

Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального
сжатия земной коры

Постановка вопроса

Складчатый ороген – понятие, неоднозначно трактуемое в науках о Земле. Его наполнение напрямую зависит от представления о соотношении процессов складко- и горообразования, которое установлено либо предполагается для того или иного горного сооружения. Обязательным и объединяющим обе стороны фактом служит наличие собственно складчатой структуры, а пликативные дислокации в той или иной степени развития устанавливаются в большинстве орогенических областей Земли. Однако далеко не все орогены с такой структурой считаются складчатыми. Более того, в геолого-геоморфологических работах они рассматриваются в морфоструктуре Земли скорее как исключение, чем правило.

Причиной служит представление о разделении во времени и следовании друг за другом процессов структуро- (складко-) и рельефо- (горо-) образования и выделение соответственно геологического и геоморфологического (неотектонического) этапов в развитии того или иного горного региона. Такова, так сказать, классическая парадигма геоморфологии, которая была подробно разработана С.С. Шульцем, Н.И. Николаевым, И.П. Герасимовым и др. в середине XX века. Согласно этой парадигме, на последнем, горообразовательном этапе пликативные дислокации не допускаются, складчатая структура считается окончательно сформированной ранее и рассматривается далее только как пассивное образование. Предполагается, что она поднимается либо массивно (en block), либо дифференцированно, будучи разбитой разломами, которым обычно предписывается субвертикальное положение. Подобная

морфоструктура обычно интерпретируется как сводовая/глыбовая/блоковая в соответствии с ведущим стилем дизъюнктивной тектоники. Иногда употребляется термин «складчато-глыбовая/блоковая морфоструктура», учитывающий складчатую структуру субстрата и ее литоморфное выражение в рельефе, но не геодинамическую компоненту орогенеза. В качестве примера можно привести Геоморфологическую карту СССР масштаба 1 : 2500000 [1], в горной части легенды которой преобладают морфоструктуры дизъюнктивного характера.

Такие представления появились еще на ранних этапах становления геоморфологии – в начале XX века, в качестве предпосылок были взяты хрестоматийные представления В. Дэвиса, В. Пенка и других исследователей. Тогда же были созданы и известные схемы развития горного рельефа с «застывшей» складчатой структурой, которые иллюстрируют последовательность его денудационного разрушения. Такова, например, схема Гроссгейма, до сих пор встречающаяся в неизменном виде в учебниках геоморфологии [1, с. 190].

В то же время понятие «складчатый рельеф» широко применяется для областей, где пликативная структура имеет четкое выражение в морфологии. Иногда в таких случаях применяется термин «вторичный (структурно-денудационный) складчатый рельеф», чтобы отделить его от «первичного» складчатого, созданного собственно эндогенными (пликативными) деформациями, сфера действия которых – по мнению упомянутых ранее исследователей – должна была ограничиваться ранними стадиями¹ развития региона. В отношении расчлененного складчатого орогена можно говорить об относительно жестком контроле форм рельефа как со стороны структурных элементов (соответствие положительных

¹ Их иногда еще называют «геологическими стадиями развития».

форм антиклиналям и отрицательных – синклиналям, составляющим так называемый прямой складчатый рельеф), так и на уровне отдельных пластов (структурные склоны, куэсты и т.п.). Был разработан достаточно подробный терминологический аппарат: субсеквентные, обсеквентные, консеквентные и т.п. долины, шатровый рельеф и т.д. [3].

Одновременно был выявлен феномен широкого распространения так называемого обращенного, или инверсионного, складчатого рельефа, когда антиклиналям соответствуют долины, а синклиналям – хребты. Примером тому является так называемый апшеронский тип рельефа, выделенный И.С. Щукиным [4] (рис. 1).

Для объяснения этого парадокса предлагались разные схемы, как правило, весьма сложные по механизму реализации и алогичные по существу. Еще в начале XIX века Мартонн [5] попытался объяснить явление чисто экзогенными факторами и высказал предположение о проникновении эрозии в ядро антиклинали, которое должно быть сложено более податливыми породами, чем ее крылья. Последующий усиленный размыв ядра должен был обеспечивать коренную перестройку рельефа, в результате чего на месте синклинальных долин возникают хребты в силу денудационной устойчивости ядер синклиналей. Несколько позже Турманн [6] предложил эндогенный вариант решения, полагая, что при подъеме свод антиклинали растягивается и разрывается. Однако эта гипотеза практически сразу была подвергнута обоснованной критике [3], а потому практически забыта – в отличие от построений Мартонна, которые популярны со сих пор и в различных вариантах повторяются в учебниках и монографиях.

По поводу сказанного относительно инверсии возникают следующие возражения. Во-первых, до сих пор не приведено ни одного примера показанных на схемах промежуточных стадий перестройки складчатого рельефа. Во-вторых, строение синклинальных хребтов весьма различно, и

далеко не всегда они сложены самыми прочными породами. Более того, авторами данной статьи в двух существенно различных геолого-геоморфологических обстановках (зона сочленения Памира и Тянь-Шаня, Западный Кавказ) были обнаружены примеры синклинальных хребтов, гребневая зона которых сложена наименее устойчивыми к денудации породами; нам известны примеры подобных образований и в других регионах. Рассмотрению и объяснению этого феномена посвящена данная статья.

Методическая основа исследования

Сразу надо заметить, что приведенные выше и другие классические примеры инверсионного рельефа с синклинальными гребнями, сложенными устойчивыми породами (Апшерон, Юра, Дагестан, Балхан, Загрос, Сулеймановы горы и др.), как правило, имеют относительно простую структуру и представлены главным образом низкогорьями, реже среднегорьями. В противоположность этому предлагаемые нами к рассмотрению складчатые морфоструктуры относятся к высокогорьям и имеют более сложное, вплоть до изоклинального, строение. Как выясняется при общих обзорах, такого рода соответствие высоты горного сооружения сложности складчатого субстрата – скорее правило, чем исключение. В обоих предлагаемых к рассмотрению геолого-геоморфологических обстановках устанавливаются своеобразные гомологические ряды, начинающиеся простыми и низкими формами и заканчивающиеся высокогорьями с интенсивно дислоцированной структурой [7 - 10].

В основу нашего исследования положен морфоструктурный анализ в классическом понимании И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова. Для обоих регионов были составлены соответствующие карты и схемы, на которых отражено взаимоотношение структуры и орографии. Такова, например, морфоструктурная карта наиболее показательной части зоны сочленения

Памира и Тянь-Шаня – западной ветви хребта Петра Первого и прилегающей к нему части Вахшского хребта (рис. 2). На ней видно, что большинство продольных орографических элементов имеет четкую структурную преопределенность при общем преобладании инверсионных морфоструктур: синклинальных хребтов и антиклинальных долин, что свидетельствует о том, что данное явление имеет неслучайный характер.

Для объяснения складчатой морфоструктуры зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня нами был предложен комплекс механизмов [7], который предусматривает существенно иную геодинамику и историю развития рельефа, нежели традиционная геоморфологическая парадигма [11]. Прежде всего, мы исходили из того, что, согласно установленным геолого-тектоническим закономерностям, складчатый комплекс мезокайнозоя в зоне сочленения слагает аллохтон, представляющий собой сорванный с основания осадочный чехол. Скольжению способствует вязкопластичный солегипсоносный горизонт верхней юры, движение осуществляется преимущественно на ССЗ, оно обуславливается давлением с юга так называемого Памирского выступа.

В принципе давление реализуется не только и не столько в смещении аллохтона в сторону Гиссаро-Алая, а в большей степени в его сжатии и укорочении в субгоризонтальном направлении и, соответственно, увеличении мощности зажатой между прочными сближающимися кристаллическими блоками осадочной призмы. Этот процесс вызывает рост абсолютных высот, несмотря на то, что фундамент под аллохтоном продолжает погружаться, как это имело место на этапе осадконакопления. Ведущим механизмом, обуславливающим такого рода горообразование, мы полагаем продолжающееся складкообразование в сминающейся массе.

Таким образом мы, имеем расчленение воздымающегося орогена, идущее параллельно и взаимосвязанно со складчатым тектогенезом, начиная с момента выхода пликативных структур выше уровня

аккумуляции. Стадии такого расчленения хорошо представлены в соседних с хребтом Петра Первого участках зоны сочленения и описаны нами ранее [8].

Результаты исследования

Описанная выше ситуация детально исследована нами в средней Азии и на Кавказе. Ниже приводятся два наиболее показательных региональных примера.

На границе высокогорного Западного и средне-низкогорного Северо-Западного сегментов Большого Кавказа расположен хребет Ачишхо. Он является частью протяженной горной цепи, объединяемой под общим названием Южный Боковой хребет, и принимает на себя роль главного водораздела Большого Кавказа, разделяя бассейны рек Мзымты и Кубани (рис. 3А). Хребет соответствует Гойтхско-Ачишхинскому антиклинорию, сложенному породами индюкской, пшишской, хахопсе и чаталтапинской свит средней юры, с преобладанием аргиллитов, алевролитов, глинистых сланцев, песчаников и порфиритов [13]. Изученный нами разрез на хребте Ачишхо представлен глинистыми сланцами и аргиллитами, переслаивающимися с порфиритами. Эти породы смяты здесь в серию субвертикальных изоклиальных складок. В условиях завершившейся складчатости на подобной литологической основе под действием селективной денудации обычно вырабатывается контрастный альпинотипный рельеф. Порфириты, как правило, выступают в качестве бронирующего литологического комплекса, формируя скальные уступы и островерхие пики. Элементы рельефа, сложенные податливыми к размыву глинистыми породами, имеют пологий выровненный профиль; в местах их обнажения на гребнях формируются перевальные седловины [9]. Однако рельеф исследованного участка синклиального хребта Ачишхо противоречит этой схеме. Срединный участок северного отрога данного хребта, сложенный глинистыми породами, заметно возвышается над

участками, сложенными порфиритами. Этот факт побудил нас к проведению детальных исследований в этом районе.

Нами изучены два разреза, расположенные на соседних отрогах СВ склона хребта Ачишхо (рис. 3Б). Этот синклинальный хребет имеет субкавказское простирание и размыт таким образом, что его осевой гребень сместился на полкилометра в сторону южного крыла складки. Ядро синклинали оказалось расчленено верховьями рек Березовая (бассейн Кубани) и Ачипсе (бассейн Мзымты) на отдельные фрагменты, перпендикулярные основному хребту и оси складки. В результате на склонах этих отрогов сформировались наглядные и доступные для изучения разрезы синклинального хребта Ачишхо (рис. 4).

Первый исследованный участок (далее участок «А») расположен в 500 м к СВ от горы Ачишхо (2390 м) на северном отроге хребта (рис. 3Б). На восточном склоне этого отрога представлен разрез синклинали, крылья которой сложены порфиритами с субвертикальным падением пластов. Бежево-серые порфириты на крыльях складки выветриваются в виде столбчатых отдельностей и формируют крутые скальные уступы и пики. Ядро складки выполнено черными глинистыми сланцами и аргиллитами (рис. 4А). Базальная пачка этих пород мощностью до 25 м в зоне контакта с порфиритами носит признаки тектонизации. По контакту сочится вода, породы ожелезнены и отличаются более плотной упаковкой, чем породы основной части ядра, брекчированностью и искривлением сланцевых пластин.

На гребне зона контакта порфиритов и сланцев размыта, и к ней приурочена перевальная седловина (рис. 4А, слева). С СВ над седловиной возвышается уступ, образованный мощной пачкой тонкоплитчатых черных глинистых сланцев, падающих на север в сторону ядра складки под углами, близкими к углам залегания порфиритов. В основании уступа на контакте с порфиритами отмечаются явные признаки тектонизации.

Прослой сланцев (мощность до 0,5 м) на контакте перемяты, разлинзованы и ожелезнены. Плоскости трещиноватости в этих прослоях несогласны со слоистостью и соответствуют сколам Риделя (на $20 - 25^{\circ}$ круче слоистости). Описанная картина в целом соответствует обстановке послойного взброса северного крыла разлома, т.е. пачки сланцев в ядре складки, относительно толщи порфиритов, слагающих ее крыло.

На северном крыле складки зона контакта глинистых сланцев и порфиритов выражена иначе, нежели на южном. Пласты сланцев полого, под углом 25° падают на юг, перекрывая пачку порфиритов, залегающих субвертикально (рис. 4А, справа). Очевидно, некогда порфириты выступали на гребне и выветривались, а позднее были перекрыты пачкой надвинувшихся с юга глинистых сланцев. В зоне контакта также отмечены явные признаки тектонизации: прослой сланцев перемяты, разлинзованы и ожелезнены.

Гребень в зоне ядра складки состоит из серии ступеней, последовательно повышающихся к оси складки. Каждая лежащая выше по разрезу пачка пород образует на гребне ступень, возвышающуюся над поверхностью нижележащей пачки на 10 – 30 м. Всего таких ступеней на гребне нами выделено 6, соответственно по три с каждой стороны от оси складки. Оказалось, что пласты сланцев на поверхности пачек-ступеней падают на $6 - 15^{\circ}$ положе, чем под уступами ступеней. На контактах пачек нами отмечены признаки тектонизации пород, аналогичные описанным выше. Эта картина, прослеженная нами на всем протяжении гребня и зафиксированная в 12-ти точках наблюдения, свидетельствует о последовательном взбрасывании и заваливании пачек глинистых пород, образующих ступени на гребне, от оси складки в сторону ее крыльев.

К оси складки на гребне приурочена седловина, где пласты залегают вертикально, а на бортах седловины меняют азимут падения с северного на южный. На запад и восток от седловины по склонам хребта расходятся

глубокие овраги. Их заложение и формирование самой седловины именно здесь, предопределено реологическими свойствами породы в осевой зоне складки. Во-первых, пласты залегают здесь вертикально и вкрест простиранию склонов, что концентрирует активность линейной эрозии. Во-вторых, в осевой зоне складки происходит разуплотнение и расседание породы, также способствующее ускорению ее размыва.

У подножья хребта, в ядерной части складки, сформировался мощный оползневой амфитеатр, состоящий из нескольких генераций оползней. Размеры отдельных оползневых тел достигают 70 – 80 м в поперечнике. Это свидетельствует об активной селективной денудации глинистых пород в ядре складки. В то же время, под крыльями складки, сложенными порфиритами, аналогичной картины не наблюдается. Здесь отмечены лишь небольшие коллювиальные конусы.

При прочностном различии порфиритов и глинистых пород, благодаря действию селективной денудации доминирующее положение в рельефе хребта должны занимать вершины, сложенные порфиритами. Однако вершина, выполненная глинистыми породами, вопреки воздействию денудации, превышает соседние части гребня, сложенные порфиритами, почти на 200 м.

Эти признаки свидетельствуют об условиях активного современного латерального сжатия, в которых происходит выжимание формирующих вершину глинистых пород из ядра синклинали под давлением ее крыльев, существенно превосходящее по скорости размыв хребта. Движение глинистой массы активно осуществляется по межпластовым разломам на контакте сланец/порфирит. В самом ядре складки в условиях тангенциального стресса, очевидно, происходит процесс послойного взбрасывания, отраженный в ступенчатом характере рельефа вершины. На выходе из зоны стресса наступает "тектоническая релаксация" породы, что выражено в расседании вершинной поверхности под действием

гравитации. Таким образом, здесь происходит активный рост хребта в ядре синклинали при взаимодействии процессов латерального сжатия, послойного взбрасывания и выжимания пород в ядре складки, превосходящих по своей интенсивности эрозионно-оползневые процессы.

Участок Б представляет собой разрез той же синклинали в километре к ЮВ от участка А на склоне соседнего гребня, расположенного полностью в пределах бассейна р. Мзымты. Его южный склон обрывается крутым уступом непосредственно в долину этой реки, а северный дренируется притоком Мзымты – р. Ачипсе (рис. 3Б). Исследованная нами на участке А синклиналь устроена здесь аналогично: это та же субвертикальная изоклиальная складка, крылья которой сложены порфиритами, а ядро – глинистыми породами (рис. 4Б). На контактах пород ядра и крыльев там также присутствуют признаки послойного скольжения и контактной тектонизации пород. Пачки глинистых сланцев и аргиллитов ядра складки образуют на гребне серию ступеней, хотя их высота и выраженность в рельефе значительно меньше. Эти признаки свидетельствуют об участии процессов послойного взбрасывания и выжимания в формировании хребта на участке Б. Однако, мы не наблюдаем здесь воздымания ядра синклинали, как это происходит на участке А. Это обусловлено положением участка Б в верховьях мощного эрозионного цирка непосредственно над долиной р. Мзымты в среднем течении, где глубина ее долины почти на 1.5 км превосходит глубину эрозионного расчленения на участке А. Скорость эрозионных и склоновых процессов здесь значительно превосходит скорость выжимания пластичных пород ядра синклинали, и глинистый материал в ядре складки размывается быстрее. В результате на участке гребня, соответствующем ядру складки, сформировалась перевальная седловина, а вершины хребта, отвечающие прочным порфиритовым крыльям синклинали, оказались на 300 – 400 м выше (рис. 4Б).

Пример, аналогичный рассмотренному нами на хребте Ачишхо (рис. 4А), представляет собой известная гора Шовруз, эффектно возвышающаяся над нижним течением р. Обихингоу (рис. 5). На востоке ее продолжает Яфучская синклиналь, слагающая гребень хребта Петра Первого (рис. 6) [12]. Формирующие складчатый комплекс хребта осадочные породы мезо–кайнозоя (J_3-N_2) весьма разнообразны в литологическом отношении, что, однако, не сказывается на их «склонности» к инверсии: она наблюдается как в «пестром» переслаивании пластов мел–палеогена (известняки, гипсы, песчаники, глины), так и в относительно однородной неогеновой молассе. Показательно, что в первом случае ядро синклинали, образующее гребень, часто слагается весьма податливыми к денудации растворимыми гипсами.

Согласно предложенному нами механизму расчленения складчатого орогена [8], инверсионный рельеф знаменует зрелую стадию процесса, когда на первый план выходят силы автономного подъема ядер синклиналей. Зачастую они выжимаются вверх и доминируют в рельефе независимо от их устойчивости к денудации.

Выводы

Складчатый рельеф горных стран обладает большим разнообразием, и в нем важное место занимают инверсионные морфоструктуры типа антиклинальных долин и синклинальных гребней. Они появляются на различных этапах становления орогена, но более характерны для зрелых стадий развития как его структуры, так и рельефа. Складкообразование обусловлено тангенциальным сжатием осадочных толщ. Оно идет здесь параллельно и одновременно с ростом горного сооружения и его расчленением. Примеры, приведенные в статье по хребтам Памира и Большого Кавказа, показывают, что инверсионный характер сохраняется даже в тех случаях, когда ядра обращенных синклиналей слагаются более

податливыми к экзогенному разрушению горными породами. Это свидетельствует о большой интенсивности продолжающегося сжатия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геоморфологическая карта СССР м-ба 1:2500000. М.: ГУГК, 1986. 16 л.
2. *Леонтьев О. К., Рычагов Г. И.* Общая геоморфология. М.: Высш. школа. 1979. 287 с.
3. *Щукин И.С.* Общая морфология суши. М.-Л. ОНТИ НТКП СССР. 1933. Т.1. 366 с.
4. *Щукин И.С.* Опыт генетической классификации типов рельефа // Вопросы географии. М. 1946. №1. С. 33-62.
5. *Martonne E.* Traite de geographie physique. Paris. 1927. 922 p.
6. *Thurmann J.* Esquisses orographiques du Jura et essai sur les soulevements du Porrentruy. Extr.Mem. Soc. d'Hist. Natur de Strasbourg, Paris: 1832. P. 78 – 99.
7. *Буланов С.А.* Памиро-Алайский тип складчатого горообразования. // Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука. 1994. С. 165-172.
8. *Буланов С.А.* Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1993. № 4. С. 67-73.
9. *Буланов С.А.* Особенности внутриконтинентального орогенеза (на примере Центральноазиатского горного пояса) // Геоморфология. 2002. № 4. С. 41-52.
10. *Трихунков Я.И.* Морфоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа // Геоморфология. 2008. № 2. С. 97–107.
11. *Костенко Н.П.* Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль, 1970. 367 с.
12. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
13. *Муратов В.М.* Неотектоника и рельеф Северо-Западного

Кавказа // автореф. дисс...канд. геогр. наук. Москва. 1965. 24 с.

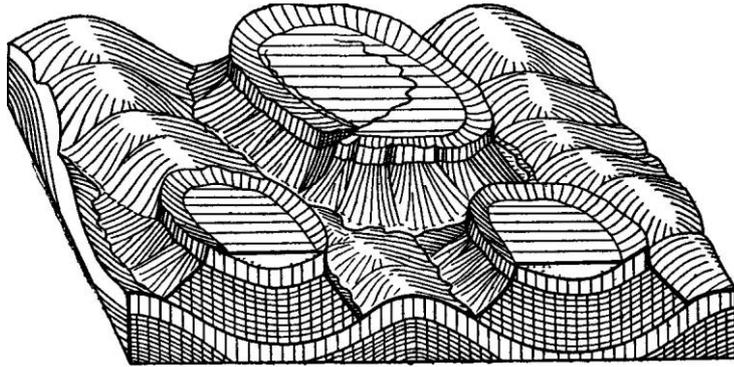


Рис. 1.



Рис. 2.



Рис. 3.1.

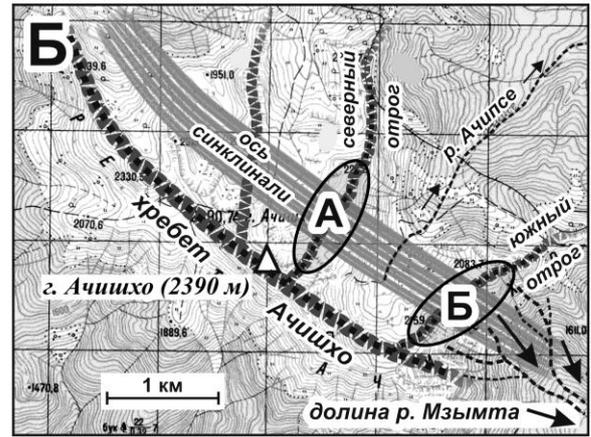


Рис. 3.2.

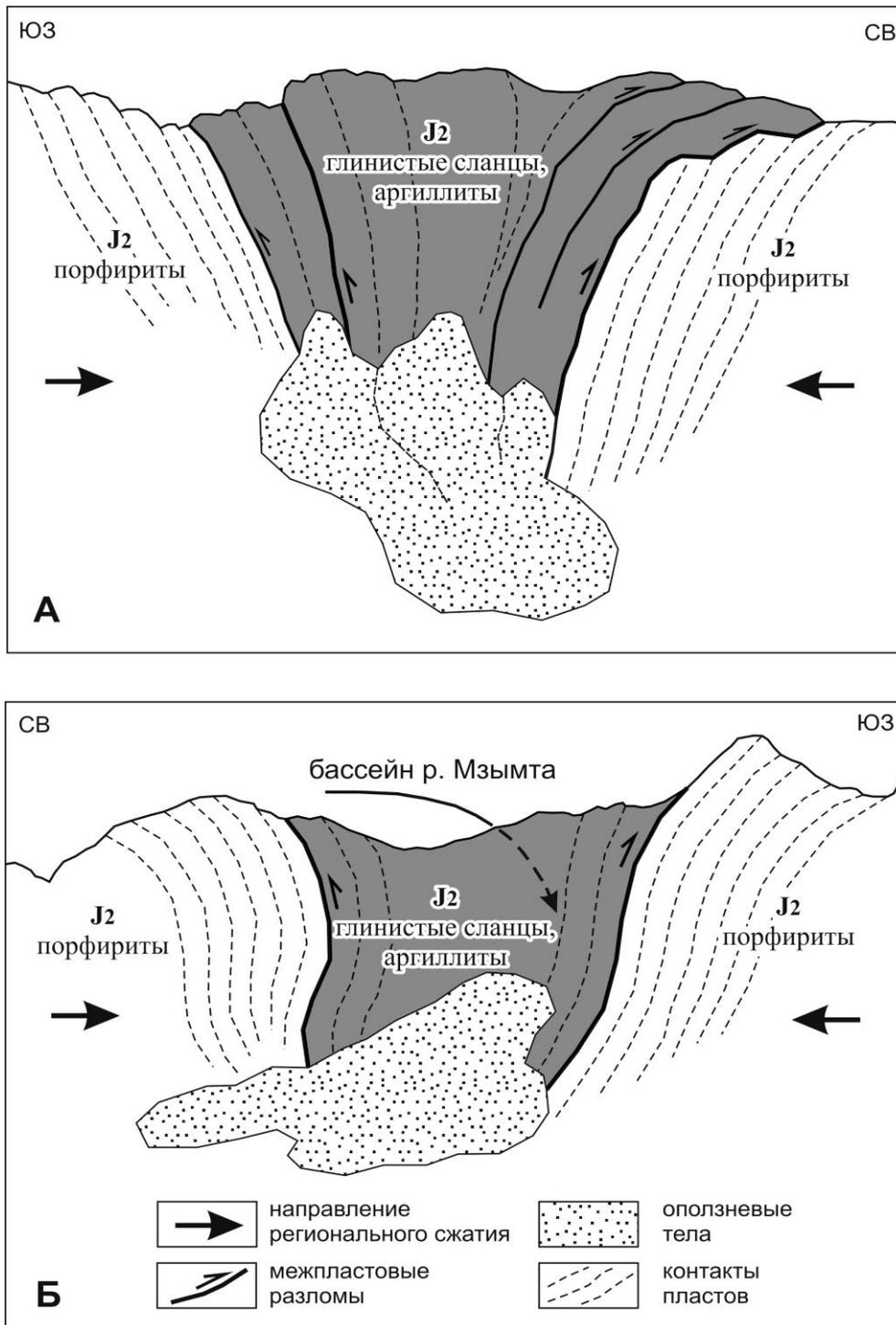


Рис. 4.



Рис. 5.

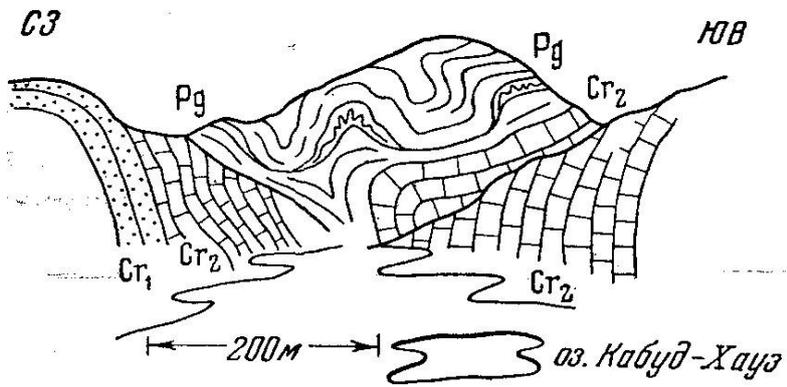


Рис. 6.

Подрисуночные подписи

Рис. 2. Блок-диаграмма инверсионного рельефа апшеронского типа [4].

Рис. 3. Морфоструктурная карта западной ветви хребта Петра Первого (Западный Памир).

Рис. 4. Синклинальный гребень, сформированный в результате выжимания пластичного ядра складки в осевой части Вахшского хребта. Г. Шовруз, вид из долины реки Обихингоу. Фото С.А. Буланова.

Рис. 5. Ядро Яфучской синклинали, слагающей гребень западного окончания хребта Петра Первого [12].

Рис. 6. Географическое положение района исследований (А), общая геолого-геоморфологическая схема района исследований (Б).

Рис. 7. Схематические структурно-геоморфологические профили ключевых участков А и Б.