионные несогласия, тектоническое послонное проскальзывание, фации «твердого дна» и т. д.). Зона сверхсокращенных разрезов отвечает непосредственно подгорной зоне грубообломочной аккумуляции и фрагментам таких же внутривпадинных (палеодолины и палеосклоны) накоплений. Здесь горизонты субаквального происхождения крайне редки и маломощны.

Хотя эта схема более совершенна, чем старые схемы фашиально-формационных переходов В. И. Попова и Д. В. Наливкина [2, 5], однако со временем и она перестала удовлетворять современным требованиям и современной фактологии в части анализа рельефа по коррелятным осадкам. Основным недостатком и этой схемы, и ее предшественников является общий для них прямолинейный актуализм (униформитаризм), т. е. «любовой» перенос закономерностей современного распределения фашиально-формационных соотношений осадочных серий, который в принципе является случайным одномоментным срезом длительного сложного морфоседиментационного процесса, на аналогичные соотношения в древних осадочных толщах, в которых этот процесс был либо завершен, либо заторможен последующим осадконакоплением. Это типичный пример некорректности переноса стохастических по существу соотношений одного временного среза на совершенно им неравноценные суммарные результаты длительного действия того же процесса.

Поиск более универсальных индикационных литостратиграфических особенностей для целей объективной реконструкции условий осадконакопления коррелятных отложений, очевидно, должен основываться на анализе фашиально-формационных соотношений и по латерали, и в глубину разреза, т. е. и в трех измерениях в пространстве и во времени. Хотя это в целом пока задача будущего, все же можно наметить некоторые эмпирические закономерности, выявленные нами на базе сравнительного анализа континентально-терригенных отложений в древних и молодых внутригорных впадинах. Таковы отложения позднекембрийско-среднепалеозойского интервала (венд—девон) Сарыджазского синклинория (современной Куйлю-Верхнесарыджазской внутригорной впадины Центрального Тянь-Шаня), сопоставляемые с позднекайнозойскими (включая четвертичные) отложениями долин-впадин Западного Тянь-Шаня и Северо-Западного Памира.

В сводном разрезе развивающегося как минимум с рифея поныне Сарыджазского синклинория повторяются разновозрастные серии грубых моласс и надстраивающих их разрезы флишоидно-терригенных формаций. Самая древняя грубая толща — это отгукская свита венда [35], которая параллелизуется с джетымской и байконурской свитами Внутреннего Тянь-Шаня и Казахстана, входящими в упомянутую выше вендскую «тиллитовую» (тиллитоидную) серию регионального развития [8, 16]. Она представлена крупноразмерными полимиктовыми конгломератами, видимой мощностью 5—30 м, к краям прогиба замещающимися массивной глыбовой брекчией. В толще обнаружены остроугольные (в форме тетраэдров или скошенных призм) лидитовые кремни черного и каштанового цвета, с характерной полированной «лаковой» поверхностью, представляющие собой типичные вентифакты. В верхах разреза свиты описаны редкие фрагменты маломощной пачки (0,3—1,7 м) серых плитчатых метаргиллитов и аркозовых песчачиков — очевидно, финпен-горизонта вендских грубых моласс.

Выше со скрытым несогласием залегают фтанитовые кремни и черные сланцы кембро-ордовика (олдзобайская и беркутская свиты O_1 и O_{1-2} [8, 35, 36]). В низах толща O_1 представлена тонкослоистыми флишоидными ритмитами.

Выше по разрезу вновь появляются массивные конгломерат-песчаниковые слои аркозового и полимиктового состава — тезская свита верхнего ордовика [8] резко переменной (от 55 до 310 м) мощности. На южном крыле синклинория тезские конгломераты срезают докембрийские гранитоиды с резким размывом и с глубокими трогоподобными врезами, выполненными несортированным валунным свалом. Роль финпен-горизонта грубых моласс O_3 выполняет пачка комковатых известняков с полимиктовыми щепнисто-гравелистыми линзами мощностью 2—10 м. Далее тезские слои либо с несогласием срезаются и перекрываются следующей грубомолассовой серией — тюлькубашской свитой D_{2-3} (см. ниже), либо со скрытым несогласием кроются мощной толщей флишеподобных карбонатно-терригенных ритмитов C .

Девонские тюлькубашские красноцветные конгломераты переменной — от 10—50 до 300—450 м — мощности венчаются пачкой красновато-серых «мусорных» алевролитов и грубых песчаников мощностью 7—10 м — финпен-горизонтом тюлькубашской грубой молассы. Выше разрез надстроено мощной алевролит-песчаниково-карбонатной пестроцветной толщей фамена (?). В верхах тюлькубашской толщи вновь отмечаются находки полированных «лаковых» вентифактов на черных и песчаных кремнях.

Замеры ориентировки наклонов косослоев, длинных осей галек и других подо-

бных элементов во всех трех грубых толщах вместе с анализом фациальных переходов вкрест и по простиранию грубообломочных свит доказали, что они формировались в сравнительно узких (не более первых десятков км в поперечнике) и ограниченных крутыми бортами долинах-грабенах. Они заполнялись осадками бокового грубого сноса, меньше — транзитными осадками продольных потоков, в условиях аридного (венд, девон) или семиаридного (поздний ордовик) климата, с господством характерных отложений временного или периодического сноса и ветровой обработкой поверхности.

На участках относительного расширения долин-грабенов по их бортам развиты участки выровненного или сильно сниженного и сглаженного холмогорного рельефа. В долинообразных понижениях которого встречены грубообломочные осадки, литологически сходные и с валунниками венда, и с преимущественно аркозовыми конгломератами позднего ордовика, и с красноцветными осадками тюлькубашской свиты девона. Возможно, эти палеоврезы и поверхности полихронны, т. е. они неоднократно примерно в сходных относительных высотных условиях подвергались сходной по механизму боковой и транзитной планации.

Реконструированная картина рельефа для трех этапов грубообломочного осадконакопления венд-девонского интервала Сарыджазского циклиория очень сходна с современными внутриворонными впадинами нашего региона, которые ограничены крутыми бортами с коллювиальными талусами, пролювиальными конусами и шлейфами у подножий и осевой зоной транзитной аккумуляции. На склонах и под склонами отмечены либо сглаженные поверхности склоновых педиментов, либо придолинных ПВ [32, 37].

Этапы развития узких грабенов сменялись этапами формирования более широких синклиналидных прогибов, подвергавшихся частым морским ингрессиям. Отложения последних надстраивают грубообломочные толщи терригенно-флишевыми и даже субабиссальными кремнистыми [35, 36] разрезами. Это обстоятельство определенно указывает на нетипичный характер развития внутренних древних впадин Сарыджазского синклиория.

Аналогичный тип морфо- и геодинамики прослежен на примерах позднекайнозойской истории узких продольных внутриворонных долин-впадин Западного Тянь-Шаня (Чаткал, Пскем, Сандалаш и др.) и Северо-Западного Памира (Ванч, Язгулем, Кудара и др.). Все они выполнены очень грубыми и несортированными толщами коллювиально-пролювиального и гляциально-флювиогляциального происхождения. На участках наиболее мощного и развитого в ширину накопления грубых толщ валунно-глыбового типа происходило надстраивание этих осадков наклонно- или косослоистыми транзитно-потоковыми сериями, часто достигающими большой (десятки м) мощности. Они являются своеобразными аналогами «переходных горизонтов» обычных горнодолинных аллювиальных террасовых разрезов, образующихся в том случае, когда только что сформированная и вышедшая из-под контроля паводковых вод аккумулятивная поверхность вновь и вновь по каким-либо причинам подвергается намыванию и накоплению поверх нее осадков избыточной транзитной аккумуляции.

Наиболее крупные и длительно развивавшиеся участки или зоны избыточной аккумуляции окаймлены листрическими разрывами в основном небольшой амплитуды, располагающимися в общем примерно параллельно бортам долин. Они главным образом затрагивают осадочную толщу, совершенно не распространяясь в подстилающие коренные породы («висячие» разрывы), а также частично захватывают борта впадин и прибортовые участки ограничивающих впадины горных массивов. С действием этих «висячих» листрических разрывов связаны явления разрыва сглаженных и расчлененных участков рамповых склонов и склоновых педиментов и отрыва склонов транзитной денудации от прилежащих к ним снизу коллювиальных талусов, пролювиальных конусов и шлейфов.

Итак, вследствие проявления некоторых, пока мало или, точнее, совершенно не исследованных геодинамических процессов и механизмов в осадочном выполнении позднекайнозойских внутриворонных впадин (попытка анализа этих механизмов сделана нами в других работах), последние развиваются в автономном режиме, независимо от прилежащих поднятий, благодаря чему донные грубые толщи наращиваются (надстраиваются) и перекрываются наклонно-слоистыми транзитными потоко-

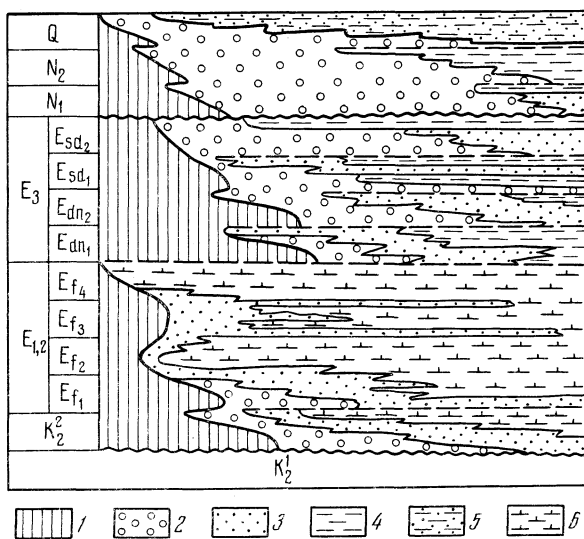


Рис. 5. Развитие осадочного разреза депрессии Северной Янцзы (по [40])

I — область размыва, 2 — дельвиальные и аллювиальные фации, 3 — дельтовые и прибрежные песчаники, 4 — озерно-болотные фации, 5 — отложения прибрежных равнин, 6 — отложения прибрежных озер

выми сериями более тонкого, чем нижележащие валунно-глыбовые сваловые осадки, гранулометрического состава.

Для венд-среднепалеозойских впадин Сарыджазского синклиория, сформировавшихся в условиях очень длительного (как минимум, весь палеозой) процесса становления эпиконтинентальных орогенных систем каледонско-герцинского возраста и развивавшихся по типу полихронных структур «rift-in-rift» [39], сходный механизм, по-видимому, способствовал периодическому возврату остаточных грабенов к структурам типа глубоких периконтинентальных рифтоподобных синклиналидных прогибов и как следствие — переходу всего комплекса морфодинамических процессов из континентального субаэрального в субаквальный режим. Сходные ситуации описаны в последнее время в самых разных орогенных системах всего мира. Так, укажем на недавно опубликованные данные китайских геологов [40] об эволюции киммерийских (иеншаньских) рифтоподобных впадин Северо-Китайской платформы, выполненных частью субмолассовыми терригенно-вулканогенной и паралической угленосной формациями, подстилаемыми грубыми молассаами, которые по латерали замещаются аллювиально-озерными отложениями. Здесь даже по приведенному сводному разрезу (см. рис. 5) видно, как, например, узкая линейная рифтоподобная впадина Северной Янцзы соответственно характеру выполняющих осадочных отложений постепенно и неоднократно расширялась, приобретая синклиналидный облик, причем опять-таки соответственно изменению общей структуры разреза рыхлых отложений впадины происходит отчетливое выглаживание и выравнивание рельефа в привпадинных районах — зрелый сниженный рельеф хребтов Цинлиня, Дабашаня и др., известный еще со времени работ Ф. Рихтгофена, В. А. Обручева и др.

Возобновление активного режима рифтоподобных впадин, подобного доинверсионному, по периферии и во внутренних частях формирующихся орогенных массивов — явление известное. Сейчас доказано, что большинство геосинклиналей Евразии были изначально энсиалическими, т. е. предварялись рифтовыми расколами ранее сформированного сиала. К рифтам же многие авторы относят и крупные впадины древних орогенов (Тянь-Шань). Нами ранее в других работах было показано, что характерные особенности структуры, например, Иссык-Кульской впадины Северного Тянь-Шаня, на основании которых ее относят к молодым рифтам, гораздо проще, логичнее и обоснованнее объяснимы с позиций изложенной выше идеи об

автономности морфо- и геодинамики орогенных впадин, которая, в свою очередь, как это следует из изложенного в настоящем сообщении, определяется динамикой развития рельефа впадин и привпадинных горных массивов. Отсюда прямо следует нетривиальный вывод о том, что обратный переход ряда орогенных впадин из континентального режима в субгеосинклинальный может в значительной степени предопределяться (через посредство седиментационного и других производных механизмов) характером их морфодинамической эволюции. Следовательно, именно геоморфологическое прочтение литолого-стратиграфической и седиментологической информации является, очевидно, определяющим методологическим и методическим подходом для однозначного понимания не только геоморфологической, но и тектонической, структурной природы впадин и характера их развития.

Изложенный материал показывает, что специализированный палеогеоморфологический анализ литостратиграфических и седиментологических данных может вполне успешно и эффективно выполняться и на конкретных (локальных) объектах (в этом случае обычно на уровне фациального анализа), и для обширных регионов (уровень формационного анализа), причем нетрадиционность геоморфологического подхода способствует резкому расширению получаемой палеотектонической, палеогеографической и палеогеоморфологической информации даже в условиях слабой сохранности или полной редукции элементов палеогеографической или палеогеоморфологической обстановки, а также существенно обогащает и уточняет тектонические модели и палеоседиментологические реконструкции, т. е. корректирует чисто геологические, литологические и структурные методы. Следовательно, в принципе можно говорить, что такой подход позволяет создать новый специализированный комплекс методов *морфоседиментационного анализа* [41], который в зависимости от общей задачи исследований и их детальности или конкретности будет включать группу методов *морфофациального* или группу методов *морфоформационного анализа*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рухин Л. Б. Основы литологии (учение об осадочных породах). Л., М.: Гостоптехиздат, 1953. 672 с.
2. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. Ч. II. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 393 с.
3. Янов Э. А. Осадочные формации подвижных областей СССР. Л.: Недра, 1983. 235 с.
4. Matthews R. K. Dynamic stratigraphy. An introduction to sedimentation and stratigraphy. 2. N. Y.: Prinst.-Hall, 1984. 489 p.
5. Попов В. И. Краткая региональная характеристика верхнегорбийских и кайнозойских молассовых формаций Средней Азии // Тр. Ин-та геол. АН УзССР. Вып. I: Вторая Среднеазиатская конференция геологов-нефтяников (1947 г.). Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1948. С. 28—48.
6. Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 217 с.
7. Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов // Геотектоника. 1976. № 3. С. 26—39.
8. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Кн. 1. Фрунзе: Илим, 1982. 371 с.
9. Аристов В. А., Чернышук В. П. Переотложение конодонтов и его значение для решения некоторых вопросов геологии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 40—56.
10. Лилленберг Д. А. Вопросы классификации горных поверхностей выравнивания // Географические сообщения ИГ АН СССР. Вып. 3. М., 1966. С. 27—30.
11. Запроматов В. Ю. Закономерности размещения и условия образования среднекарбонных бокситовых пород междуречья Аксу-Исфайрам (Южная Фергана): Автореферат дис. ... канд. геол.-минер. наук. Ташкент, 1977. 27 с.
12. Пшенин Г. Н. Древний карстовый рельеф горной Ферганы и некоторые вопросы палеоморфоструктурного анализа горных стран // Геоморфология. 1986. № 4. С. 78—87.
13. Пшенин В. Н. Конгломераты некоторых разрезов палеозоя Ферганы — палеогеографические и палеотектонические реконструкции // Литология и палеогеография. Вып. 3. Л.: Изд. ЛГУ, 1981. С. 53—57.
14. Пшенин Г. Н. Проблемы палеоморфоструктурного анализа горных стран (на примере Ферганско-Приташкентского района): Автореферат дис. ... канд. геогр. наук. М., 1979. 27 с.
15. Пшенин Г. Н. О древности рельефа горной Ферганы // Геоморфология. 1982. № 1. С. 80—89.
16. Зубцов Е. И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 1. С. 42—56.
17. Синицын В. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
18. Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Кн. 1. Континентальные кайнозойские накопления и геоморфология. Фрунзе: Илим, 1986. 321 с.
19. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.
20. Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии). М.: Мысль, 1970. 367 с.

21. Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Ч. I. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 992 с.
22. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Нов. сер. 1948. Т. 3. 222 с.
23. Сваричевская Э. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. 295 с.
24. Благоволин Н. С. Пшенин Г. Н. Древность горных систем Паратетиса // Геоморфология. 1981. № 3. С. 3—15.
25. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М.: ГУГК, 1972.
26. Бельский В. А. О возрасте рельефа Юго-Западного Дарваза // Неотектоника и сейсмоструктурная тектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969. С. 41—52.
27. Олюшин В. Н. К вопросу о террасах р. Пскем // Тр. Ин-та географии АН СССР. Вып. 58. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 190—193.
28. Стратиграфия Узбекиской ССР. Кн. II. Мезозой. Кайнозой. Ташкент: Фан, 1966. 331 с.
29. Асеев А. А. Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры // Геоморфология. 1978. № 2. С. 3—17.
30. Граве М. К., Пшенин Г. Н. Анализ преакчагыльской гидрографической сети и палеорельефа Средней Азии как основа восстановления палеогеографии региона в плиоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 3. С. 34—45.
31. Расцветов Л. М., Щерба И. Г. Геостратиграфические комплексы как основа расчленения и корреляции кайнозойских отложений Юга СССР // Историческая геология: итоги и перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 3—10.
32. Тимофеев Д. А. Терминология поверхностей выравнивания. М.: Наука, 1974. 87 с.
33. Пшенин Г. Н. К методике террасового анализа при морфоструктурных исследованиях (на примере горной Средней Азии) // Геоморфология. 1988. № 2. С. 52—60.
34. Пшенин Г. Н., Серебрянный Л. Р. О полихронности горных речных террас // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 6. С. 1430—1432.
35. Адышев М. М., Калмурзаев К. Е., Королев В. Г. К стратиграфии кембрийских отложений Сарыджазского района (Центральный Тянь-Шань) // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Вып. 3 (Стратиграфия). Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1962. С. 49—63.
36. Горбачев О. В., Созинов Н. А. Углеродистые отложения древних континентальных окраин (геохимические особенности, формационные типы, эволюция) / Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 203—212.
37. Пшенин Г. Н., Чумакова Д. М. Некоторые особенности геоморфологии и гидрогеологии останцовых массивов низкорья Ферганы // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1972. № 3. С. 102—105.
38. Cotton C. A., Wilson A. T. Ramps forms that result from weathering and retreat of precipitous slopes // Zeitschrift für Geomorphologie. 1972. V. 14. № 2. S. 199—211.
39. Morgan P., Baker B. Introduction — processes of continental rifting // Tectonophysics. 1983. V. 94. P. 1—10.
40. Lao Qiyuan, Gao Wenxue. The characteristic of Cenozoic sedimentary basins in the North China Platform. Basin Analysis: Principles and Applications // Sedimentary Geology. 1984. V. 40. P. 89—103.
41. Ланге К. О., Пшенин Г. Н. Морфоседиментационный анализ коррелятных осадков орогенных систем // Всесоюз. совещание по проблеме геоморфологической корреляции: Тез. докл. XIX пленума Геоморфологической комиссии АН СССР. Тбилиси: Мецниереба, 1986. С. 41.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
2.II.1991

STUDIES OF THE MOLASSE SECTIONS (TIEN-SHAN AND PAMIR-ALAI): SIGNIFICANCE FOR THE GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF OROGENS

G. N. PSHENIN

Summary

Characteristic horizons designated by the author as «finplain horizons» have been described for the first time within the upper part of coarse molasse of Soviet Central Asia (Late Precambrian to Late Cenozoic in age); the horizons are characteristically different from the main part of the section both in thickness and lithology, and correspond to the stage of dynamic equilibrium which terminates (locally or in general) a phase of re-activation of the mountain topography development. Identification of the finplain horizons (and of other genetically similar formations within continental series) enlarges considerably both methodical and factological basis for paleogeomorphological analysis of orogens and on the other hand facilitates solving one of most complicated stratigraphic problems, that is unbiased stratification of coarse barren continental series.