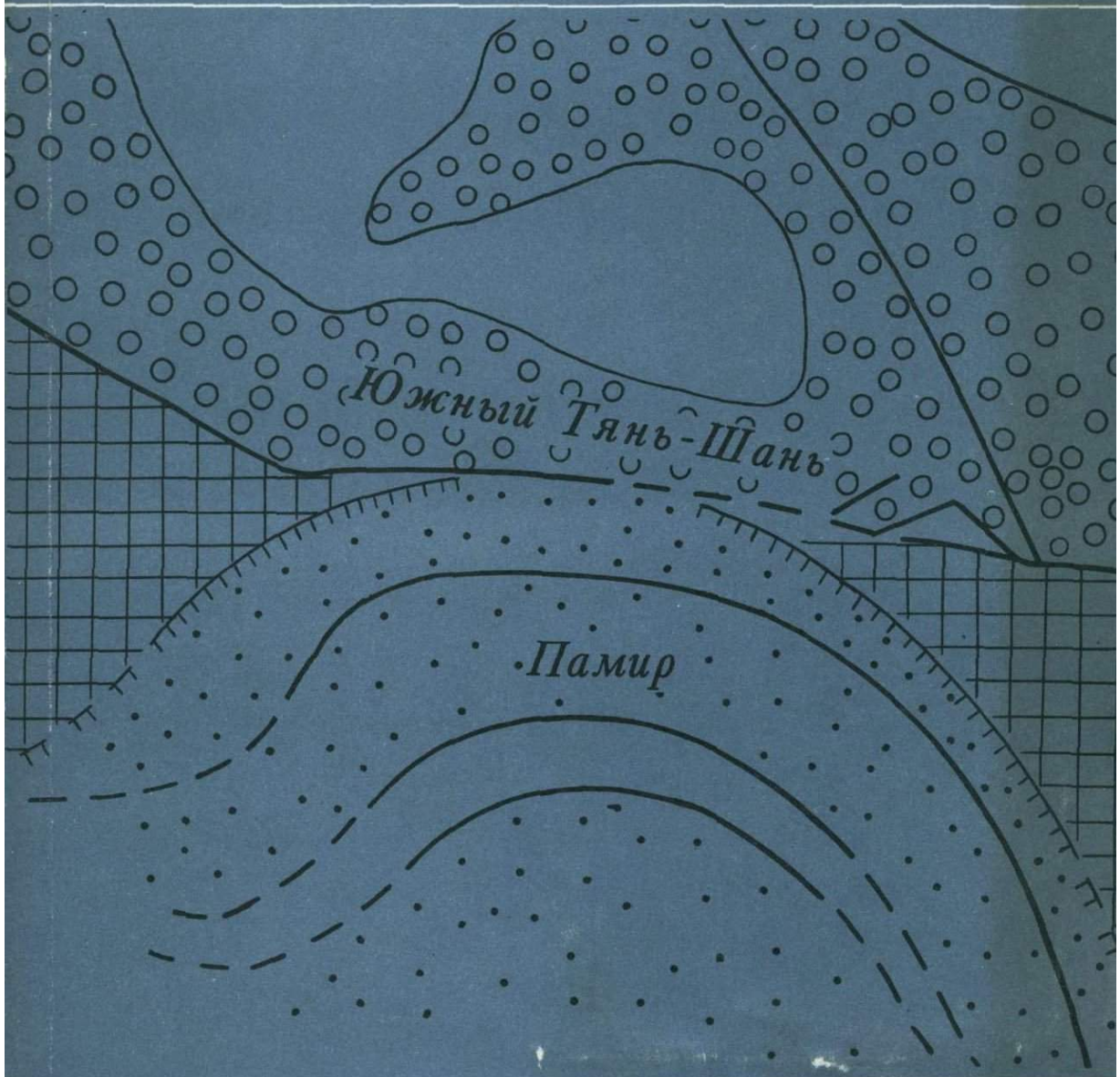
ТЕКТОНИКА ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

ТЕКТОНИКА ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

3994

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983

УДК 551.24 (575)

Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983.

Сборник содержит статьи о геологическом строении Средней Азии, истории ее геологического развития, современных тектонических движениях и землетрясениях. Рассматриваются закономерности формирования и развития геологических структур, необходимые для составления прогнозных карт полезных ископаемых, сейсморайонирования и другого назначения.

Рассчитан на геологов, геофизиков, сейсмологов, а также на студентов геологических вузов.

Ответственные редакторы

заслуженный деятель науки Таджикской ССР,

член-корреспондент АН СССР И.Е. ГУБИН,

академик АН Таджикской ССР С.А. ЗАХАРОВ

ТЕКТОНИКА ТЯНЬ-ШАНЯ И ПАМИРА

Утверждено к печати
Междуведомственным тектоническим комитетом АН СССР

Редактор *И.Б. Дриц.* Редактор издательства *Л.Г. Васютинская*
Художник *О.В. Осташева.* Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *И.И. Джиоева.* Корректор *И.Г. Мартьянова*

ИБ № 27155

Подписано к печати 28.06.83. Т – 09379. Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,3 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт 17,2. Уч.-изд.л. 19,9
Тираж 1250 экз. Тип. зак. 442. Цена 3р. 10 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

Т $\frac{1904030000-378}{042\,(02)-83}$ 218–83–III

©Издательство "Наука", 1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В июне 1981 г. состоялось совещание Среднеазиатской секции Междуведомственного тектонического комитета АН СССР, организованное в г. Душанбе академиком АН Таджикской ССР Р.Б. Баратовым. В совещании приняли участие более двухсот ученых, представителей научных и производственных организаций Среднеазиатских республик, а также Москвы, Ленинграда, Львова и других городов. Было заслушано 30 докладов и около 100 стендовых сообщений. Они охватили широкий круг актуальных вопросов геологического строения Средней Азии, истории ее геологического развития и современных тектонических движений. В итоге были намечены пути дальнейшего углубления исследований, особенно в целях познания закономерностей формирования различных структур земной коры, вещественного состава геологических формаций, разработки теоретических основ составления прогнозных карт различных месторождений полезных ископаемых, скрытых в глубине, а также в целях установления особенностей движений земной поверхности, сейсмогенных процессов и других важных работ, как это предусмотрено решениями XXVI съезда КПСС.

Публикуемые в сборнике статьи представляют собой расширенные доклады, прочитанные на совещании, и отражают личное мнение авторов. Им предшествует вводная статья С.А. Захарова о тектонических проблемах Средней Азии. Остальные статьи по своей тематике образуют семь частей сборника. В первой части рассматриваются закономерности сейсмогенных тектонических процессов и сейсморайонирование, а также механизм землетрясений в Заалайском хребте. Следующие четыре части посвящены вопросам изучения вещественного состава и строения докембрийского фундамента и палеозойских образований некоторых участков Северного и Срединного Тянь-Шаня, а также герцинских структур многих районов Южного Тянь-Шаня, этапов их формирования, вулканизма. Приводятся данные о герцинских, киммерийских и альпийских структурах южных районов Средней Азии. Шестая часть сборника включает статьи о новейших тектонических движениях Тянь-Шаня и Памира; седьмая посвящена общим проблемам тектоники, в том числе геологическому строению и истории развития Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса.

Статьи для настоящего сборника были представлены Геологическим институтом АН СССР, Институтом физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР, Московским государственным университетом им. М.В. Ломоносова, Ленинградским государственным университетом им. А.А. Жданова, Институтом геологии АН Таджикской ССР, Ташкентским государственным университетом им. В.И. Ленина, Южной геофизической экспедицией Управления геологии Таджикской ССР, Институтом геологии АН Киргизской ССР, Институтом сейсмологии АН Киргизской ССР, Управлением геологии Туркменской ССР, Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом (ВСЕГЕИ) Министерства геологии СССР, Львовским государственным университетом им. Ивана Франко, Всесоюзным научно-исследовательским геологоразведочным нефтяным институтом Министерства геологии СССР, Центральной космоаэрогеологической экспедицией объединения "Аэрогеология" Министерства геологии СССР и другими организациями.

И.Е. ГУБИН

УДК 551.24 (575)

С.А. Захаров

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Проблемы тектоники и, в частности, тектогенеза взаимосвязаны и взаимозависимы. Выделение их в качестве самостоятельных, обособленных проблем весьма условно. Средняя Азия в процессе геологического развития испытала подавляющее большинство тектонических режимов. Следы этих состояний земной коры в той или иной мере сохранились в геологическом строении области. Поэтому, а также вследствие благоприятных природных условий Средняя Азия, и особенно ее юго-восточная часть, является одним из немногих регионов, где возможно изучение *системы процессов тектогенеза*. Наряду с этим скученность структурных элементов, видоизменения и исчезновение части их, неоднократное наложение поздних проявлений тектогенеза на более ранние привели к крайней сложности тектонического строения области.

В любых попытках классифицировать проблемы тектоники неизбежно присутствует элемент субъективизма. Проблема, которую один исследователь считает важнейшей, другому может представляться третьестепенной. Поэтому необходимо сразу оговориться, что приводимая ниже классификация отражает личное мнение, хотя в общих чертах оно и совпадает с воззрениями большинства тектонистов. Разумеется, в краткой статье возможно только перечисление главных проблем, без их определений, характеристики состояния и задач на будущее. Я позволю себе ограничиться лишь ссылками на статьи в настоящем сборнике (для краткости буду называть только фамилию первого автора) и упоминаниями о собственных взглядах на некоторые вопросы. При перечислении будут учитываться только важнейшие проблемы двух низших рангов. Проблемы первого ранга нередко являются комплексами, "кустами" проблем второго ранга. Первые напечатаны жирным шрифтом и пронумерованы; проблемы второго ранга выделены курсивом.

I. Соотношение вертикальных и горизонтальных движений. Эту проблему иначе можно назвать проблемой выбора между концепциями фиксизма и мобилизма. Регионы проявлений интенсивных горизонтальных и вертикальных движений, как правило, совпадают, что свидетельствует о их взаимосвязи. Но величины и скорости горизонтальных смещений превышают, иногда на порядок и больше, такие же параметры вертикальных движений. Так, например, смещение к северу в течение кайнозоя области Памиро-Пенджабского синтаксиса относительно территории Афганистана достигает примерно 350 км (см. статью В.И. Дронова в настоящем сборнике), а относительно Кашгарии – еще больше, тогда как максимальное поднятие области не превышает первых десятков километров. Кроме того, при горизонтальных движениях более четко выдерживается унаследованность направления. Все это указывает на то, что вертикальные тектонические движения, скорее всего, являются вторичными, производными от горизонтальных. Самостоятельность вертикальных движений в отдельных случаях не исключается, но пока и не может считаться твердо доказанной. Пожалуй, только осцилляции, контролирующие слоеобразование, трудно связать с первичными горизонтальными движениями литосферы.

II. Горизонтальные сжатие и растяжение. Со сжатием связаны локальные поднятия, нередко чередующиеся с опусканиями (выпирание и задавливание складок и блоков).

Эти процессы происходят на фоне региональных поднятий. Растяжение вызывает менее дифференцированные обширные опускания, часто с разрывами "шеек". Таким образом, могут быть выделены проблемы орогенеза, развития депрессий и рифтогенеза. Вопросов орогенеза касаются все авторы, исследующие молодые движения. *Рифтогенез рассматривается только в статье О.М. Панасенко.*

Обычно целым регионам приписывается обстановка либо сжатия, либо растяжения. В действительности эти обстановки, во-первых, нередко сменяют одна другую во времени, во-вторых, являются лишь фоном, на котором в пространстве чередуются зоны с преобладанием тех или иных условий. Ширина таких зон достигает десятков, редко первых сотен километров. Причины этого явления пока не во всех случаях выяснены, и само оно изучено еще недостаточно. Проблема требует дальнейших тщательных исследований.

III. Деформации горных пород и их комплексов. Важнейшими представляются следующие проблемы: *свойств пород в экстремальных условиях; зависимости* (прямой и обратной) *тектонических деформаций и метаморфизма; генезиса складчатости; дизъюнктивных дислокаций* (отметим попутно, что укоренившийся сравнительно недавно термин "разлом" внес изрядную путаницу в понятие "разрыв"; строго этимологически разломами следовало бы называть только трещины излома, в русской же литературе *разломом нередко именуется любой разрыв, особенно невыясненного происхождения*; *механизма формирования покровных структур (шарьяжей).* Насколько важны проблемы этого "куста", видно уже из того, что без описания образовавшихся дислокаций не обходится ни одна тектоническая работа. Но механизмы деформаций рассматриваются значительно реже и, как правило, поверхностно. Причин движений авторы либо вообще не касаются, либо ограничиваются упоминанием о каком-либо процессе, недоступном для изучения (глубинные диапиры, субдукция литосферных плит, подкоровые течения и т.д.). Тектонофизические исследования в Средней Азии ведутся в небольшом объеме, и им уделяется недостаточное внимание.

IV. Концентрические структуры (иначе, и не вполне правильно, называемые структурами центрального типа, кольцевыми структурами). Проблема возникла в последние годы в связи с попытками расшифровки и геологической интерпретации космических снимков и пока находится в эмбриональном состоянии. В настоящем сборнике эти структуры рассматриваются в ряде статей (Н.С. Афанасьева и др.; А.К. Бухарин и др. в статье о докембрии юго-западных отрогов Гиссара; Д.П. Резвой и др.). По предварительному впечатлению, значение и число этих структурных форм (как и "линеаментов") сильно преувеличены. Это видно хотя бы из сопоставления публикуемых (и опубликованных ранее) схем расположения таких форм.

V. Тектоника и глубинное строение коры и мантии. Этот "куст" проблем в Средней Азии, как и в других областях, решается с привлечением геофизических методов. Особенно важными представляются проблемы: *природы "базальтового" слоя; связи глубин поверхности Мохо с мегаструктурными элементами; астенолинз в коре и мантии под разнотипными регионами и подвижными поясами; структурных этажей, разделенных поверхностями срыва.* Эти проблемы в некоторой мере затронуты в статьях Я.А. Беккера и др., а также В.И. Кнауфа в настоящем сборнике.

VI. Тектоника и магматизм. Проблемы: *происхождение магм; динамика магматических проявлений; исторический и генетический аспекты связи магматизма со структурными элементами.* Познание связи магматизма с тектоникой является одной из важнейших задач. Без ее решения нельзя установить законы развития земной коры и Земли в целом, а следовательно, и законы формирования месторождений полезных ископаемых магматического происхождения. Но это и одна из самых трудных задач, и мы находимся лишь на дальних подступах к ее решению. Данным вопросам посвящена статья Р.Б. Баратова и С.И. Щукина.

VII. Неотектоника. Проблемы: *молодые движения; современные движения; сейсмотектоника.* Основными методами изучения молодых движений были и пока остаются геоморфологические, в частности сопоставление альтитуд одновозрастных

поверхностей. Отсюда в неотектонике еще сохраняется доминанта вертикализма (см., например, статьи В.П. Лозиева и др.). Вместе с тем чисто фиксистские устремления неотектонистов по мере уточнения связей молодых и более древних движений сменяются признанием роли не только вертикальной, но и горизонтальной составляющей смещений земной коры (статьи Т.В. Гусевой и др.; О.К. Чедия). Позиция вертикализма была долгое время основополагающей и во второй проблеме. При изучении современных движений основным методом была нивелировка. Лишь в самое последнее время стала применяться прецизионная триангуляция и немедленно были получены интересные результаты. Некоторые новые данные приведены в статье Т.В. Гусевой и др. Для Средней Азии, особенно для ее юго-восточной части, несомненно значение проблемы связи тектоники и сейсмичности. Различные аспекты сейсмотектоники рассмотрены в статьях Л.М. Балакиной и И.Е. Губина.

VIII. История тектонических проявлений. Эта важнейшая проблема занимает значительное место во всех без исключения статьях. Некоторые авторы концентрируют внимание на докембрийской и раннепалеозойской тектонике (например, В.Н. Огнев и Л.Н. Белькова; В.Д. Вознесенский и др.; В.И. Кнауф; при этом интерпретация материала разными исследователями различна). В большинстве же статей рассматривается фанерозойская история развития структур. Трактовка генезиса олистолитов (статья М.М. Кухтикова и др.) весьма дискуссионна (по моему мнению, просто ошибочна, на что указывают некоторые морфологические особенности олистостромов). Вместе с тем неоспорима важность указаний на необходимость различать олистостромы и коренные залегания для правильной реконструкции геологической истории.

IX. Тектоническое районирование. Заключительным этапом изучения тектоники любого региона является составление тектонической карты, суммирующей результаты проведенных исследований. Общепринятой методики выделения тектонических районов и составления тектонических карт пока не существует. В дальнейшем предполагается составление среднемасштабных тектонических карт отдельных республик Средней Азии и Казахстана и объединение на этой основе усилий тектонистов всей области в целях разработки единой методики. Существенным шагом в этом направлении представляются принципы составления тектонической карты Таджикистана, изложенные в статье Ю.А. Дьякова и др.

Перечисленные девять кустов проблем решаются на материалах изучения отдельных регионов с привлечением данных петрологии, стратиграфии, литологии, геоморфологии, геофизики, геодезии и других наук о Земле. Все эти проблемы условно могут быть выделены в группу региональных проблем. Они имеют самостоятельное и важнейшее значение как для геологического познания отдельных регионов, так и для их народного хозяйства. Хотя сами проблемы являются проблемами общей геотектоники, результаты исследований специфичны для каждого отдельного региона. Вместе с тем эти результаты сами служат и методами, и исходными положениями при решении глобальных и теоретических вопросов геотектоники. В этом отношении особенности тектоники Средней Азии, упомянутые выше, играют существенную, но не решающую роль.

Назовем собственно геотектонические проблемы, имеющие своей конечной целью познание генезиса и типизацию главнейших структурных элементов земной коры. **X. Кратоны. Срединные массивы. XI. Океаны. XII. Геосинклинали.** Несмотря на широкое развитие в Средней Азии древних пород, деформированных выходов океанической коры, эв- и миогеосинклинальных образований, из-за структурных особенностей земной коры, упомянутых в начале статьи, и широкого распространения микроконтинентов (срединных массивов) и соответственно межкратонных геосинклиналей древние, океанические и геосинклинальные образования здесь разрозненны и вклад Средней Азии в решение последних трех проблем относительно невелик. Настоящих кратонов (древних платформ) в Средней Азии нет. Сохранились лишь их обломки – срединные массивы, играющие большую роль в строении Средней Азии и Казахстана наряду с более молодыми срединными массивами – фрагментами фанерозойской

сиалической коры. Правильное выделение таких массивов имеет большое значение для познания тектоники Средней Азии. Следует, однако, предостеречь от чрезмерного увлечения выделением срединных массивов, от причисления к ним, например, интернид. Необходимо также различать настоящие срединные массивы и части квазиплатформ.

Большую роль в становлении континентальной коры Средней Азии играл океан Тетис. Есть основания полагать (см. статью С.А. Захарова), что Тетис являлся первичным океаном, выродившимся в позднем кайнозое и имевшим отличия от других океанов, как древних, так и молодых. В частности, его особенностью было обилие микроконтинентов – обломков первичной сиалической коры. Смещение океана Тетис к северу привело к стадийности геосинклинального развития его северной окраины. Следы этой эволюции сохранились в виде офиолитовых поясов, или офиолитовых сутур, в Средней Азии и южнее (статьи С.В. Руженцева и др.; Е.В. Христова и А.В. Миколайчука).

XIII. Тергали. Эти подвижные пояса, занимающие в развитии континентальной земной коры промежуточное во времени положение между геосинклиналями и кратонами, не случайно были установлены именно в Средней Азии. Оставаясь на ее территории мобильными до сих пор, они являются здесь главнейшими структурными элементами и слагают всю земную кору (кроме древних срединных массивов).

Решение глобальных проблем геотектоники дает ключ к выяснению вопросов, относящихся к трем наиболее общим теоретическим проблемам. Вместе с тем без такого выяснения, на первых порах хотя бы в форме достаточно обоснованных и непротиворечивых гипотез, невозможен полноценный подход к разработке остальных проблем, не только глобальных, но и региональных.

XIV. Происхождение Земли. XV. Основы тектогенеза. Эти проблемы тесно связаны, и в большинстве гипотез представления о происхождении и начале развития Земли как планеты и об истоках тектогенеза опираются на космогонические построения. Однако последние принимаются геологами некритически, без должной проверки их фактическими материалами, полученными в результате геологических и геофизических исследований. Указанным двум проблемам посвящена статья С.А. Захарова.

XVI. Эволюция земной коры. Важность этой проблемы, точнее, целого комплекса проблем очевидна. Она является квинтэссенцией геологии. Решение ее основывается на результатах исследований по всем перечисленным выше проблемам. В пределах этого комплекса, "куста" проблем могут быть выделены в качестве важнейших следующие: *происхождение первичной сиалической коры; развитие и движения литосферы, происхождение и эволюция океанической коры; становление и развитие континентальной коры.* Однако первые три из этих проблем настолько тесно связаны с проблемами происхождения Земли и первоистоков тектогенеза, что выделение их здесь вызвано исключительно стремлением сохранить целостность всей системы проблем. Четвертая же проблема имеет самостоятельное значение, и важность ее особенно очевидна на примере Средней Азии.

Если абстрагироваться от частностей, тектоническое становление континентальной коры юга Азии, от северных кратонов до Индо-Гангского прогиба и берегов Аравийского моря и Бенгальского залива, можно представить в виде последовательного поясового наращивания Азии к югу. Другими словами, эта обширная область выступает как гигантский ансамбль подвижных поясов. В течение всего фанерозоя геосинклинальный режим мигрировал (относительно Азиатского материка) к югу, в тылу же оставались все более молодые тергальные пояса. Эта закономерность, впервые установленная для Средней Азии еще Д.В. Наливкиным, подтверждается для юга Азии во всех работах, в том числе и в публикуемых в настоящем сборнике (быть может, за исключением статьи В.И. Попова и др.). В частности, она нашла новое четкое подтверждение в разделении киммерид (мезозоид) и альпид (кайнозоид) на Памире и в Афганистане (статья В.И. Дронова) и вообще в Средиземноморском поясе. Причины же этой закономерности следует искать в законах эволюции всей Земли.

Краткий обзор проблем тектоники Средней Азии позволяет сделать два существенных вывода. Во-первых, тектоника как наука еще не достигла уровня многих других наук, в том числе и наук о Земле, что относится прежде всего к методике тектонических исследований и обобщений. Объясняется это главным образом большой сложностью объекта исследований, многогранностью взаимосвязей между отдельными факторами, невозможностью постановки экспериментов (кроме умозрительного моделирования). Отсюда проистекает множественность гипотез и отсутствие единой, общепринятой теории. Пожалуй, можно сказать, что тектоника еще не достигла высокого развития и находится на уровне, при котором субъективный фактор пока превалирует над объективным.

Во-вторых, перечень проблем, которыми должны заниматься и занимаются тектонисты Средней Азии, содержит все важнейшие проблемы общей геотектоники. Включение не только региональных, но и глобальных теоретических вопросов в число среднеазиатских проблем тектоники вызвано как особенностями области Средней Азии и прилегающих регионов, позволяющими рассматривать ее в качестве полигона для решения общих геотектонических проблем, так и неправомерностью отрыва части от целого, попытки рассматривать отдельный регион независимо от планетарного фона. Стремление к такой изоляции, направление тектонических исследований в чисто прагматическое русло, в конечном счете были бы вредны для всех отраслей наук о Земле.

ЧАСТЬ I

ТЕКТОНИКА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

УДК 550.34+47.57

И.Е. Губин

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СЕЙСМОРАЙОНИРОВАНИЕ

Сейсмотектоника – наука о современных дифференцированных тектонических движениях и землетрясениях, ими порождаемых, является первой, определяющей частью *сейсмологии. Находясь на стыке геологических и сейсмических наук, она, исходя* из них, выдвигает новые проблемы и разрабатывает методы прогноза мест, силы и времени (частоты повторения) возможных в будущем землетрясений.

Сейсмотектонические закономерности

В основе *сейсмотектоники – давно известное положение: континентальные* коровые тектонические землетрясения с $M \geqslant 5$ происходят в результате резких движений геологических структур (блоков) по зафиксированным в природе живым разрывам. Последние располагаются не хаотично, напротив, они закономерно отражают особенности активных четвертичных геологических структур и условия их движения. Эти движения унаследованы, особенно с последнего этапа геологического развития данного региона. Размер и вид тектонического разрыва зависят от размера и типа структуры, с формированием которой он связан.

В сейсмоактивных областях важнейшими являются протяженные региональные зоны сейсмогенных дизъюнктивных нарушений тех или других типов и размеров. Сила максимальных землетрясений в зонах разрывов обусловливается в первую очередь глубиной заложения разрывов, степенью консолидации среды и размерами (длиной и глубиной заложения) нарушенных активных структур. Главнейшие зоны представлены глубинными разломами, разделяющими обычно разнородные комплексы структур и нарушающими в глубине наиболее консолидируемую среду. В них возникают сильнейшие сейсмы. В зонах разрывов меньшего заложения, нарушающих менее консолидированную среду и меньшие структуры, возникают меньшие толчки.

Следующие закономерности, составляющие закон сейсмотектоники, были установлены автором: резкие смещения по разрывам структур (блоков) определенного размера и консолидации вызывают возможные для них максимальные землетрясения с определенными размерами очагов и магнитуд; чем крупнее и глубже заложена структура и она более консолидирована, тем по большей площади разрыва происходит ее разовое резкое движение, больше очаг и магнитуда; чем больше скорость тектонического движения в зоне разрывов, тем чаще повторяются сейсмы; очередные сильные толчки в зоне происходят преимущественно там, где они еще не отмечались, в частности между очагами предыдущих [1, с. 46; 2, с. 381, 394; 3, с. 49; 4, с. 51]. Положение о том, что, "чем больше очаг, тем больше магнитуда", было в дальнейшем подтверждено, однако без учета геологической обстановки [5, 6], как и закономерность миграции очагов [7–10].

Геологическое строение, лежащее в основе приведенных выше закономерностей, многообразно. Структуры и разрывы различаются по размерам, типам, составу горных пород, степени их консолидации, силе сцепления пород по разрывам, глубинам

заложения, скорости тектонических движений и т.д. Однако примерно в однородных средах разновеликие активные структуры и разрывы образуют сейсмогенные тектонические ряды, выраженные определенными средними числами. Например, в приближенно однородных структурах активизированной эпигерцинской платформы, в районах южного склона Гиссарского хребта, в сложной зоне краевых Гиссаро-Кокшаальских разломов с разрывами, ограничивающими блоки длиной около 15–20 км, 35 и 50–75 км, были связаны максимальные землетрясения с примерно такой же длиной очагов и соответственно с магнитудами около 6, затем 6,5 и 7,5 [4, с. 39, 42–45; 2, с. 283, 286, 289, 388]. В других средах существуют другие численные закономерные соответствия между тектоническими и сейсмическими данными. Результаты установления таких соответствий в регионе (с помощью геологических и сейсмических данных) и карта активизированных древних и новейших (четвертичных) геологических структур с живыми разрывами – это база, исходя из которой могут решаться различные задачи сейсморайонирования.

Старые и новые мировоззрения

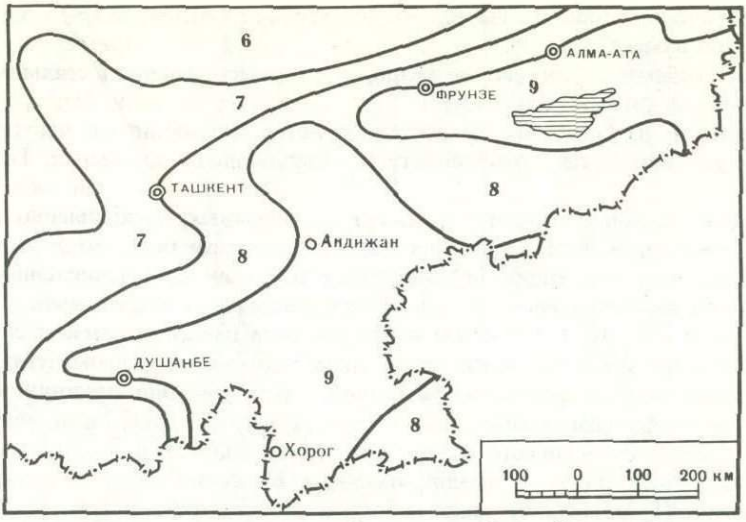
Установленные принципиально новые представления о причинах и условиях возникновения разновеликих землетрясений (сейсмотектонические закономерности) привели к коренному изменению мировоззрения, на основе которого производилось сейсморайонирование. Появилась возможность производить сейсморайонирование, опираясь на результаты изучения геологических структур и их движений по разрывам с помощью комплекса разнообразных методов и данных. Чтобы понять сказанное, обратимся вначале к прошедшим годам.

По поручению Института физики Земли АН СССР Г.П. Горшков, С.В. Медведев и их коллеги с 1940 по 1970 г. периодически составляли нормативные карты сейсморайонирования СССР. Их мировоззрение базируется на следующем:

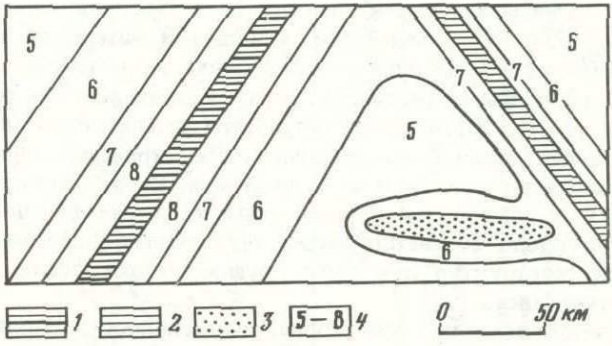
1) зарегистрированные землетрясения достаточны для производства сейсморайонирования [11, с. 7–13]; 2) "существующие представления о причинах и условиях возникновения землетрясений пока еще гипотетичны и приближенны..." [12, с. 6]; 3) связь сильных землетрясений с живыми разрывами, зафиксированными в природе, отсутствует, причины сейсм не ясны [13, с. 26–28; 14, с. 83–84; 15, с. 27]. Данное мировоззрение не подкреплено фактами, оно исключало возможность составления карт сейсморайонирования с учетом анализа геологических условий возникновения землетрясений. Поэтому прогноз землетрясений и нормативное сейсморайонирование производились вслепую, формально, путем картирования площадей распространения известных толчков и их соединения без каких-либо правил. На карте (рис. 1) показывался один элемент – соединенные области бывших сотрясений этой балльности, исходя из неверного допущения примитивного актуализма, якобы следующие толчки определенной силы возможны только там, где они отмечались. Источники ожидаемых землетрясений, повторяемость сейсм и их магнитуда (энергия) не устанавливались и на картах не показывались [2, с. 3–8 и 406–411]. Поскольку при таком сейсмическом подходе геологические условия генерации землетрясений, в том числе существующие сейсмогенные разрывы, начисто не учитывались [11], то, естественно, не устанавливались и многочисленные потенциальные очаги, еще не проявившиеся. А именно в них преимущественно и возникают очередные сильные толчки. В результате оказалось, что с 1941 по 1976 г. 90% разрушительных землетрясений (17 из 19) возникли в СССР в местах, не предусмотренных на нормативных картах [11, с. 23].

Принципиально новое мировоззрение, исходящее из установленных причин и геологических условий генерации землетрясений [2; 4; 11, с. 15], заключается в следующем:

1) зарегистрированные сильные толчки – лишь случайные эпизоды из длинной сейсмической истории региона, и они как таковые не пригодны для районирования



Р и с. 1. Нормативная карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана 1970 г.
6—9 – зоны ожидаемого сотрясения указанного балла (зоны балльности)

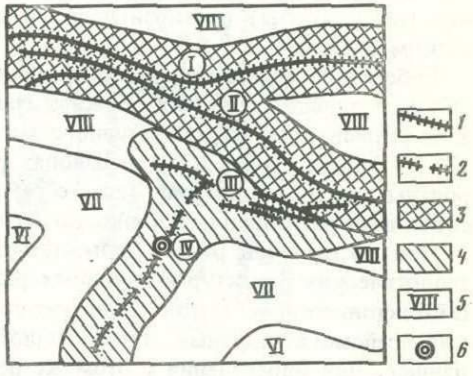


Р и с. 2. Карта сейсмического районирования принципиально нового типа, с показанными на ней сейсмогенными зонами

1–3 – сейсмогенные зоны: 1 – $M \leqslant 7{,}5$ и $I_0 \leqslant 9$, *нижняя граница очага* $h \approx 25$ км, *ожидаемая* повторяемость максимальных толчков в зоне $T \approx 2$ за 50 лет; *2* – $M \leqslant 5{,}5$ и $I_0 \leqslant 8$, $h \approx 8$–12 км, $T \approx 3$; *3* – $M \approx 4$–5 и $I_0 \approx 7$, $h \approx 7$ км, $T=5$; *4* – балльность сотрясений, распространение которых ожидается от сейсмогенной зоны. Примечание: сейсмогенные зоны показаны в виде сумм плейстосейстовых областей возможных в них максимальных землетрясений

Р и с. 3. Карта сейсморайонирования (с показанными на ней сейсмогенными зонами) района среднего течения р. Ингури (Кавказ). Составлена в 1980 г. А.В. Сувиловой, З.Г. Ященко, А.И. Савичем, И.П. Кузиным

1–2 – крупные сейсмогенные разрывы: *1* – установленные, *2* – предполагаемые; *3–4* – *сейсмогенные зоны (показаны в виде зон возникновения и распространения возможных максимальных землетрясений)*; *в кружках номера* зон: I – Главного Кавказского надвига ($I_0 = 9$ и $M \leqslant 6{,}75$–7), II – Какуро-Ускурского разлома ($I_0 = 9$ и $M \leqslant 6{,}5$, III – разрывов Абхазо-Свентской тектонической ступени ($I_0 = 8$ и $M \leqslant 5{,}5$), IV – Ингришского разрыва ($I_0 = 8$ и $M \leqslant 5{,}5$); *5* – балльность сотрясений, распространение которых ожидается от сейсмогенной зоны; *6* – центр изучаемого района



всей его территории, они важны для установления степеней сейсмогенности разрывов и процессов в очагах;

2) сильные сейсмы возникают не везде, а по существующим активным разрывам, различающимся по типам и размерам;

3) разрывы и их системы дифференцируются по сейсмическим проявлениям, которые обусловливаются особенностями нарушенных активных геологических структур;

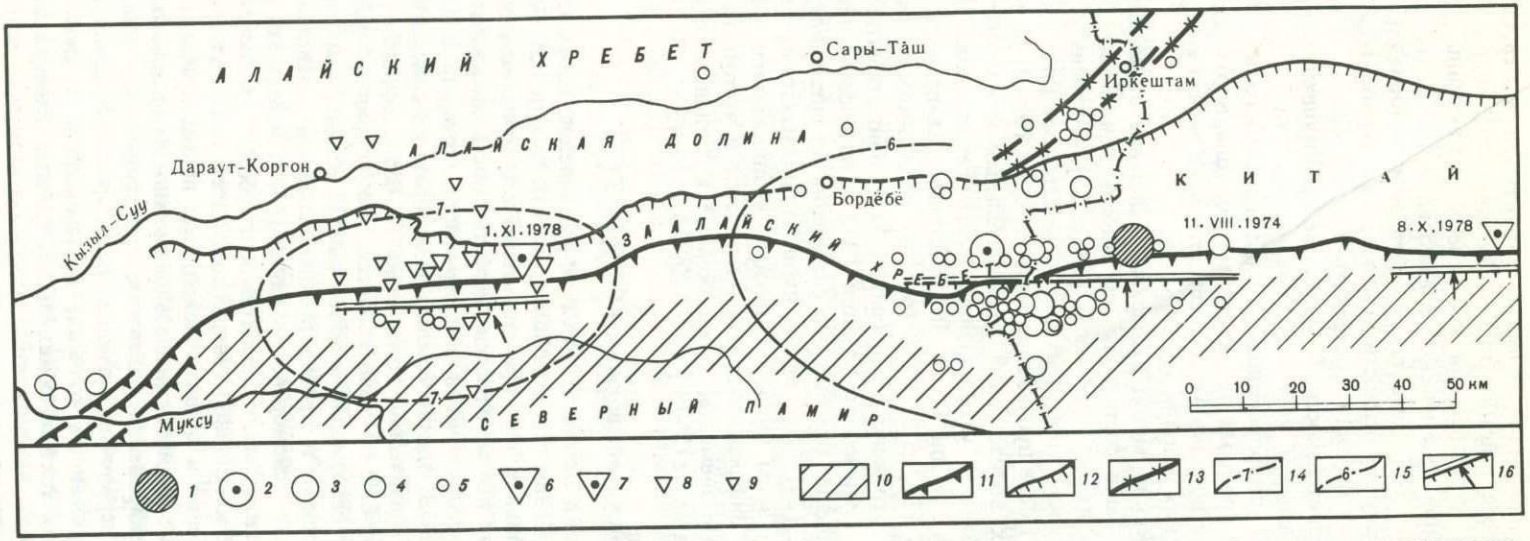
4) очередные сильные толчки возникают по разрывам, преимущественно там, где они еще не отмечались. Исходя из этих проверенных практикой идей, автор в 1949–1954 гг. предложил концепцию сейсмогенных зон (зон возможного возникновения очагов сильных землетрясений), а также принципиально новую карту сейсморайонирования [4, с. 51; 16, с. 240]. На ней в качестве первого элемента показываются сейсмогенные зоны, т.е. источники возможных в будущем сильных сейсм, обусловленные существующими системами активных разрывов. Они включают зарегистрированные и потенциальные очаги сильных землетрясений. Зоны и их звенья на карте дифференцируются по величине магнитуды, интенсивности и повторяемости ожидаемых максимальных для них землетрясений, а также по длине и протяженности в глубину очагов. На последнем этапе работы в стороны от зон (рис. 2, 3) показываются полосы возможного распространения сотрясений этой балльности [2, с. 3–9].

Для составления карт нового типа был разработан сейсмотектонический метод, состоящий из: отправных положений – идей нового мировоззрения; исходных данных и приемов, учитывающих эти идеи; определенных принципов компоновки карты [2, с. 6; 4, с. 6; 17, с. 51]. Важнейшими исходными материалами стали карты активизированных древних и новейших (четвертичных) геологических структур и активных разрывов с глубинными разрезами, отражающими условия генерации землетрясений в глубине [18, с. 18], а также результаты установления (по зарегистрированным сейсмам) характеристик максимальных землетрясений, свойственных определенным геологическим структурам и нарушающим их разрывам в этом регионе [2, с. 416; 18, с. 12]. Данные таких максимальных землетрясений, принятых за эталоны, экстраполируются вдоль соответствующих однородных разрывов в районы аналогичных нарушенных структур и в зоны других тождественных разрывов, в места, где они еще не отмечались.

Экстраполируются величины магнитуды, интенсивности, ширина полос распространения сотрясений определенной балльности от этой зоны разрывов и зарегистрированная в зоне частота повторения сейсм в другие аналогичные зоны, имеющие примерно такую же скорость тектонических движений по разрывам [2, с. 418–419]. Места очередных разрушительных толчков в зоне прогнозируются преимущественно там, где они не отмечались, например между очагами предыдущих, где напряжения относительно давно не разряжались [3, с. 49]. Приведенные приемы экстраполяции основаны на следующем принципе: – в аналогичных геологических условиях происходят сходные сейсмические явления. В результате таких экстраполяций землетрясения (их элементы) прогнозируются в местах, где они еще не отмечались по геологическим данным.

Собственно сейсмогенные зоны показываются на картах мелкого масштаба в виде сумм плейстосейстовых областей максимальных землетрясений, возможных в этой зоне разрывов, на картах крупного масштаба даются также линии разрывов [18, с. 5, 23; 19, с. 32] (рис. 2, 3). В районах разрывов сотрясения бывают сильнейшими, вероятны сейсмодислокации, тип же сейсмических колебаний на стройплощадке зависит от вида разрыва и расстояния до него [18, с. 23].

При составлении раннее упомянутых карт активизированных древних и новейших геологических структур и активных разрывов, в том числе скрытых в глубине, в сейсмотектоническом методе применяются геологические, геофизические, сейсмические, сейсморазведочные, геоморфологические, повторные геодезические и другие данные. Для определения в этом же регионе характеристик максимальных землетря-



Р и с. 4. Карта эпицентров землетрясений 11. III 1974 г. (М-7,3), 8.X 1978 г. (М-6) и 1.XI 1978 г. (М-6,9 – 7) и их афтершоков, возможность которых была предусмотрена в 1960 г. в зоне Каракульско-Момукского взброса [23, с. 670–673]

1–5 – эпицентры землетрясений 1974–1977 гг. с М=*1* – 7,3; *2* – 6,5; *3* – 6; *4* – 5 ⩽ М < 6; *5* – 4,5 ⩽ М < 5; *6–9* – эпицентры землетрясений 1978 г. с М: *6* – ≈7; *7* – 6; *8* – 5 < М < 6; *9* – 4,5 ⩽ М < 5 (ошибки в определении эпицентров ± 10 км); *10* – Северо-Памирское поднятие: *11* – Каракульско-Момукский взброс, зубцы указывают направление падения взброса; *12* – Вахшский надвиг; *13* – крутой разрыв; *14,15* – 7- и 6-балльные изосейсты; *16* – линия наиболее вероятной плоскости разрыва в очаге землетрясения, зубцы показывают направление падения плоскости, стрелка – направление подвижки в проекции на горизонтальную поверхность (по инструментальным сейсмологическим определениям Л.М. Балакиной). Длина линии вероятной плоскости разрыва в очаге показана равной длине очага [23]; приведенные сейсмические данные любезно предоставлены автору Институтом сейсмологии АН Киргизской ССР

сений, свойственных определенным геологическим структурам и нарушающим их разрывам, используют имеющиеся сейсмические и сейсмодислокационные сведения. Во избежание неоднозначности интерпретаций все перечисленные выше данные рассматриваются совместно в тесной генетической взаимосвязи исходя из плана и истории развития структур [18, с. 18]. Цель таких комплексных исследований – установить в регионе присущие ему особенности сейсмогенных тектонических процессов (движений). Только учитывая их, могут составляться карты сейсморайонирования, отражающие объективную действительность. В методе не используется применяемый многими исследователями раздельный учет исходных данных [18, с. 15], приводящий зачастую к неоднозначным интерпретациям и кардинальным ошибкам, как, например, в нормативных картах прошлых лет, составленных только по сейсмическим данным [11, с. 6–10]. Также не использовалась неправомочная экстраполяция сейсм, проводимая без учета геологических условий их генерации.

Изложенный сейсмотектонический метод выдержал испытание временем. С 1949 по 1980 г. карты нового типа были составлены для многих территорий. В одних – сейсмогенные разрывы не выходят на поверхность [19, с. 35], в других – разрывы, находящиеся в верхнем слое земной коры, выходят на поверхность, в третьих – развиты глубинные разломы и т.д. После публикации карт [2, 4, 16, 19–22] на некоторых упомянутых выше территориях произошло 8 разрушительных и 10 семибалльных толчков. Все они возникли в заранее установленных сейсмогенных зонах по разрывам, в том числе по скрытым в глубине [19, с. 36], в потенциальных очагах. Их сила не превысила предусмотренную [11, с. 21; 23] (рис. 4). Поскольку карты нового типа полнее и правдоподобнее отражают сейсмичность, чем одноэлементные нормативные карты прошлых лет, в техническом задании 1972 г. по составлению очередной нормативной карты и в решении Всесоюзного совещания по детальному сейсмическому районированию 1977 г. [24] было рекомендовано показывать на картах сейсморайонирования сейсмогенные зоны (зоны возможного возникновения очагов разрушительных землетрясений) и дифференцировать их по силе и частоте повторения ожидаемых сейсм. Все эти новые элементы, предложенные и введенные в практику автором, следовало показать и на карте СР-78 [25, с. 120; 26, с. 125].

О карте сейсморайонирования СССР 1978 г.

Рекомендации Института физики Земли АН СССР по составлению карты СР-78 [15, 27] были написаны и отредактированы под руководством В.И. Бунэ и Г.П. Горшкова, авторов нормативных карт прошлых лет, представителей сейсмического подхода к районированию. В рекомендациях все же отмечена необходимость показывать на карте зоны возможного возникновения очагов землетрясений, которые В.И. Бунэ и Г.П. Горшков назвали зонами ВОЗ, однако ссылки на историю их создания и на их первоначальное (оригинальное) физическое содержание не были сделаны [15]. Физическое содержание зон ВОЗ вообще не было пояснено, как и принцип районирования с их помощью, что сделало невозможным обоснованное установление таких зон. Взамен рекомендованы разнородные и противоречивые способы установления зон ВОЗ и пути решения других задач сейсморайонирования [15, с. 7–81]. Эти рекомендации, написанные различными авторами, представляют собой смешение несходных взглядов, не объединенных какой-либо генеральной идеей о геологических причинах возникновения землетрясений и общими исходными положениями. В результате таких эклектических рекомендаций открылась возможность применять для решения новых задач сейсморайонирования различные противоречивые способы. На деле же одни из составителей первичных региональных карт СР-78 стали исходить только из данных о зарегистрированных толчках; другие пошли по пути установления объективных сейсмогенных тектонических процессов для решения задач сейсморайонирования.

Например, первичные региональные карты сейсморайонирования Кавказа, Турк-

мении, многих районов Средней Азии и некоторых других территорий были составлены местными организациями только по сейсмическим данным, по ним же установлены зоны ВОЗ. Карты Крыма, Восточного Узбекистана [22], Восточной Сибири [15, с. 224], Казахстана [15, с. 203] и другие – исходя из анализа геологических сейсмогенных процессов. На них зоны ВОЗ обусловливаются системами активных разрывов. На карте Восточной Сибири, составленной под руководством В.П. Солоненко, зоны ВОЗ, как должно, дифференцированы по величинам магнитуд и интенсивности возможных в них максимальных толчков, значения которых в каждой зоне закономерно взаимосвязаны. Показаны зоны с большими, а также со средними и малыми магнитудами (M = 5,5; M = 4,75–5,5; M ⩽ 4,75).

Собственно карта СР-78 всей территории СССР была составлена и отредактирована в Институте физики Земли АН СССР при участии и под руководством В.И. Бунэ и Г.П. Горшкова, с учетом некоторых данных региональных карт [15, главы 1 и 10]. Свою работу В.И. Бунэ и Г.П. Горшков суммировали так: "Как и раньше, основную нагрузку карты СР-78... составляют границы зон с интенсивностью сотрясений 6, 7, 8, 9 баллов и более. Кроме того, в карту СР-78 внесены некоторые новые ... сведения ..." [15, с. 83] – зоны наиболее вероятного возникновения очагов разрушительных землетрясений и данные о вероятности (повторяемости) сотрясений.

Районирование они начали не с показа на карте зон ВОЗ, как полагалось, и не с установления затем по их значениям ширины полос ожидаемого распространения сотрясений различной балльности от границ зон, а, наоборот, вопреки здравому смыслу. Была взята нормативная карта сейсморайонирования территории СССР 1970 г. [28] с уже показанными на ней зонами балльности. Границы этих зон были местами изменены исходя из новой сейсмической информации [15, с. 88]. Затем в карту внесли в качестве подчиненных элементов зоны ВОЗ, заимствованные из региональных карт. Внесение зон ВОЗ не повлекло изменений в карте, в которую они вносились, наоборот, значения зон ВОЗ подчинялись данным этой карты. В результате логика и идея принципиально нового сейсморайонирования были искажены, поставлены с ног на голову, а в карту внесены существенные противоречия и ошибки. Они оказались особенно велики в картах ряда районов Кавказа, Средней Азии и других сейсмоактивных территорий, составленных только по зарегистрированным толчкам сейсмическим методом. Ниже мы рассмотрим эти карты.

Вначале отметим, что сейсмический способ составления упомянутых выше карт не исходит из определенных принципов и целостной теории районирования, физическое же содержание зон ВОЗ и зон балльностей в нем не определено. Все элементы карт при применении этого способа устанавливались раздельно, вне связи друг с другом, многие вопросы решались не обоснованно. Зоны балльности, показанные на данных картах (взятые из нормативной карты 1970 г.), были установлены, как ранее отмечалось, путем формального соединения площадей распространения известных сотрясений определенной интенсивности, а также путем приписки некоторым областям произвольно установленной силы ожидаемых толчков. В таких зонах малой балльности местами в сейсмоактивных областях оказались потенциальные очаги сильных толчков, в зонах же большой балльности – безопасные участки [11, с. 6–9]. Зоны ВОЗ были установлены для этих же карт, в основном по наличию полос эпицентров различного значения. Там, где эпицентры значительных толчков не были отмечены, существующие потенциальные зоны ВОЗ не были определены. Магнитуда землетрясений, возможных в зонах ВОЗ, установлена с помощью анализа преимущественно слабых толчков исходя из неоднозначной посылки: где отмечались слабые толчки, возможны сильные [15, с. 42–68; 18, с. 16]. В результате магнитуда оказалась определенной во многих участках зон ВОЗ выше магнитуды толчков, возможных в данных геологических условиях. Повторяемость сотрясений была установлена путем анализа зарегистрированных сейсм для зон балльностей, она во многих случаях также не соответствует действительности (см. вторую часть статьи).

Упомянутые выше раздельно установленные значения интенсивности в зонах бал-

льности, магнитуд в зонах ВОЗ и границы этих зон оказались противоречивыми. Поэтому при компоновке карт их новые элементы подгонялись под ранее зафиксированные зоны балльности. Например, в зонах ВОЗ была показана такая же интенсивность сотрясений, как и в зонах балльности (в которые они вносились). В действительности же толчки, возникающие в зонах ВОЗ (с указанной в них магнитудой), обусловливают много бо́льшую интенсивность. Контуры зон ВОЗ в одних случаях подгонялись под контуры зон балльностей, в других они неправомочно их пересекают. Итак, элементы карт остались несогласованными, неизвестно, какие из них верны, зоны же ВОЗ были неправомерно лишены ведущего значения. К числу недостатков карт почти всех сейсмоактивных территорий СССР относится то, что на них показаны только зоны ВОЗ большемагнитудных толчков, зоны со средними магнитудами ($M \approx 5–6$) не нанесены, тогда как в них наиболее часто возникают поверхностные разрушительные землетрясения. Кроме того, на сводной карте СР-78 всей территории СССР [15, рис. 10.1] всем показанным зонам ВОЗ приписана возможность возникновения толчков с $M \geqslant 7{,}1$ без указания верхнего предела магнитуд, т.е. везде допущены максимальные толчки (с $M = 8{,}75$), что лишено смысла, проистекает из непонимания физического смысла зон ВОЗ и противоречит разнообразию объективных геологических условий генерации землетрясений (см. также [15, рис. 10.10]). Перейдем к анализу конкретных карт.

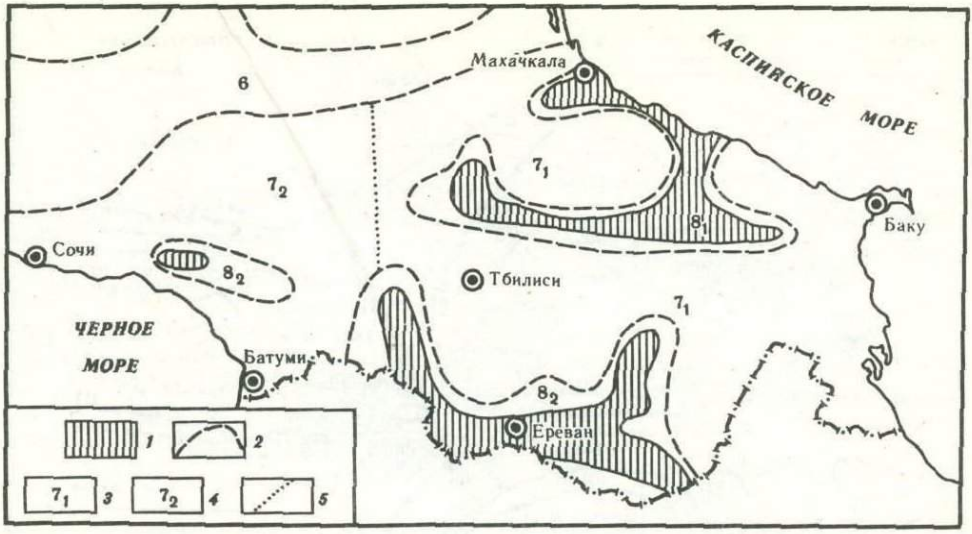
Карты Кавказа, Туркмении и Средней Азии

На карте Кавказа [15, рис. 10.4] (рис. 5) показаны три восьмибалльные зоны. Они результат соединения соседних площадей распространения зарегистрированных толчков упомянутой интенсивности и групп эпицентров. В них внесены подчиненные им зоны ВОЗ приблизительно с такими же контурами. Было допущено, без приведения фактов, что только в них могут происходить сотрясения такой же силы.

Остальные районы Кавказа показаны в виде обширной семибалльной зоны, без указания причин и источников сотрясений этой силы, т.е. зона не обоснована и не имеет физического смысла [18, с. 13]. По геологическим же данным, в ней, например на юго-западном склоне Кавказского хребта, имеются крупные активные разрывы, по которым следует ожидать возникновение разрушительных толчков. О их возможности свидетельствует девятибалльное Чхалтинское землетрясение, возникшее в 1963 г. по одному из названных разрывов. Однако только область разрушений этого зарегистрированного толчка показана на карте СР-78 в данном регионе как восьмибалльная зона. В зонах ВОЗ рассматриваемой карты (одна из них включает г. Ереван) [15, рис. 1, 2] допущена возможность генерации толчков с M до 7. Они вызовут не восьмибалльные сотрясения, как показано на карте в зонах ВОЗ, а минимум до 9 баллов[1]. Данное противоречие является результатом того, что ожидаемые величины балльности и магнитуды были определены раздельно, разными способами, а их закономерные объективные взаимосвязи не были установлены и согласованы для карты. Рассмотренные нами недостатки карты Кавказа – следствие одностороннего учета сейсмических данных, при котором геологические причины землетрясений игнорировались.

Карта Туркмении [15, рис. 10.4] составлена также только по данным зарегистрированных сильных толчков. Их было три: Красноводское в 1895 г. ($M = 8{,}2$ и $I_0 \approx 10$), Казанджикское в 1946 г. ($M = 7$ и $I_0 = 8–9$) и Ашхабадское 1948 г. ($M = 7{,}3$ и $I_0 = 9–10$). Соответственно на карте показаны три зоны интенсивности сотрясений 9, 8 и 9 баллов. В них внесены три звена Предкопетдагской сейсмогенной зоны с $M \geqslant 8{,}1$ затем $M = 6{,}1–7$ и $M \geqslant 7{,}1–8$ соответственно. Ожидаемая интенсивность

[1] Чхалтинское землетрясение 1963 г. с $M = 6{,}4$ обусловило сотрясение в 9 баллов [29, с. 149]. В объяснительной записке к карте СР-78 сказано, что в зонах ВОЗ с $M \geqslant 7$ и $h < 40$ км возможны сотрясения с интенсивностью 9 баллов и более [15, с. 4].



Р и с. 5. Карта сейсмического районирования Кавказа, выкопировка из [15, рис. 10.4]

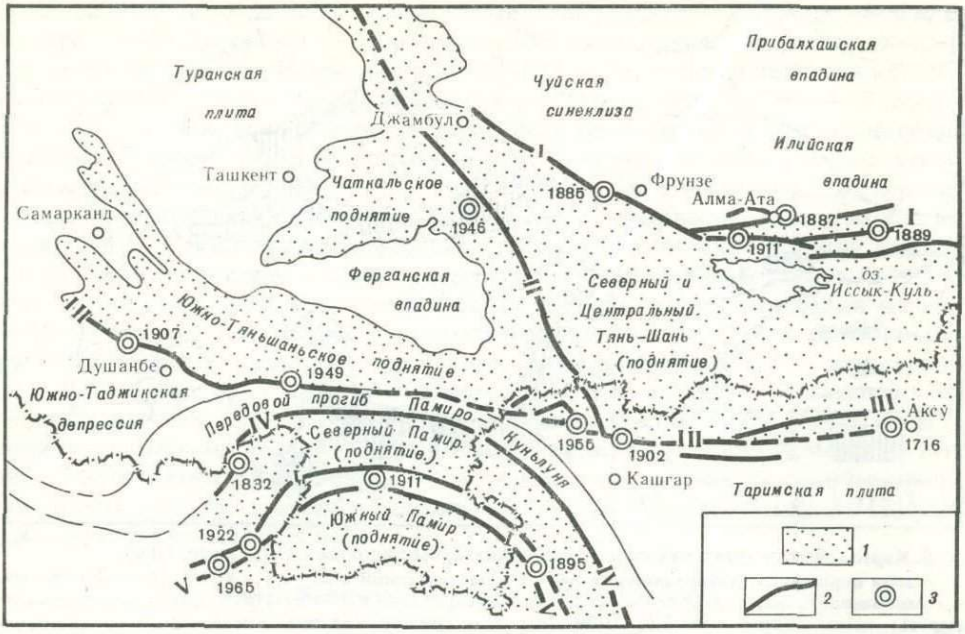
1 – зона вероятного возникновения очагов землетрясений с M = 6,1 – 7; *2* – изолиния балльности; *3* – семибальная зона, повторяемость: одно землетрясение в 100 лет; *4* – семибалльная зона, повторяемость: одно землетрясение в 1000 лет; *5* – граница различной повторяемости семибалльных сотрясений

3994

сотрясений в Казанджикском районе показана восьмибалльной в согласии с нормативной картой 1970 г. [28]. Одновременно в Предкопетдагской сейсмогенной зоне, внесенной в этот же район, допущена возможность толчков с магнитудой до 7, которые обусловят сотрясения до 9 баллов. Здесь карта явно недоработана.

Карта Средней Азии [15, рис. 10.10] опубликована в 1980 г. Средняя Азия – родина концепции сейсмогенных зон и сейсмотектонического метода. Еще в 1980 г. была опубликована карта сейсморайонирования южных регионов данной территории. На ней показаны сейсмогенные зоны, обусловленные разновеликими разрывами, находящимися в разнородных средах, следующих категорий: 1 – M = 4,5 и I_0 = 7; 2 – M = 5 и I_0 = 7–8; 3 – M = 6 и I_0 = 8–9; 4 – M = 6,5 и I_0 = 9; 5 – M = 7,5 и I_0 = 10 [2, с. 388]. Для каждой зоны дополнительно приведены приблизительные размеры очагов возможных максимальных землетрясений, глубины их заложения, частота повторения в течение десятилетий (ближайших столетий) и ширина полос ожидаемого максимального распространения сотрясений (различной балльности) в стороны от сейсмогенной зоны. В 1974 г. была опубликована карта Средней Азии с сейсмогенными зонами первой категории (с $M \geqslant 7$), обусловленными глубинными разломами: I – Северо-Тяньшаньская, II – Таласо-Ферганская, III – Гиссаро-Кокшаальская, IV – Дарваз-Каракульская и V – Центрально-Памирская [30, с. 186] (рис. 6).

При составлении карты СР-78 этой же территории (рис. 7) за ее основу взяли нормативную карту 1970 г. с зонами балльности, границы которых были местами изменены, величина же интенсивности сотрясений в них осталась неизменной, зафиксированной. В такие зоны балльности, установленные путем соединения площадей распространения зарегистрированных сотрясений, внесли формально другой элемент – упомянутые выше пять сейсмогенных зон (зоны ВОЗ с $M \geqslant 7{,}1$), однако без указания интенсивности возможных в них толчков, которая оказалась больше интенсивности, показанной в зонах балльности. Сущность зон ВОЗ при внесении их в карту была искажена, они соответствуют не глубинным разломам, а широким полосам эпицентров различного значения, зафиксированных в районах нахождения этих разломов, в том числе слабых толчков, в которые неправомочно, без учета геологических условий, экстраполирована возможность генерации толчков с магнитудой от 7 до 8 в разных



Р и с. 6. Важнейшие зоны активных глубинных разломов (сейсмогенные зоны первой категории) и землетрясения с магнитудой 7 и более, известные в Средней Азии и Казахстане (копия карты, опубликованной 27.III 1974 г) [30, с. 186]

1 – новейшее поднятие; *2* – зоны сейсмогенных глубинных разломов: I – Северо-Тяньшаньская, II – Таласо-Ферганская, III – Гиссаро-Кокшаальская, IV – Каракульско-Момукская (Дарваз-Каракульская), V – Центрально-Памирские; *3* – эпицентры землетрясений с $M \geqslant 7$. После публикации карты в зоне IV произошли три сильных землетрясения в местах, где они ранее не отмечались (см. рис. 4), а также [23, с. 670–673]

случаях. На таких участках оказались крупные города и промышленные сооружения. Например, под г. Душанбе (отнесенным к девятибалльной зоне) была допущена в зоне ВОЗ возможность возникновения толчка с $M \geqslant 7{,}1$ (с M до 7,5–8) [15, рис. 21.6], который может вызвать сотрясение до 10–11 баллов. Под Нуреком (отнесенном к восьмибалльной зоне) в зоне ВОЗ предположена возможность генерации толчка с M до 7, который обусловит сотрясение минимум до 9 баллов. Под г. Ош (отнесенном к девятибалльной зоне) допущена генерация толчка с M до 8 [15, рис. 10.10 и рис. 22.6], способного вызвать сотрясение в 10–11 баллов. Под г. Ташкентом (отнесенном к восьмибалльной зоне) допущена генерация толчка с M до 7 [15, рис. 1.2], который обусловит сотрясение до 9 баллов, и т.д.

Эти взаимоисключающие заключения, как и на карте Кавказа, возникли в результате того, что величина магнитуды ожидаемого максимального толчка в зоне ВОЗ и интенсивность, показанная на карте, определялись раздельно, различными противоречивыми способами и не были согласованы для карты на базе объединяющего принципа. Если же мы обратимся к геологической действительности, то во всех приведенных случаях, как и в других подобных, все встает на свои места. Например, под г. Душанбе не установлены крупные разрывы, могущие обусловить толчок с $M \geqslant 7{,}1$. Главный Гиссаро-Кокшаальский крупный субширотный разлом находится на 10–12 км севернее г. Душанбе, возможный по нему толчок с $M \geqslant 7{,}1$ обусловит в этом городе сотрясение лишь до 8–9 баллов. Это было опубликовано [2, с. 442], но оставлено редакторами карты без внимания, см. также рис. 6.

О непонимании некоторыми составителями и редакторами сущности новых элементов карты СР-78 и принципов сейсморайонирования свидетельствует также следующее. Они отнесли Юго-Восточный Памир [15, рис. 10.5] к ожидаемым сотрясе-

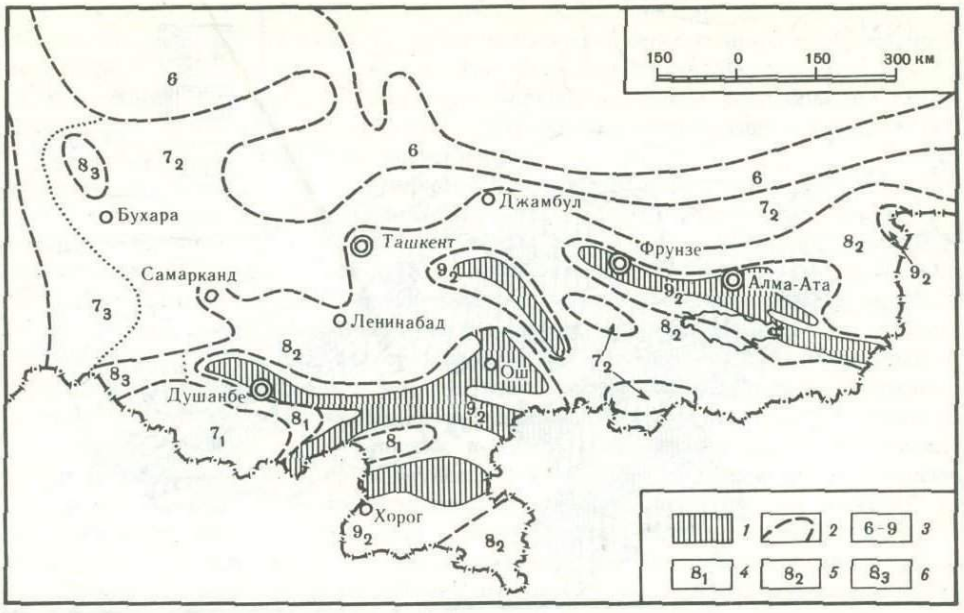


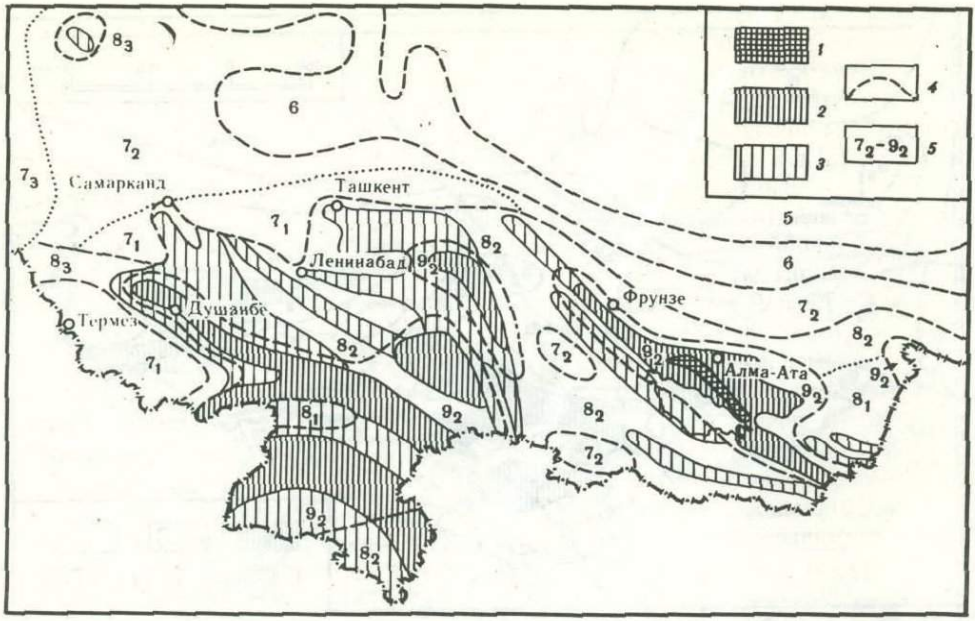
Рис. 7. Карта сейсмического районирования Средней Азии и Казахстана, выкопировка из [15, рис. 10.10]

1 — зона ВОЗ с $M \geqslant 7{,}1$, где возможны остаточные деформации; *2* — изолиния балльности; *3* — 6–9 зоны возможных сотрясений указанной балльности; *4* — восьмибалльная зона с повторяемостью одно землетрясение за 100 лет; *5* — то же с повторяемостью одно землетрясение за 1000 лет; *6* — то же, одно за 10000 лет

ниям до 8 баллов (рис. 8). Одновременно они же разделили эту территорию между двумя зонами ВОЗ с магнитудами ожидаемых толчков до 7 и 8, которые обусловят здесь сотрясения соответственно до 9 и 10–11 баллов. Упомянутые зоны ВОЗ секут поперек восьмибалльную полосу, между ними нет никакой требуемой взаимосвязи, каждая существует сама по себе. В юго-западном Дарвазе (в Кулябской области) на том же рисунке зона ВОЗ с М до 8 помещена в контакте с зоной ожидаемых восьмибалльных сотрясений. При возникновении в зоне ВОЗ толчка с М = 8 вблизи упомянутого контакта он обусловит в соседней зоне балльности не восьмибалльное, а девятидесятибалльное сотрясение. На картах [15, рис. 1.2 и 22.6] зоны ВОЗ с М до 7 помещены внутри многих восьмибалльных зон, хотя толчки названной магнитуды здесь вызовут сотрясение не до 8, а до 9 баллов.

На Северном Памире, наоборот, внутри зоны ВОЗ с М до 7 показана зона ожидаемых восьмибалльных сотрясений, они также противоречат друг другу. Местами эта же восьмибалльная зона контактирует с зоной ВОЗ с М = 7,1–8 [15, рис. 10.5]. Примеры таких несогласованных противоречивых заключений можно продолжить. Противоречия наблюдаются также в картах, составленных В.И. Бунэ для одной и той же территории. Например, на карте [15, рис. 10.10] Алайский хребет юго-западнее г. Ош пересекается зоной ВОЗ с $M \geqslant 7{,}1$, в которой возможны толчки до 10–11 баллов, а на карте [15, рис. 10.5] зона ВОЗ хребет не пересекает и он отнесен к зоне девятибалльных сотрясений. Примеры можно продолжить.

Перейдем к срединным районам Средней Азии. В них изображена Чаткальская зона ВОЗ, которая, согласно публикации составителей и редакторов, "соответствует эпицентральной зоне землетрясения 2.XI 1946 г. с М = 7,5" [15, с. 95, рис. 10.10]; добавим, она включает и участок Таласо-Ферганского разлома. В других районах последнего толчки с $M \geqslant 7{,}1$ не отмечались, и потому их возможность там на карте не показана (см. рис. 7) в согласии с примитивным актуализмом. По геологическим же



Р и с. 8. Карта сейсмического районирования Средней Азии, выкопировка из [15, рис. 10.5]

1–3 – **зоны ВОЗ:** *1* – M ⩾ 8,1; *2* – M = 7,1–8; *3* – M = 6,1–7; *4* – **изолиния балльности;** *5* – **зоны возможных сотрясений указанной балльности, повторяемость см. рис. 7**

данным, они, наоборот, в ряде мест возможны, например северо-восточнее Чаткальской зоны, где в полосе разлома длиной 75 км развиты крупные недавние сейсмодислокации, по величине не уступающие сейсмодислокациям толчка 1946 г. [31, с. 95]. Северо-Тяньшаньская сейсмогенная зона, напротив, показана на карте СР-78, как обусловленная системой глубинных разломов [15, рис. 23.6].

Обоснование карт и практика

Сейсмические явления обусловливаются сейсмогенными тектоническими процессами (движениями по разрывам), и потому лишь результаты анализа последних могут служить объективным обоснованием карт сейсморайонирования, например [2]. Рассмотренные нами ранее карты Кавказа, Туркмении и Средней Азии составлены главным образом на основании анализа толчков, зарегистрированных в крайне малый, случайный отрезок времени, и потому они не отражают в необходимой мере сейсмогенные процессы, в том числе потенциальные очаги, и не могут служить достаточным обоснованием карт. Составители подобных карт иногда утверждают, что они якобы учитывают и геологические данные, но какие именно и как они связаны с землетрясениями, они не поясняют. Поэтому подобные утверждения лишь вводят в заблуждение, что автором неоднократно отмечалось (подробнее см.: [2, с. 406–409; 18, с. 15]).

В.И. Бунэ и Г.П. Горшков, отвергнув связь землетрясений с активными разрывами [15, с. 27] и не дав физической характеристики зонам ВОЗ, туманно сообщили, что эти зоны на карте СР-78 якобы выделены "на основании совместного анализа геолого-геофизических данных о строении земной коры и верхней мантии и фактических материалов о сейсмичности крупных регионов" [15, с. 7]. Такое сообщение не только голословно, но и неверно. При анализе карт СР-78 Кавказа, Туркмении и Средней Азии нами было показано, что авторы этого сообщения устанавливали зоны ВОЗ только по полосам эпицентров и эпицентральным зонам. Одновременно те же ученые без приведения апробированных образцов рекомендуют [15, с. 42] устанавливать зоны ВОЗ по-другому, формализованно, по различным геолого-геофизическим при-

знакам. Обработка на ЭВМ любых признаков, взятых изолированно от физического представления о зоне ВОЗ и без учета геологического сейсмогенного процесса, ничего не может дать, кроме самих признаков. Например, карта сейсморайонирования Крыма, составленная В.И. Бунэ с коллегами формализованным способом, по геолого-геофизическим признакам [32, с. 111] оказалась противоречащей природным условиям [18, с. 22] и в карте СР-78 не использована.

Практика – единственный критерий правильности карты сейсморайонирования. Обратимся к ней. После сдачи первого варианта карты СР-78 для утверждения в качестве нормативной в 1976 г. в ее пятибалльной зоне в Средней Азии, в районе Газли, произошли два землетрясения. По уточненным данным, первое с $M = 7$ и $I_0 = 9$, второе с $M = 7{,}3$ и $I_0 = 9–10$. При исправлении карты место возникновения этих землетрясений было определено как опасное, окружающие же районы – как практически безопасные, поскольку там сильные сейсмы не отмечались. Это типичный прием примитивного актуализма. В выделенном опасном месте волевым решением на карте показана почему-то возможность восьмибалльных, а не девятибалльных толчков. Для обоснования этого решения какие-либо геолого-геофизические исследования не были проведены, и существующая сейсмогенная зона вне области зарегистрированных восьмибалльных толчков не была нанесена на карту, т.е. зона ВОЗ подчинена зоне балльности [15, рис. 1.2]. Третий случай несоответствия новых землетрясений данным карты СР-78 – это восьмибалльное Назарбекское землетрясение 1980 г., происшедшее в семибалльной зоне карты [15, рис. 10.10], западнее г. Ташкента, вблизи него. Семибалльная зона здесь, как и в предыдущем случае, была установлена без учета геологических данных, только по интенсивности зарегистрированных сейсм. В противоположность этому принципу Р.Н. Ибрагимов на опубликованной в 1976 г. карте [22, с. 69] протянул сейсмогенную зону с $M = 6$ и $I_0 = 8$, обусловленную разрывами, к западу от г. Ташкента. Именно там, в этой зоне, и произошло в 1980 г. Назарбекское землетрясение. Итак, рассмотренные нами просчеты в карте СР-78 аналогичны просчетам нормативных карт прошлого.

О методике установления повторяемости землетрясений

На карте СР-78 во всех сейсмических регионах СССР в зонах балльности условными индексами показана средняя повторяемость сотрясений, градуированная так: одно сотрясение за 100, 1000 и 10 000 лет. Она вычислена одинаковой для данной широкой зоны балльности путем анализа сейсмичности, зарегистрированной в этой зоне или в ее большой области. Затем вычисленная повторяемость сотрясений равной интенсивности была формально приписана каждому пункту зоны балльности (см. рис. 7, 8). Упомянутый анализ проводился исходя из следующих неоднозначных и ложных посылок [15, с. 65; 18, с. 16]: где отмечались слабые толчки, могут произойти сильные; сейсмический режим стационарен; по количеству слабых толчков можно прогнозировать магнитуду и частоту повторяемости сильных сейсм.

Повторяемость сотрясений, рассчитанная этим чисто сейсмическим способом (без какого-либо учета геологических данных), не отражает объективную действительность, так как исходит из сотрясений, зарегистрированных за случайный, крайне малый отрезок сейсмической истории, а их формализованные интерпретации не дополняют, а лишь искажают факты. В природе действительная повторяемость сотрясений обусловливается толчками, возникающими в разнозначных сейсмогенных зонах в соответствии с единонаправленными, но неравномерными тектоническими движениями по разрывам. Приведем примеры.

На карте (см. рис. 7) Средней Азии СР-78 [15, рис. 10.10] показана девятибалльная территория, субширотно вытянутая от г. Душанбе в Алайскую долину. Для каждого ее пункта определена повторяемость – одно девятибалльное сотрясение за 1000 лет. Фактическая повторяемость лишь по трем небольшим зонам ВОЗ на этой территории следующая. В Гармском районе в Даштихирсунской зоне на одном участке

долины р. Ясман приблизительно за 100 лет произошли два девятибалльных толчка и одно девяти-десятибалльное сотрясение: в конце прошлого столетия [33, с. 56], затем в 1941 и 1949 гг. В Привахшской зоне, в хр. Петра I в районе кишлака Газорчашма, сотрясения до 9 баллов были в 1895 и 1939 гг., в хр. Сурхку в кишлаке Деишо девятибалльные сотрясения наблюдались в 1935 и 1943 гг. [2]. В семибалльной зоне, показанной на карте СР-78 западнее Ташкента [15, рис. 10.10], прогнозируется повторяемость семибалльных сотрясений – одно за 1000 лет. После публикации карты в данной зоне в Назарбекском районе в 1980 г. произошли два толчка – восьми- и семибалльное. На карте Армении (см. рис. 5) показана восьмибалльная зона с повторяемостью сотрясений – одно за 1000 лет. В действительности же в прошлом тысячелетии г. Двин, находящийся в этой зоне в районе сейсмогенного разрыва, четырежды разрушался восьмибалльными землетрясениями, а Зангезур, находящийся у другого разрыва, – дважды в текущем столетии. Ташкент, находящийся в зоне с такой же повторяемостью, испытал восьмибалльные сотрясения в 1868 и 1966 гг. Примеры подобных несоответствий можно продолжить.

Помимо сказанного, показанная на карте СР-78 средняя повторяемость сотрясений (одно за 100, 1000 и 10 000 лет) сама по себе не пригодна для учета при строительстве по следующей причине. Начальные даты отсчета этой повторяемости не установлены, и потому, согласно карте, в любой момент в каждом пункте этой зоны балльности следует ожидать сотрясение указанной интенсивности. Кроме того, нельзя полагать, что очередное сотрясение произойдет в том же месте через 100, 1000 или 10 000 лет, так как сейсмичность проявляется весьма неравномерно, часто сериями землетрясений. Карта СР-78 не дает какого-либо ответа на важнейший для практики вопрос: в каких конкретно местах этого района наиболее вероятны очередные сильные толчки?

Корень кардинальных недостатков примененного приема установления повторяемости сотрясений, как и сейсмического подхода в целом, заключается в полном игнорировании геологических предпосылок землетрясений и принятии для формализованных решений исходных посылок, противоречащих объективной реальности. Действительность показала бесперспективность такого сейсмического подхода, заведшего в тупик дело сейсморайонирования. Из него один выход – решительная ломка ошибочных устаревших представлений сейсмического подхода для творческого генетического использования сейсмических данных в комплексе с геологическими и другими данными.

Заключение

Составители нормативных карт сейсморайонирования 1940–1970 гг. полагали, что причины землетрясений еще не ясны, и потому карты составлялись формально – с учетом только зарегистрированных толчков, площадей их распространения и эпицентров. Изобретались различные приемы учета этих данных, что, однако, не меняло сущности такого принципиально ложного сейсмического подхода, состоящего из учета сейсмических проявлений за крайне малый отрезок сейсмической истории, без рассмотрения сейсмогенного тектонического процесса, т.е. причин землетрясений. Практика отвергла этот односторонний подход: с 1941 по 1976 г. 17 разрушительных землетрясений из 19 произошли в местах, не предусмотренных на нормативных картах.

Теоретическую основу принципиально иного, генетического подхода к сейсморайонированию составляют положения закона сейсмотектоники и соответствующие исходные посылки сейсмотектонического метода [34; 35, с. 7; 36], отражающие особенности объективных сейсмогенных геологических процессов. Установление причин толчков с различными размерами очагов и величинами магнитуд дало возможность районировать со знанием существа дела (путем установления локальных особенностей сейсмогенного процесса – активных структур и истории их развития, а

также живых разрывов и степени сейсмогенности последних) с помощью комплекса данных. В итоге составляются карты нового типа с показанными на них сейсмогенными зонами, обусловленными разрывами, дифференцированными по различным проявлениям ожидаемых землетрясений. Практика апробировала такой историко-генетический подход: с 1949 по 1982 г. на территориях, для которых были опубликованы карты нового типа, произошло 18 землетрясений средней и разрушительной силы, все они возникли в заранее установленных сейсмогенных зонах [37]. Данное новое направление в сейсмологии [34] открыло широкие перспективы для развития сейсморайонирования, в первую очередь путем дальнейшего изучения соответствий между геологическими и сейсмическими явлениями, при этом закон сейсмотектоники [36] не будет устаревать, а прогрессивно улучшаться.

Несмотря на сказанное, авторы и приверженцы сейсмического подхода, в том числе редакторы карты СР-78, не хотели видеть (и не видят) катастрофические расхождения между реальностью и своими привычными представлениями.

Поэтому и к решению новых задач для карты СР-78 они подошли по-прежнему, используя недостаточную сейсмическую информацию, которая различно и неоднозначно ими интерпретировалась. Успеха это не принесло, лишь в сейсморайонирование были внесены путаница и противоречия. В регионах, где местные организации произвели сейсморайонирование, исходя из результатов изучения тектонических сейсмогенных процессов, были составлены карты СР-78 с искомыми решениями, представляющие собой шаг вперед в науке (пример таких новых работ [38, с. 191]).

В целом же жизнь еще раз убедительно показала, что для успешного составления карт сейсморайонирования нового типа необходимо неуклонно придерживаться исходных принципов и приемов сейсмотектонического (генетического) метода, нацеленного на выявление особенностей сейсмогенных тектонических процессов, данные которых всегда должны быть в основе сейсморайонирования. Только при таком подходе можно достигнуть решений, которые практика требует от науки. Других путей для этого нет.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Губин И.Е.* О глубинном геологическом строении территории Гармской области. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. 30(4), с. 25–48.
2. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 1–464.
3. *Губин И.Е.* О некоторых вопросах сейсмического районирования. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1954, № 25 (152), с. 36–73.
4. *Губин И.Е.* Землетрясения в Гармской области. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 8 (135), с. 1–96.
5. *Дон Точер. Энергия землетрясений и разрыв земной поверхности.* – *В кн.: Слабые землетрясения*/Под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 165–173.
6. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974, с. 53.
7. *Kristy M.J., Simpson D.W.* Seismicity changes preceding two recent Central Asian earthquakes. – Journ. Geophys. Research, 1980, vol. 85, N B9, p. 4829–4837.
8. *Mogi K.* Two kinds of seismic gaps. – Pure Appl. Geophys., 1979, vol. 117, p. 1172–1186.
9. *Sykes L.R.* Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians. – Journ. Geophys. Research, 1971, vol. 76, p. 8021–8041.
10. *Ohtake M., Matumoto T., Latham G.* Seismicity gap near Oaxaca, southern Mexico as a possible precursor to a large earthquakes. – Pure Appl. Geophys., 1977, vol. 115, p. 375–385.
11. *Губин И.Е.* Геология и землетрясения. – В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 5–26.
12. *Медведев С.В.* Карта сейсмического районирования территории СССР (1957). – Тр. ИФЗ АН СССР 1958, № 1 (168), с. 6.
13. *Розова Е.А.* Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР 1950, № 10 (137), с. 26–28.
14. *Горшков Г.П., Костенко И.П.* К методике изучения неотектонических движений в связи с сейсмичностью. – Вестн. МГУ, 1953, № 10, с. 83–84.
15. Сейсмическое районирование территории СССР/Под ред. В.И. Бунэ, Г.П. Горшкова. М.: Наука, 1980, с. 1–306.

16. *Губин И.Е.* О сейсмическом районировании юго-западной Туркмении. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 3, с. 223–243.
17. *Губин И.Е.* Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, М., 1950, № 13(140), с. 1–60.
18. *Губин И.Е.* О детальном сейсмическом районировании. – В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980, с. 5–26.
19. *Губин И.Е.* Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. – Геотектоника, 1974, № 6, с. 29–40.
20. *Агамирзоев Р.А.* К сейсмическому районированию Азербайджана. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 31–41.
21. *Симонян Г.П.* Новейшие геологические структуры и сейсмическое районирование центральной и юго-западной Армении. – В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 36–46.
22. *Ибрагимов Р.Н.* Сейсмогенные зоны восточного Узбекистана и сейсмическое районирование. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 48–72.
23. *Губин И.Е.* Три предсказанных землетрясения. – Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 670–673.
24. Решение Всесоюзного совещания "Детальное сейсмическое районирование". М.: ИПКОН АН СССР, 1977, с. 4–14.
25. *Поляков С.В., Жаров А.М.* Требования к карте сейсмического районирования страны в связи с задачами проектирования сооружений. – В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 115–120.
26. *Савинов О.А.* Сейсмогенные разрывы и оценка сейсмической опасности на участках строительства больших плотин. – В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 121–126.
27. Методические рекомендации по сейсмическому районированию территории СССР. М.: Ин-т физики Земли АН СССР, 1974, с. 52–53.
28. Строительные нормы и правила. Ч. 2, разд. А, гл. 12. Строительство в сейсмических районах. СНиП, 11-А. 12-69. *Приложена карта сейсмического районирования территории СССР.* М.: Стройиздат, 1970, с. 1–47.
29. *Новый* каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 1–533.
30. *Губин И.Е.* О требованиях строителей и новом сейсмическом районировании территории СССР. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 181–195.
31. *Мавлянов Г.А., Ибрагимов Р.Н., Ходжаев А.К.* Сейсмодислокации Таласо-Ферганского разлома. – В кн.: Сейсмотектоника южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 95–98.
32. *Бунэ В.И., Гитис В.Г., Каленик В.И.* и др. Прогноз максимальных магнитуд землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных. – В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980, с. 111–119.
33. *Губин И.Е.* Гармское землетрясение 1941 г. Тадж. фил. АН СССР, 1943, с. 1–110.
34. *Косыгин Ю.А.* Рец. на ст.: Губина И.Е. О детальном сейсмическом районировании. В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980. – Геотектоника, 1982, № 5, с. 99–102.
35. *Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбетов К. и др.* Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 1–70.
36. *Губин И.Е.* Закон сейсмотектоники и его значение. – Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 5, с. 1216–1220.
37. *Губин И.Е.* Результаты генетического сейсморайонирования (долгосрочного прогноза сейсм). – Докл. АН СССР, 1983, т. 268, № 5, с. 1178–1181.
38. *Ержанов Ж.С., Курскеев А.К., Тимуш А.В., Чабдаров Н.М.* Земная кора сейсмоактивных районов Казахстана. Алма-Ата: Изд-во Наука Казахской ССР, 1982, с. 1–230.

УДК 550.34+47.57

Л.М. Балакина

ТЕКТОНИКА И МЕХАНИЗМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЗААЛАЙСКОГО ХРЕБТА

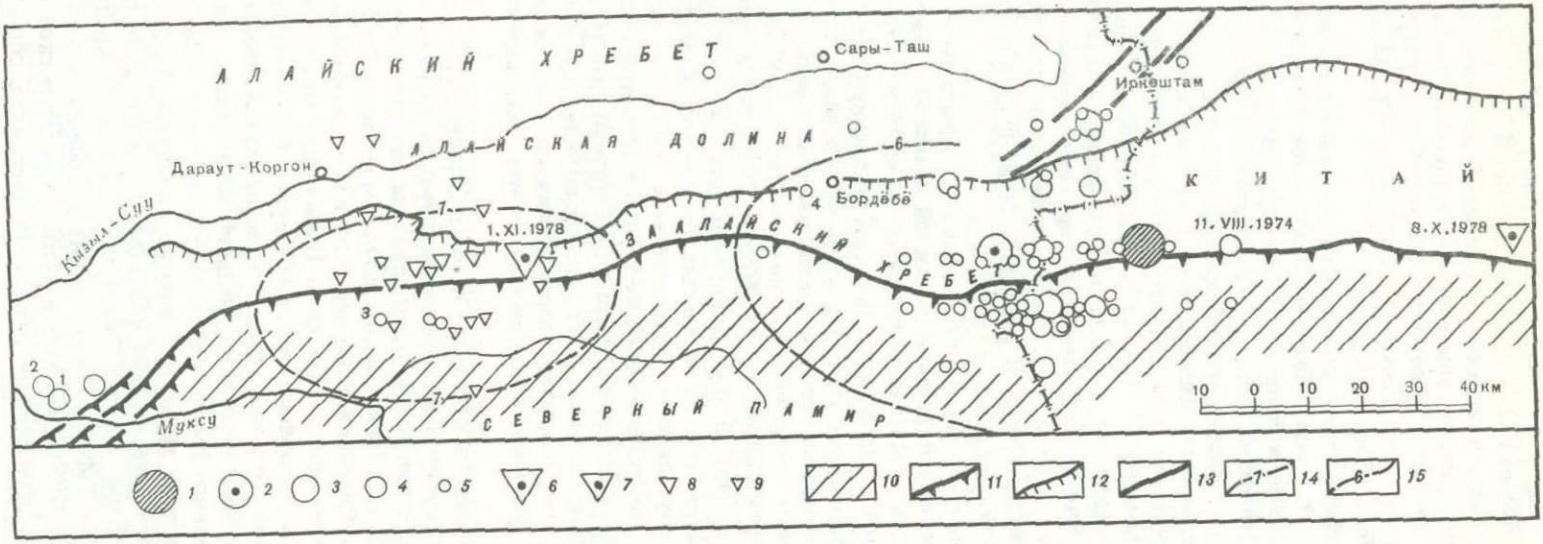
Сильные замлетрясения обусловливаются тектоническими движениями, формирующими геологические структуры, и представляют собой динамические эпизоды в длительном процессе развития структур. Развитие геологических структур, как правило, контролируется активными краевыми разрывами, которые и составляют сейсмогенные зоны. Как показывает опыт изучения крупных землетрясений, процессы в их очагах находятся в полном соответствии с тектоническими движениями конкретных геологических структур и отражают особенности строения данного участка сейсмо-

генной зоны. Границами очагов проявившихся крупных землетрясений являются неоднородности в строении соответствующей сейсмогенной зоны, например наличие разрывов, поперечных к зоне, изменение простирания сейсмогенной зоны и т.д. Отмеченные неоднородности отражают существующие в природе блоки земной коры. Резкое смещение одного из таких блоков по сейсмогенному разрыву в процессе единонаправленных тектонических движений сопровождается излучением сейсмических волн и регистрируется как землетрясение.

Итак, каждая сейсмогенная зона в соответствии с особенностями ее строения и наличием в ней естественных неоднородностей оказывается как бы расчлененной на определенные зафиксированные в природе звенья или очаговые области возникающих в ней крупных землетрясений. Именно этим, вероятно, объясняется известный факт, что очаги крупнейших соседних землетрясений в одной и той же сейсмогенной зоне практически не перекрываются. Размер очага (его длина и глубина заложения), а также магнитуда землетрясения определяются размером соответствующего активного блока и типом тектонического движения по сейсмогенному разрыву [1, с. 379–383]. Афтершоки, сопровождающие крупное землетрясение, в большинстве оказываются приуроченными к блоку, составляющему верхнее и, видимо, более подвижное крыло разрыва. Эпицентры крупных землетрясений располагаются на границах блоков, испытавших резкое смещение. В районах этих же границ иногда отмечается группирование гипоцентров более слабых толчков.

Можно думать, исходя из всего сказанного, а также из опыта изучения некоторых крупных землетрясений, что землетрясения в каждой очаговой области данной сейсмогенной зоны повторяются в течение длительного времени примерно по одной и той же схеме, в соответствии с направленностью долговременных тектонических движений в зоне и зафиксированными особенностями ее строения. Поэтому изучение землетрясений в каждой конкретной сейсмогенной зоне и выяснение связи процессов в их очагах с тектоническими движениями в зоне должны способствовать лучшему пониманию происходящих тектонических процессов, устройству и проявлению движений в отдельных звеньях зоны. В этом отношении интересно исследование землетрясений, происшедших в 1974–1978 гг. в Заалайском хребте в Каракульско-Момукской сейсмогенной зоне, обусловленной одноименным разломом (крутым взбросом). В указанный период произошли наиболее сильные землетрясения нашего столетия на данном участке названной зоны. Ранее по инструментальным данным подобные землетрясения здесь не отмечались, хотя современные тектонические движения в зоне весьма интенсивны; тип разрыва и перемещения по нему свидетельствуют о возможности генерации по разлому землетрясений с максимальными магнитудами 7–7,5 [1, с. 429].

Каракульско-Момукский разлом отделяет Северный Памир от Внешней зоны Памира. Северный Памир в современную эпоху испытывает интенсивное поднятие, которое сопровождается перемещениями по двум краевым разломам, ограничивающим Северный Памир с севера и с юга. На юге таким разломом является Ванч-Танымасский, а на севере – Каракульско-Момукский. Движение по Каракульско-Момукскому разлому выражается в поднятии блоков Северного Памира при относительной пассивности блоков его северного, лежачего крыла. Севернее Каракульско-Момукского разлома находится многокилометровая толща мезозойско-кайнозойских осадков, собранная в сложные разорванные складки, надвинутые к северу. Они составляют Внешнюю зону Памира. Основное тектоническое нарушение здесь – Вахшский надвиг. Еще далее к северу расположена также сушбиротно вытянутая Алайская долина. В геологическом отношении это южная слабо поднятая Передовая зона Южного Тянь-Шаня, отделенная от собственно Южного Тянь-Шаня (Алайского хребта) системой предполагаемых здесь крутых Гиссаро-Кокшаальских разрывов, падающих к северу. В восточной части Алайской долины находится частное Иркештамское поднятие, нарушенное в средней части одноименными разрывами (вероятно, сбросами) северо-восточного простирания.



Р и с. 1. Карта эпицентров землетрясений 1974–1978 гг. района Заалайского хребта [2]

Эпицентры землетрясений 1974–1977 гг. с М: *1* – 7,3; *2* – 6,5; *3* – ~ 6; *4* – $5 \leqslant M < 6$; *5* – $4,5 \leqslant M < 5$; эпицентры землетрясений 1978 г. с М: *6* – ~ 7; *7* – 6; *8* – $5 \leqslant M \leqslant 6$; *9* – $4,5 \leqslant M < 5$; *10* – Северо-Памирское поднятие; *11* – линия Каракульско-Момукского разрыва, ограничивающего с севера Северо-Памирское поднятие; *12* – северная граница Внешней зоны Памира, Вахшский надвиг меловых и палеогеновых отложений Внешней зоны Памира на неогеновые осадки Передовой зоны южного Тянь-Шаня (Алайской долины); *13* – Иркештамский разрыв; *14, 15* – изосейсты баллности

Землетрясения Заалайского хребта. Как уже отмечалось, до 1974 г. за весь период инструментальных наблюдений в Заалайском хребте в зоне Каракульско-Момукского разлома не установлены сколько-нибудь сильные землетрясения (с $M \geqslant 6$). За период 1974–1978 гг. в данном районе произошли два землетрясения с магнитудами около 7 (Маркансуйское 11.VIII 1974 г. в 01 ч 13 мин с M = 7,2–7,3 и Заалайское 1.XI 1978 г. в 19 ч 48 мин с M = 6,8–7,0), сопровождавшиеся многочисленными более слабыми толчками, и четыре землетрясения с магнитудами около 6. Развитие сейсмичности во времени и пространстве происходило следующим образом. Начиная с апреля 1974 г. и до момента возникновения Маркансуйского землетрясения эпицентры толчков с $4{,}5 \leqslant M \leqslant 5$ мигрировали с запада на восток от ~71,6° в.д. (от западной оконечности Заалайского хребта) вдоль Каракульско-Момукского разлома до ~75,1° в.д. Последовательность этих толчков помечена номерами (№ 1–4) на рис. 1, заимствованном из [2]. Эпицентр последнего из этих толчков (№ 5), происшедших перед Маркансуйским землетрясением, находится за восточной рамкой карты рис. 1.

Согласно [3–6], точность определения координат эпицентров в рассматриваемом районе в большинстве случаев 0,1–0,2°. Эпицентры на рис. 1 соответствуют инструментальным данным Института сейсмологии АН Киргизской ССР. Другие каталоги, например [3–6], дают аналогичную картину распределения тех же эпицентров, хотя различия в местоположении отдельных эпицентров, по данным разных каталогов (в том числе для сильнейших афтершоков Маркансуйского землетрясения), могут достигать 0,1–0,3°. Как видно на рис.1, подавляющее большинство (~80%) эпицентров афтершоков Маркансуйского землетрясения (с $M \geqslant 4{,}5$) образуют полосу, вытянутую вдоль Каракульско-Момукского разлома, шириной ~± 0,1° от линии разлома. Она протягивается на расстояние около 60 км. При этом бо́льшая часть из них (~64%) располагается южнее линии разлома, т.е. приурочена к верхнему (висячему) его крылу, соответствующему поднимающемуся блоку Северного Памира.

Часть афтершоков, относящихся к основному облаку их эпицентров, произошла севернее линии Каракульско-Момукского разлома. Их возникновение может быть связано с одновременной активизацией сейсмогенных разрывов, расположенных севернее Каракульско-Момукского разлома, в пределах Внешней зоны Памира, где развиты субширотные надвиги, а также в Иркештамском районе с разрывами (вероятно, сбросами) северо-восточного простирания. Движения по последним, как предполагается, обусловили в 1896 г. в селении Иркештам семибалльное сотрясение [1, с. 299]. После Маркансуйского землетрясения отдельные толчки отмечались в других участках сейсмогенной зоны Каракульско-Момукского разлома, как это показано на рис. 1 [2]. В 1975 г. четыре толчка, из которых два имели магнитуду более 5, произошли восточнее района Маркансуйского землетрясения, на участке разлома, расположенном в Китае, в районе 75,3–75,5° в.д. (за восточной рамкой карты, см. рис. 1). К числу последующих сильных толчков относится Момукское землетрясение 8.X 1978 г. в 14 ч 20 мин (M = 6). Его эпицентр располагался у линии Каракульско-Момукского разлома восточнее эпицентра Маркансуйского землетрясения. За ним последовало Заалайское землетрясение в западной части Заалайского хребта (см. рис. 1). Заалайское землетрясение сопровождалось серией афтершоков менее значительной, чем при Маркансуйском землетрясении. Основная масса эпицентров афтершоков располагается в полосе шириной ~± 0,1° около линии разлома, вытянутой вдоль него на расстояние 30–40 км на запад от эпицентра главного толчка (см. рис. 1). Меньшее число афтершоков при землетрясении 1.XI 1978 г. по сравнению с Маркансуйским землетрясением обусловлено, видимо, не только меньшей его магнитудой, но и более простой схемой сейсмогенных разрывов в окрестностях очаговой области.

Из рассмотренного проявления сейсмичности в исследуемом районе можно сделать следующее заключение. После длительного относительного затишья с 1974 г. наступила активизация сейсмогенных процессов в зоне Каракульско-Момукского разлома, предсказанная И.Е. Губиным [1, с. 429; 2]. Эта активизация, как показывает распо-

Таблица

Дата	Время в очаге, ч, мин	Координаты гипоцентров и магнитуда								Плоскость I	
		Данные из [4, 5]				Данные из [6]					
		$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$	h, км	M	$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$	h, км	M	Az°	α°
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
					1974 г.						
11.VIII	01,13	39,4	73,9	5	7,3	39,34	73,76	7	–	45– 58	41 47 *NW*
11.VIII	20,05	39,6	73,7	15	5,8	39,44	73,67	41	–	77	57 *N*
11.VIII	21,21	39,5	73,6	15	6,3	39,46	73,62	26	–	171	36 *W*
27.VIII	12,56	39,62	73,8	15	6,0	39,52	73,82	19	–	59	59 *NW*
					1978 г.						
8.X	14,20	39,62	74,70	50	6	39,40	74,76	50		60	45 *NW*
1.XI	19,48	39,5	72,6	Зем. кора	6,8	39,34	72,56	7–29	6,8	17– 43	56 *W* 60 *NW*

Плоскость I		Плоскость II				Напряжения					
Данные из [6]						Сжатия		растяжения		промежуточные	
a	b	Az°	α°	a	b	Az°	e°	Az°	e°	Az°	e°
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	33	24
					1974 г.						
+0,97	–0,24	80– 96	53– 55 *S*	+0,91	+0,42	158– 167	3– 6	41–	65–	250–	11–
+0,87	–0,50			+0,82	+0,57			68	77	258	25
+0,99	–0,10	85	33 *S*	+0,99	+0,07	351	11	156	77	259	3
–0,57	+0,82	52	70 *SE*	–0,87	–0,50	0	55	119	19	220	28
+0,99	–0,09	70	31 *SSE*	+0,99	+0,14	333	14	138	76	242	4
					1978 г.						
+0,96	–0,27	84	46 *S*	+0,96	+0,27	161	0	71	79	251	11
+0,91	–0,42	64 88	40– 45 *SSE*	+0,83	+0,56	309 331	5– 11	56–	59–	215–	22–
+0,80	–60			+0,80	+0,60			86	67	237	30

ложение эпицентров землетрясений, охватила по крайней мере всю центральную часть (~71–75° в.д.) сейсмогенной зоны Каракульско-Момукского разлома длиной более 300 км. Последовательная миграция толчков в период 1974–1978 гг. вдоль этой зоны и распределение афтершоков главных толчков указывают, что они были обусловлены тектонической активностью именно этого разлома.

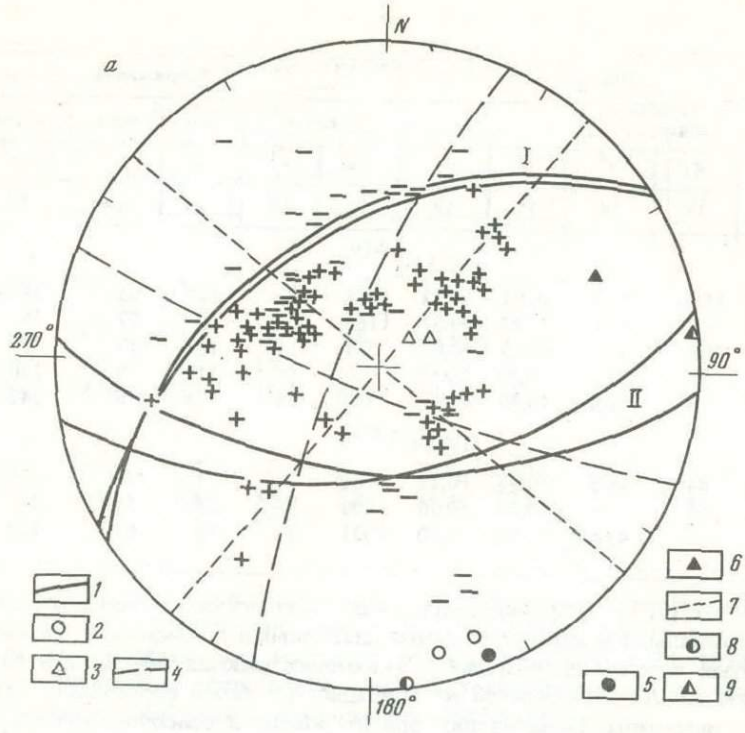
Распределение групп эпицентров указанных землетрясений как бы фиксирует расчленение данной сейсмогенной зоны на равновеликие звенья длиной 30–50 км, в которых возможно возникновение землетрясений с магнитудой около 7, т.е. такой же, как у Маркансуйского и Заалайского землетрясений [1, 2]. Как отмечено в [2], участки разлома между очаговыми областями Маркансуйского, Момукского и Заалайского землетрясений, а также между группой эпицентров в крайней западной части Заалайского хребта можно рассматривать в условиях активизации данной сейсмогенной зоны как места будущих землетрясений с магнитудами около 7. Судя по взаимному расположению эпицентров главных толчков и эпицентральных областей их афтершоков, разрывы в очагах Маркансуйского и Заалайского землетрясений вспарывались с востока к западу. Возможно, это указывает на присутствие такого же направления подвижки в их очагах.

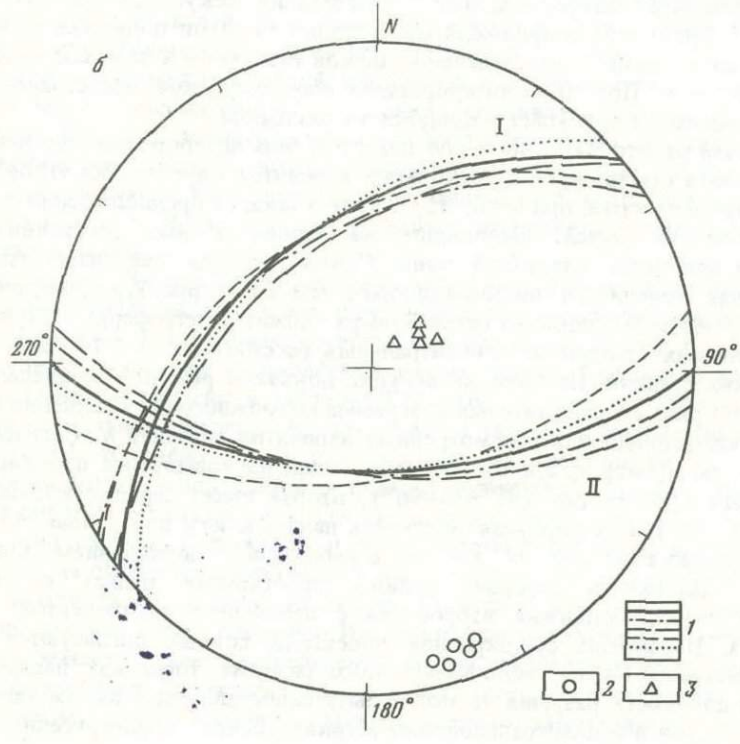
Механизм очагов. Проведено исследование механизма очагов шести наиболее сильных землетрясений 1974–1978 гг. в заалайской части сейсмогенной зоны Каракульско-Момукского разлома. Это – Маркансуйское землетрясение и три его сильнейших афтершока, затем Момукское и Заалайское землетрясения. Результаты исследования механизма их очагов приведены в таблице. В первых 10 столбцах таблицы приведены даты и инструментально определенные координаты гипоцентров и магнитуды землетрясений из [4–6]. В графах 11–16 указаны азимуты простирания, углы и направления падения возможных плоскостей разрывов; буквами a и b обозначены соответственно компоненты подвижек по падению и простиранию плоскостей разрывов; направления осей сжатия, растяжения и промежуточной показаны в графах 19–24. Решения механизма очагов основывались на распределении знаков смещений в P волнах, приведенных в [4–6], а также из анализа записей P волн на сейсмических станциях Киргизии, любезно предоставленных Институтом сейсмологии АН Киргизской ССР.

Маркансуйское землетрясение. Распределение знаков смещений в продольных волнах при этом землетрясении оказалось сложным, что затрудняет получение уверенного решения механизма очага. Механизм Маркансуйского землетрясения исследовался

ранее в работах [7, 8]. В приведенных в них решениях обе возможные плоскости разрыва субвертикальны и характеризуются сдвиговыми подвижками. Различия в ориентациях крутых плоскостей разрыва в указанных работах невелики и не превышают 25°. Ни одна из этих плоскостей не совпадает по своей ориентации с Каракульско-Момукским разломом. Одна из них ориентирована в северо-восточном направлении (Az ~20–40°), вторая – в северо-западном (Az ~110–130°). Оба автора [7, 8] склоняются к мысли, что Маркансуйское землетрясение было вызвано правосторонним сдвигом по разрыву северо-западного простирания, секущему Каракульско-Момукский разлом. Сдвиг мог сопровождаться дополнительными подвижками по смежным разрывам, что осложнило распределение знаков смещений в зарегистрированных сейсмических волнах. При этой интерпретации Маркансуйское землетрясение оказывается не связанным с Каракульско-Момукским разломом.

В настоящей работе Маркансуйское землетрясение интерпретируется иначе. Решение механизма очага строилось для нескольких вариантов определений углов выхода сейсмических лучей из очага: при $h = 0$; 15; 33 км, а также в предположении, что $h = 15$ км для сейсмических лучей, выходящих на эпицентральных расстояниях $\Delta < 10^\circ$, и $h = 33$ км для более удаленной зоны. Смысл решения механизма очага при всех перечисленных значениях h остается одним и тем же. На рис. 2, *а* приведена диаграмма построения нодальных линий на сетке Вульфа (нижняя полусфера) в случае $h = 15$ км для сейсмических станций на эпицентральных расстояниях $\Delta < 10^\circ$ и $h = 33$ км для более далеких станций. На этом же рисунке показаны решения, приведенные в работах [7, 8]. На рис. 2, *б* дана сводная диаграмма возможного расположения построенных нами нодальных линий для рассмотренных вариантов значений h. Согласно построенным решениям (см. рис. 2, *а*, *б*, таблицу) одна из возможных плоскостей разрыва ориентирована субширотно (Az ~80–96°), вторая имеет северо-восточное простирание (Az ~45–58°). Субширотная плоскость падает к югу под углом ~55°, преобладающая подвижка в ней – взброс, с небольшим добавлением правостороннего сдвига. Плоскость северо-восточного простирания падает к северо-западу под углом ~45°, подвижка взбросовая с небольшой компонентой левостороннего сдвига. Параметры субширотной плоскости хорошо согласуются с аналогичными параметрами Каракульско-Момукского разлома, тогда как параметры второй возможной плоскости разрыва не могут быть сопоставлены с каким-либо из существующих разрывов в эпицентральной зоне Маркансуйского землетрясения (см. рис. 1).


а
N
I
II
270°
90°
180°
1
2
3
4
5
6
7
8
9


б
N
I
II
270°
90°
180°
1
2
3

Приведенное решение механизма очага Маркансуйского землетрясения дает основание говорить, что оно было вызвано поднятием и небольшим смещением к западу южного (северопамирского) блока по субширотному, падающему к югу разрыву, представляющему отрезок Каракульско-Момукского разлома. Такое решение хорошо согласуется как с распределением афтершоков Маркансуйского землетрясения, так и с проявлением сейсмичности в заалайской части Каракульско-Момукского разлома за весь период 1974–1978 гг. Основанием для принятого нами решения механизма очага служило следующее. В северо-западном квадранте (см. рис. 2*а*) относительно эпицентра при азимутах ~280–340° и эпицентральных расстояниях Δ ~18–90° располагается большая группа станций, характеризующаяся разнобоем в знаках первых смещений. Сюда входят многие станции Европейской части СССР и многочисленные станции Западной Европы. Станции, приписавшие первым вступлениям знаки (+) и (–), примерно равны по своему числу. Поскольку во всех других квадрантах наблюдается довольно согласованная картина распределения знаков смещений (см. рис. 2, *а*), "аномальная" область противоречивых знаков в северо-западном квадранте может объясняться близостью к ней нодальной плоскости *P* волн.

Это подтверждается при рассмотрении изменений формы записи *P* волны с изменением эпицентрального расстояния в северо-западном квадранте. Так, на близких станциях Киргизской ССР запись *P* волны начинается резким и интенсивным вступлением волны разрежения (знак (–)). На станциях же Западной Европы, как следует из рисунка, приведенного в [8], аналогичная интенсивная волна разрежения предваряется очень слабым и малой продолжительности смещением со знаком (+). Подобного вида записи продольных волн отмечались нами и при других землетрясениях и характерны для станций, лежащих вблизи нодальной плоскости. При снятии знаков смещений на таких записях пропуск первого слабого вступления очень возможен. В условиях приведенной выше формы записи *P* волны на европейских станциях наличие примерно равного числа (+) и (–) в области их расположения свидетельствует о том, что эта область, будучи близкой к нодальной линии, относится к квадранту положительных смещений. В противном случае было бы невозможно объяснить появление в ней большого числа знаков (+).

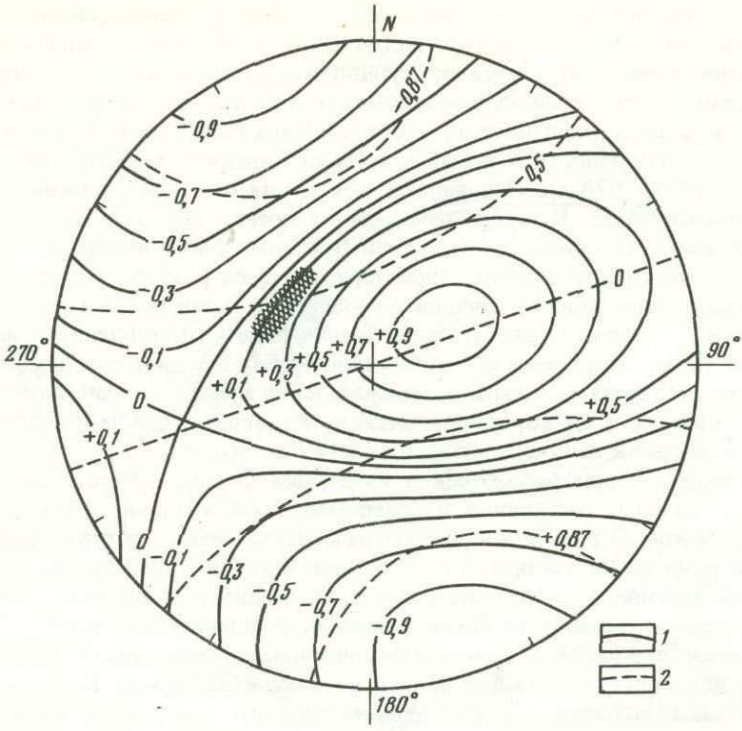
В соответствии со сказанным и было определено положение нодальной плоскости I. Правильность ее подтверждается также изменением соотношения знаков (+) и (–) с изменением эпицентральных расстояний в северо-западном квадранте. При выбранном положении нодальной плоскости I естественно ожидать, что с увеличением в названных азимутах эпицентрального расстояния и тем самым с удалением станций от нодальной плоскости будет возрастать относительная величина первого положительного смещения, а значит, и число станций, приписывающих первому вступлению знак (+). Именно такая картина и наблюдается в действительности: на расстояниях ~18–23° знаков (+) больше, чем знаков (–); на расстояниях ~29–55° знаков (+) несколько меньше, чем знаков (–), а на расстояниях ~60–90° снова больше становится знаков (+). Вторая нодальная плоскость (II) при этом занимает субширотное положение.

Угловые расстояния между нодальной плоскостью I и станциями с Δ ~29–55° в северо-западном квадранте невелики и составляют 10–15° (см. рис. 2, *а*). Согласно рис. 3 на таких удалениях от нодальной плоскости величина первого смещения составляет всего 0,1–0,2 от смещений в направлениях максимума излучений, и потому в

Р и с. 2. Диаграмма механизма очага Маркансуйского землетрясения 11.VIII 1974 г. в 01 ч 13 мин на сетке Вульфа (нижняя полусфера)

а – в предположении глубины источника излучения $h = 15$ км для сейсмических лучей на эпицентральных расстояниях Δ до 10° и $h = 33$ км для сейсмических лучей при $\Delta > 10°$; *1* – принятое положение нодальных линий *P* волн; *2* – ось сжатия; *3* – ось растяжения; *4* – нодальные линии *P* волн из [7]; *5, 6* – оси сжатия и растяжения из [7]; *7* – нодальные линии *P* волн из [8]; *8, 9* – оси сжатия и растяжения из [8]

б – сводная диаграмма механизма очага при разных вариациях глубины источника излучения от 0 до 33 км; *1* – нодальные линии *P* волн; *2* – оси сжатия; *3* – оси растяжения

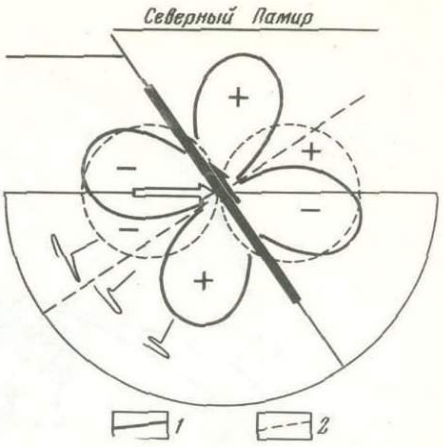


Р и с. 3. Изолинии амплитуд смещений *P* волн в стереографической проекции

1 – изолинии для стандартного двухдипольного источника, соответствующего решению механизма очага на рис. *2*; *2* – изолинии для простой силы, приложенной в направлении оси сжатия, соответствующей двухдипольному источнику. Штриховкой отмечена область смешанных знаков смещений *P* волн при Маркансуйском землетрясении

таких областях вероятны и объяснимы ошибки в снятии знаков первых смещений. Однако наличие за первым слабым положительным смещением очень интенсивной волны разрежения на станциях Западной Европы не может, на наш взгляд, быть объяснено только в рамках идеализированного источника в виде плоской площадки скольжения в упругом однородном пространстве. Создается впечатление, что форма записи *P* волны на европейских станциях носит интерференционный характер, являясь результатом наложения на первое положительное смещение интенсивной волны разрежения, вступающей примерно через 2 с.

Появление такой волны разрежения в данном случае, возможно, объясняется следующим. Тектоническое медленное поднятие блоков Северного Памира по наклонному Каракульско-Момукскому разлому приводит к субгоризонтальному сжатию пород в нижнем (лежачем) крыле разрыва. В момент землетрясения, при нарушении сплошности среды на разрыве и быстром смещении вверх его висячего крыла, в блоке лежачего крыла появляется возможность снятия части деформаций сжатия за счет смещения этого блока субгоризонтально в сторону разрыва. Если упрощенно такой процесс сопоставить с действием источника типа простой силы, действующей субгоризонтально с севера на юг, который включается вслед за началом действия источника в виде площадки скольжения, то изолинии амплитуд смещений, излучаемых этими источниками, будут выглядеть так, как показано на рис. 3 . На рис. 4 в вертикальном сечении, перпендикулярном Каракульско-Момукскому разлому, показан характер перемещений в очаговой области Маркансуйского землетрясения и направленности излучения из нее *P* волн в предположении двух названных источников. Из рис. 3 и 4 видно, что на близких станциях, соответствующих станциям Киргизской



Р и с. 4. Схематический разрез через очаг Маркансуйского землетрясения

1 – направленность излучения *P* волн от двухдипольного источника, соответствующего отмеченному взбросу; *2* – направленность излучения *P* волн от простой силы, действующей горизонтально с севера на юг

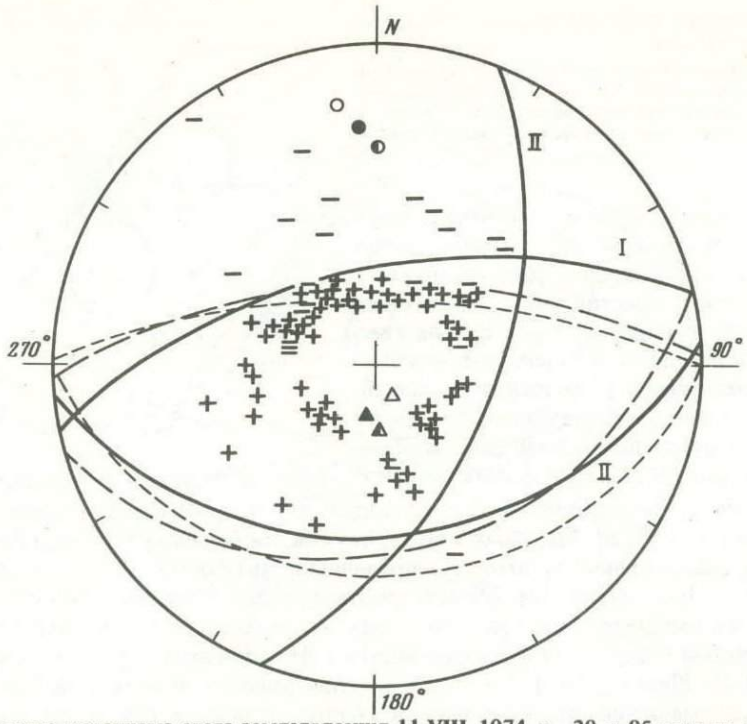
ССР, отрицательное смещение в *P* волне, обусловленное скольжением по разрыву, будет складываться со смещением того же знака от источника в виде простой силы, увеличивая его суммарную амплитуду, тогда как на станциях, соответствующих европейским, вслед за слабым положительным смещением, вызванным скольжением по разрыву, наступает более интенсивное отрицательное смещение. Как отмечалось, именно такого типа форма записи *P* волны наблюдается в действительности.

Возвращаясь к решениям механизма очага для Маркансуйского землетрясения, опубликованным в [7, 8], можно отметить, что оба эти решения не объясняют, а скорее противоречат рассмотренному выше распределению знаков (+) и (–) в северо-западном квадранте. В решении [8] область противоречивых знаков отнесена к области положительных смещений, но при этом одна из нодальных плоскостей плохо согласуется с областью знаков (+) к северо-востоку от эпицентра, которую она рассекает. В решении Е.И. Широковой [7] область противоречивых знаков отнесена к области отрицательных смещений, что не может объяснить наличие в ней почти равного числа знаков (+), учитывая форму записи *P* волны, как указывалось выше. В обоих решениях [7, 8] в целом оказывается большее число несогласующихся знаков, чем в решении, принятом нами.

Афтершоки Маркансуйского землетрясения. 11.VIII 1974 г., 20 ч 05 мин. Определение механизма очага выполнено для трех значений h – 0; 15; 33 км. Решения различаются не принципиально по угловым координатам нодальных плоскостей. На рис. 5 приведен пример решения для $h = 15$ км. Положение одной из возможных плоскостей разрыва (I) закрепляется жестко, в азимуте около 80° с падением к северу под углом ~56°. При имеющемся распределении знаков смещений положение второй возможной плоскости разрыва (II) может варьировать, как показано на рис. 5. В том числе она может занимать субширотное положение с падением к югу под углом ~33°. Более соответствует тектонической обстановке решение механизма очага, в котором обе возможные плоскости разрыва располагаются субширотно. Аналогичные решения для этого землетрясения приняты и в работах [7, 8] (см. рис. 5). Подвижки в обеих субширотных плоскостях разрыва взбросо-надвиговые.

Согласно такому механизму очага данное землетрясение могло явиться либо результатом взбросовой подвижки по участку Гиссаро-Кокшаальского разлома с азимутом около 80° и падением к северу под углом ~56°, либо, что вероятнее, результатом смещения по Вахшскому надвигу (или по одному из сопутствующих ему нарушений) с простиранием ~85° и падением к югу под углом около 33°. В случае, если этот толчок обусловлен Вахшским надвигом, его эпицентр должен располагаться южнее на 0,1°, чем это указано в бюллетене [4] и каталоге [3]. Судя по точности определения координат названного эпицентра (±0,2°), приведенной в [3], это вполне возможно.

11.VIII 1974 г., 21 ч 21 мин. Это самый сильный афтершок Маркансуйского землетрясения. Решения механизма очага для глубин гипоцентров 0, 15, 33 км различаются не принципиально. На рис. 6 приведен пример решения для $h = 15$ км. Распределение знаков смещений в *P* волне при этом афтершоке существенно отличается от такового при предыдущем толчке. В принятом решении механизма очага одна из возможных

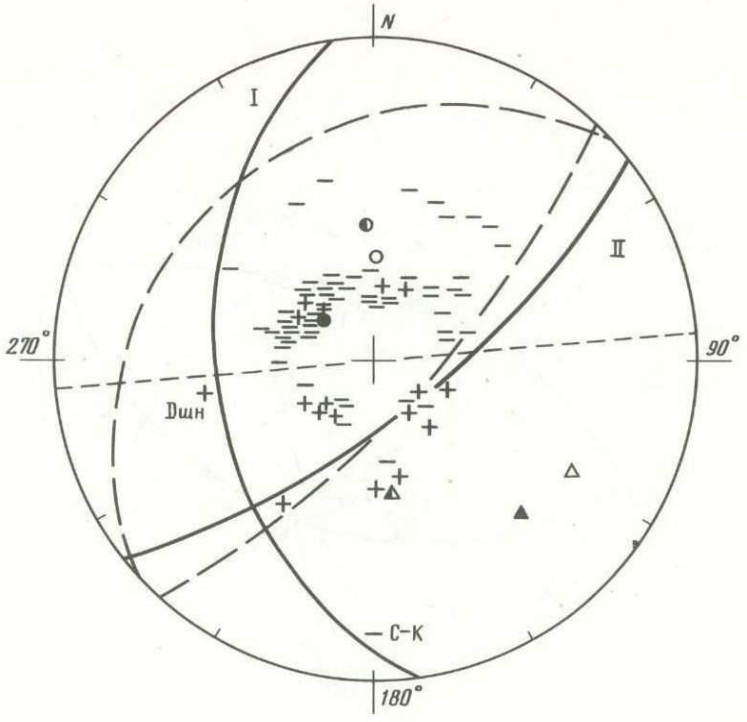


Р и с. 5. Диаграмма механизма очага землетрясения 11.VIII 1974 г., 20 ч 05 мин на сетке Вульфа (нижняя полусфера) для глубины источника h = 15 км. Обозначения см. на рис. 2

плоскостей разрыва ориентирована субмеридионально с падением к западу под углом около 36°; вторая с азимутом простирания около 50° круто, под углом ~70°, падает к юго-востоку. Подвижка в субмеридиональной плоскости имеет примерно равные компоненты сброса и правостороннего сдвига, подвижка в более крутой плоскости северо-восточного простирания преимущественно сбросовая, с добавлением левостороннего сдвига. Решение основывалось на следующих предположениях: одна из нодальных линий проходит вблизи наблюдающих станций, расположенных к юго-востоку от эпицентра; знак смещения на станции Душанбе (Дшн) верен; сравнительно небольшие смещения в *P* волне на ближайшей к эпицентру станции Суфи-Курган (С-К) обусловлены ее близостью к нодальной линии. Решение механизма очага, построенное для этого толчка Е.И. Широковой [7], имеет тот же смысл, хотя и отличается несколько по угловым координатам плоскостей разрывов и осей напряжений (см. рис. 6). Решение в [8] существенно отличается от обоих выше упомянутых решений и хуже согласуется с имеющимся распределением знаков смещений.

В соответствии с построенным решением механизма очага афтершок 11.VIII 1974 г. в 21 ч 21 мин можно проинтерпретировать как результат подвижки по одному из Иркештамских сбросов северо-восточного простирания, о которых говорилось ранее (см. рис. 1). В данном случае эпицентр этого толчка должен быть несколько (~0,05–0,1°) смещен к северу по отношению к эпицентру, указанному в [3, 4, 6], что соответствует точности его определения [3]. Ориентация возможных плоскостей разрыва и осей напряжений при афтершоке 11.VIII 1974 г., 21 ч 21 мин, отличная от таковой при Маркансуйском землетрясении, обусловлена не перераспределением напряжений вследствие главного толчка, а существованием в данном районе соответствующего активного тектонического разрыва.

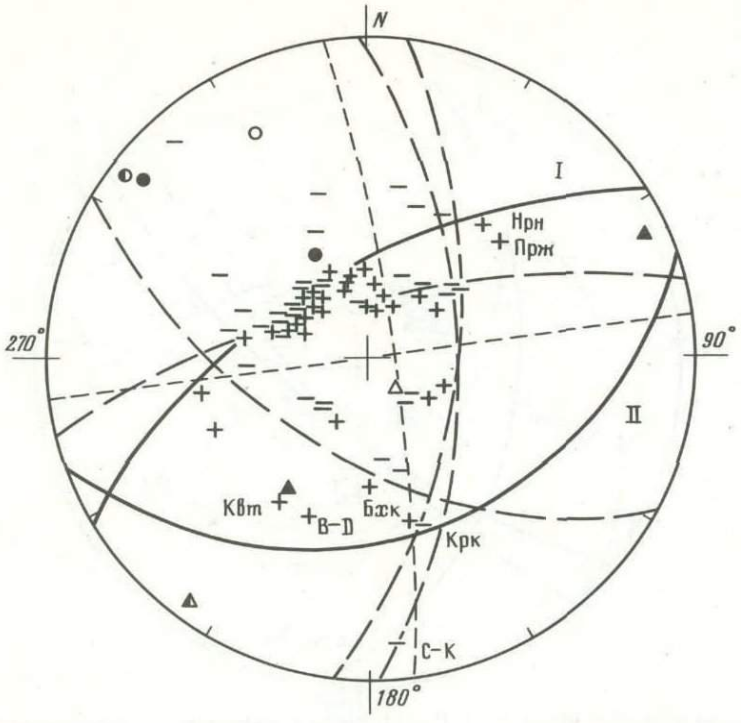
27.VIII 1974 г., 12 ч 56 мин. Разнобой в распределении знаков смещений в *P* волнах при этом толчке больше, чем для трех уже рассмотренных землетрясений, но он того



Р и с. 6. Диаграмма механизма очага землетрясения 11.VIII 1974 г., 21 ч 21 мин на сетке Вульфа (нижняя полусфера) для глубины источника $h = 15$ км. Обозначения см. на рис. 2

же типа, что наблюдался при Маркансуйском землетрясении и при его афтершоке 11.VIII 1974 г., 20 ч 05 мин. Здесь также в области при $\Delta \geqslant 20^\circ$ и азимутах ~280–340° число станций, отмечающих положительный и отрицательный знаки первых смещений, делится примерно поровну. На рис. 7 приведено принятое положение нодальных линий для рассматриваемого толчка при $h = 15$ км. По аналогии с Маркансуйским землетрясением одна из нодальных плоскостей (I) проходит через упомянутую смешанную область знаков (+) и (–). Азимут ее простирания ~60°, она наклонена к северо-западу под углом 60°. Положение второй нодальной плоскости (II) менее определенно, формально ее простирание может меняться от ~15 до 95°. В решении принято, что она проходит вблизи станций Бхакра (Бхк) и Курукшетра (Крк) и удалена от станций Квётта (Квт), Варсак Дам (В-Д), Нарын (Нрн), Пржевальск (Прж). С таким положением нодальной линии согласуются и большие смещения в *P* волне на станции Суфи-Курган (С-К), указывающие на удаленность ее от нодальной плоскости. Азимут простирания плоскости (II) ~70°, падение к юго-юго-западу под углом ~30°. Подвижки в обеих возможных плоскостях разрыва преимущественно взбросо-надвиговые.

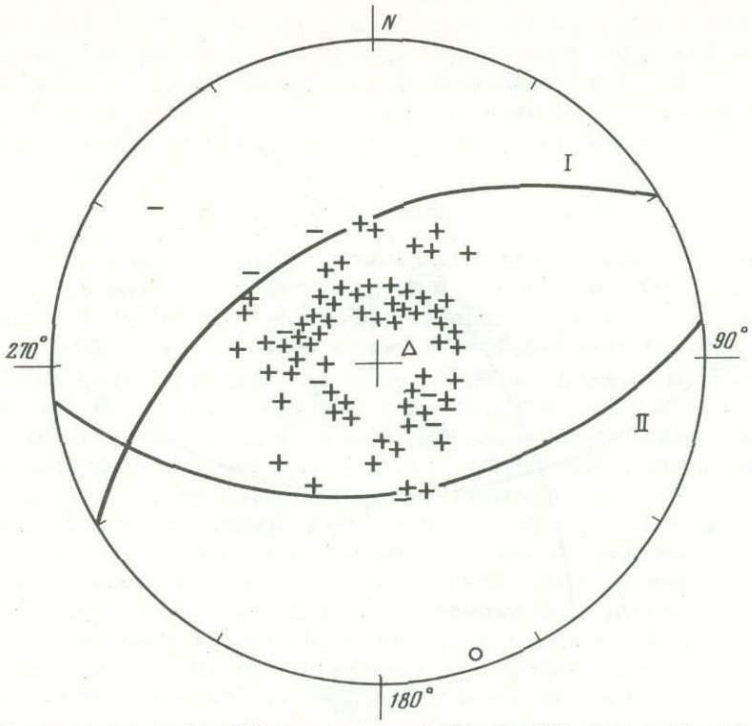
Принятое решение (см. рис. 7) по своему смыслу близко к решению механизма очага для афтершока 11.VIII 1974 г., 20 ч 05 мин. Наиболее вероятной интерпретацией его является то, что афтершок 27.VIII 1974 г., 12 ч 56 мин, обусловлен подвижкой по субширотному Вахшскому надвигу (или по одному из сопутствующих ему нарушений), с падением к юго-юго-западу под углом около 31°. Вторую возможную плоскость разрыва в виде крутого взброса северо-восточного простирания, по-видимому, труднее сопоставить с существующей системой разрывов в афтершоковой области Маркансуйского землетрясения. Решения механизма очага для землетрясения 27.VIII 1974 г., полученные в работах [7, 8], отличаются от принятого нами и несхожи между собой (см. рис. 7). Решение [8] настолько плохо согласуется с наблюдаемым



Р и с. 7. Диаграмма механизма очага землетрясения 27.VIII 1974 г., 12 ч 56 мин на сетке Вульфа (нижняя полусфера) для глубины источника h = 15 км. Обозначения см. на рис. 2

распределением знаков смещений, что число противоречащих ему знаков оказывается больше числа согласующихся знаков. Решение Е.И. Широковой [7] также несколько хуже объясняет наблюдающееся распределение знаков смещений, число несогласующихся знаков несколько больше, чем в принятом нами решении. Возможные плоскости разрыва в решениях [7, 8] не могут быть сопоставлены с имеющейся системой разрывов в афтершоковой области Маркансуйского землетрясения.

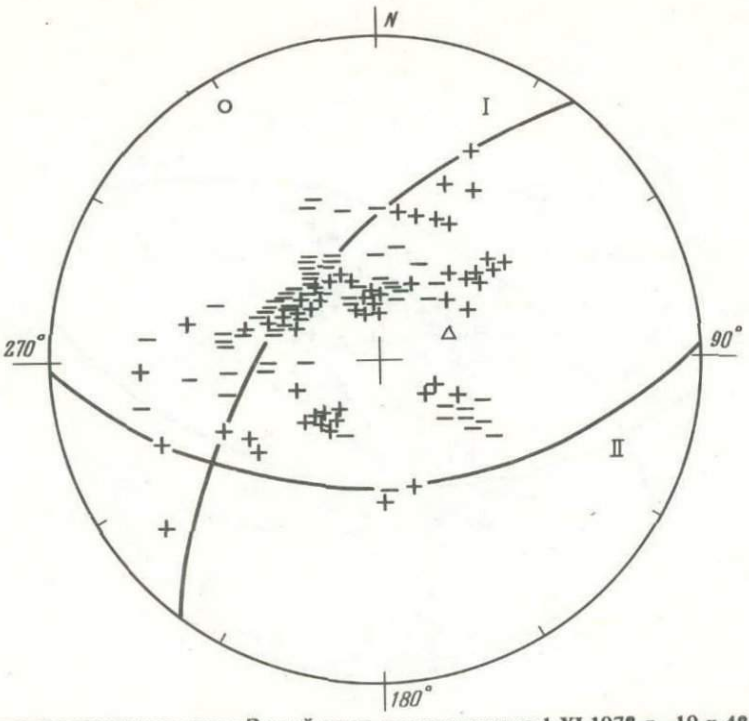
Момукское землетрясение 8.X 1978 г., 14 ч 20 мин. Решение механизма очага для h = 0 км представлено на рис. 8. Оно основано на наилучшем удовлетворении всей совокупности знаков смещений распределению четких ("i") и нечетких ("e") вступлений, а также виду записей P волны на близких станциях Киргизской ССР. Наблюдающееся распределение знаков смещений хуже согласуется с предположением h = 15 км и совсем плохо с h = 33 км. Представляется, что большое значение глубины гипоцентра (~50 км), приписанное этому землетрясению в бюллетенях [5, 6], ошибочно. Полученное нами решение механизма очага для Момукского землетрясения 8.X 1978 г. по своему смыслу близко к решению для Маркансуйского землетрясения, что указывает на сходство процессов в их очагах. Одна из возможных плоскостей разрыва (II) субширотна, с азимутом простирания ~85° и падением к югу под углом ~46°. Подвижка в ней преимущественно взбросовая. Верхнее южное крыло разрыва сместилось в процессе землетрясения вверх относительно нижнего северного крыла. Разрыв с такими характеристиками может быть сопоставлен с Каракульско-Момукским разломом в месте возникновения землетрясения 8.X 1978 г. Вторая возможная плоскость разрыва (I), представляющая собой взброс северо-восточного простирания, с падением к северо-западу под углом ~45°, не соответствует ни одному из установленных разрывов в рассматриваемом районе. Таким образом, решение механизма очага подтверждает заключение, основанное на проявлении сейсмичности в период



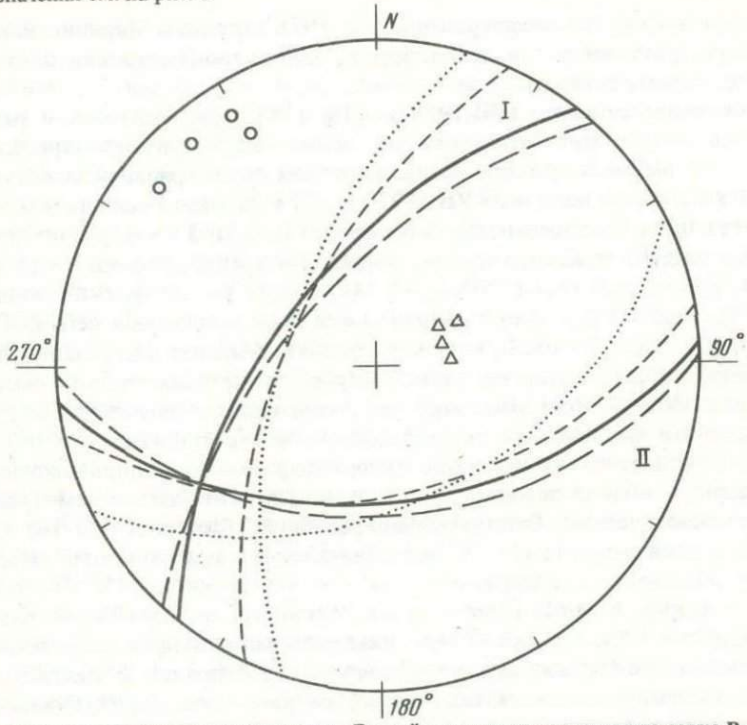
Р и с. 8. Диаграмма механизма очага Момукского землетрясения 8.X 1978 г., 14 ч 20 мин, на сетке Вульфа (нижняя полусфера) для глубины источника h ~0 км. Обозначения см. на рис. 2

1974–1978 гг., о том, что землетрясение 8.X 1978 г., как и Маркансуйское, явилось результатом резкого смещения вверх одного из Северо-Памирских блоков по Каракульско-Момукскому разлому.

Заалайское землетрясение 1.XI 1978 г., 19 ч 48 мин. Разнобой в распределении знаков смещений при этом землетрясении велик, однако имеет определенное сходство с тем, что наблюдалось при Маркансуйском землетрясении и его афтершоках 11.VIII 1974 г., 20 ч 05 мин, и 27.VIII 1974 г., 12 ч 56 мин. Решения механизма очага, которые могут быть построены для значений h =0; 15; 33 км, различаются не принципиально. На рис. 9 приведен пример решения в предположении h =15 км для эпицентральных расстояний менее 10° и h =33 км для более далеких эпицентральных расстояний. На рис. 10 дана сводная диаграмма всех возможных решений при разных значениях h (0; 15; 33 км). Принятое решение механизма очага наилучшим образом из возможных удовлетворяет наблюдаемому распределению знаков смещений. Значительный разнобой в этом распределении, возможно, обусловлен более сложным процессом в очаге Заалайского землетрясения, чем скольжение по одной плоской поверхности разрыва, а также проявлением деформаций, сопровождающих скольжение по разрыву вблизи земной поверхности, как это было рассмотрено при Маркансуйском землетрясении. В полученных решениях (см. рис. 9 и 10) одна из возможных плоскостей разрыва (II) в очаге Заалайского землетрясения может занимать субширотное положение с падением к югу под углом около 45°. Подвижка в этой плоскости – взброс с добавлением правостороннего сдвига. Такой разрыв может быть сопоставлен с Каракульско-Момукским разломом. Вторая возможная плоскость разрыва (I) – взбросо-сдвиг северо-восточного простирания с падением к северо-западу – не отвечает реальным тектоническим разрывам, существующим в районе Заалайского землетрясения. Ввиду большого разнобоя в распределении знаков сме-



Р и с. 9. Диаграмма механизма очага Заалайского землетрясения 1.XI 1978 г., 19 ч 48 мин, на сетке Вульфа (нижняя полусфера), в предположении глубины источника излучения $h = 15$ км для сейсмических лучей на эпицентральных расстояниях Δ до 10° и $h = 33$ км для сейсмических лучей при $\Delta > 10°$. Обозначения см. на рис. 2



Р и с. 10. Сводная диаграмма механизма очага Заалайского землетрясения на сетке Вульфа (нижняя полусфера) при разных вариациях глубины источника излучения от 0 до 33 км

щений значения угловых координат возможных плоскостей разрыва для Заалайского землетрясения менее точны, чем для других рассмотренных в статье землетрясений, в частности, углы падения плоскостей, а также соотношение взбросовой и сдвиговой подвижек. Но в любом случае решение механизма очага для Заалайского землетрясения согласуется с представлением о том, что оно было вызвано смещением одного из Северо-Памирских блоков по Каракульско-Момукскому разрыву.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Совместное рассмотрение распределения сейсмичности, проявления афтершоков и механизма очагов землетрясений в Заалайском хребте в зоне Каракульско-Момукского разлома в 1974–1978 гг. отчетливо показывает, что главные землетрясения этого периода связаны с активизацией Каракульско-Момукского разлома и являются результатом смещений (поднятий) по нему отдельных Северо-Памирских блоков.

2. Наиболее сильные афтершоки Маркансуйского землетрясения обусловлены подвижками по реально существующим смежным разрывам, образующим сложную структуру вблизи очага главного толчка в районе Каракульско-Момукского разрыва.

3. Процессы в очагах землетрясений могут отличаться от идеализированного источника в виде плоской площадки сдвига, а также сопровождаться другими деформациями. Так, скольжение может происходить по искривленной поверхности разрыва, не исключено одновременное скольжение по нескольким разрывам, при смещении блоков по разрыву могут происходить квазиобъемные их деформации и т.д. Подобное усложнение процессов в очагах будет приводить к усложнению записей излучаемых ими сейсмических волн, что, по-видимому, и проявилось при землетрясениях в Заалайском хребте в 1974–1978 гг. Этот вопрос необходимо исследовать специально.

4. Представления о преобладании в районе Каракульско-Момукского разлома секущих его сдвиговых разрывов в очагах землетрясений основаны на ошибках решений механизма очагов, которые обусловлены сложными и противоречивыми распределениями знаков смещений при этих землетрясениях. Известно, что в условиях недостаточных данных наблюдений и противоречивых распределений знаков смещений наиболее распространенной ошибкой в определениях механизма очага является сведение его к сдвиговым плоскостям разрыва. Именно на таких ошибках в прошлом были основаны ложные гипотезы о вращении дна Тихого океана против часовой стрелки относительно прилегающих континентов.

5. Учитывая возможность таких ошибок, при исследовании конкретных крупных землетрясений необходимо очень внимательно исследовать в комплексе все имеющиеся исходные данные. Определение механизма очага на ЭВМ по распределению знаков *P* волн в таких случаях не имеет смысла, так как будет приводить к большим ошибкам.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 1–464.
2. *Губин И.Е.* Три предсказанных землетрясения. – Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 670–673.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 292–295.
4. Сейсмологический бюллетень сети опорных сейсмических станций СССР, 1974, № 3, с. 47–80.
5. Оперативный сейсмологический бюллетень 1–10 октября, 1978, с. 27–31; 1–10 ноября 1978, с. 3–7.
6. Bull. Intern. Seismol. Centre, August 1974, p. 41–43; 50–53; 125, 126; October 1978, p. 28, 29; November 1978, p. 2–5.
7. *Широкова Е.И.* Механизм Маркансуйского землетрясения 1974 г. и его афтершоков. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 1, с. 72–80.
8. *Jackson J., Molnar P., Pattor H., Fitch T.* Seismotectonic aspects of the Markansu valley, Tajikstan earthquake of August 11, 1974. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B11, p. 6157–6167.

ЧАСТЬ II

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

УДК 551.243.551.73 (575)

В.Н. Огнев, Л.Н. Белькова

РАЗВИТИЕ, СТРОЕНИЕ И ОТРАЖЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ПАЛЕОЗОЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА СРЕДНЕАЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Основой данной статьи служат палеотектонические реконструкции, полученные нами в результате формационного анализа докембрийских толщ Средней Азии, а также литературный материал по Средней Азии и сопредельным территориям. Докембрийские историко-геологические комплексы метаморфических пород Средней Азии – архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский (или нижнерифейский) и рифейский – характерны исключительной выдержанностью своих индивидуальных особенностей литолого-петрографического состава, регионального метаморфизма и металлогении. Только самый поздний, верхнерифей-вендский неметаморфизованный комплекс отличается от более древних формационным разнообразием. Все эти комплексы отвечают длительным этапам литогенеза, которые прерывались сравнительно кратковременными эпохами складчатости и регионального метаморфизма планетарного масштаба [1].

Архейский комплекс представлен гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кальцифирами, мраморами, кварцитами, эклогитами и ультраметаморфическими образованиями – мигматитами, анатектитами и реоморфическими гранитоидами, образовавшимися в конце архея в результате регионального метаморфизма ритмично-слоистых терригенных песчано-алеврито-глинистых, терригенно-карбонатных, кремнистых, карбонатных и других осадков. Породы нередко интенсивно диафторированы. В Западном Каратегине и Тахталыкской гряде среди обычной ассоциации кристаллических пород архея на разных стратиграфических уровнях присутствуют толщи конгломерато-анатектитовых гранито-гнейсов с ярко выраженными реликтами псефитовых структур, указывающие на прибрежно-дельтовую фацию исходных осадков. Они дают ценный материал, указывающий на расположение областей сноса и бассейнов осадконакопления архейской эры в Средней Азии и позволяющий конкретизировать всю дальнейшую историю геологического развития данного складчатого пояса. С архейским комплексом связаны первично-осадочное сингенетичное с исходными осадками оруденение железа (железистые магнетитсодержащие кварциты в Тахталыкской гряде, на Сарыджасе, в Каратегине и др.) и рассеянная минерализация редких и некоторых других элементов.

Нижний протерозой во всех выходах от Макбала до Центрального Памира [1–3] представлен гранато-слюдяными, слюдяно-ставролито-кварцевыми и другими сланцами, кварцитами, слюдистыми кварцитами, мраморами, слюдистыми мраморами, пара- и ортоамфиболитами. Этим породам присуща очень тонкая ритмичная слоистость и углеродистость, особенно характерная для кристаллических сланцев, в которых содержание углеродистого вещества в отдельных прослоях нередко достигает 50% от объема. Кристаллический комплекс нижнего протерозоя образовался в конце раннего протерозоя за счет преимущественно глинистых и смешанных глинисто-карбонатных, глинисто-кремнистых и карбонатных осадков, содержавших значительные массы органического вещества. Они накоплялись в условиях платформенного режима в зна-

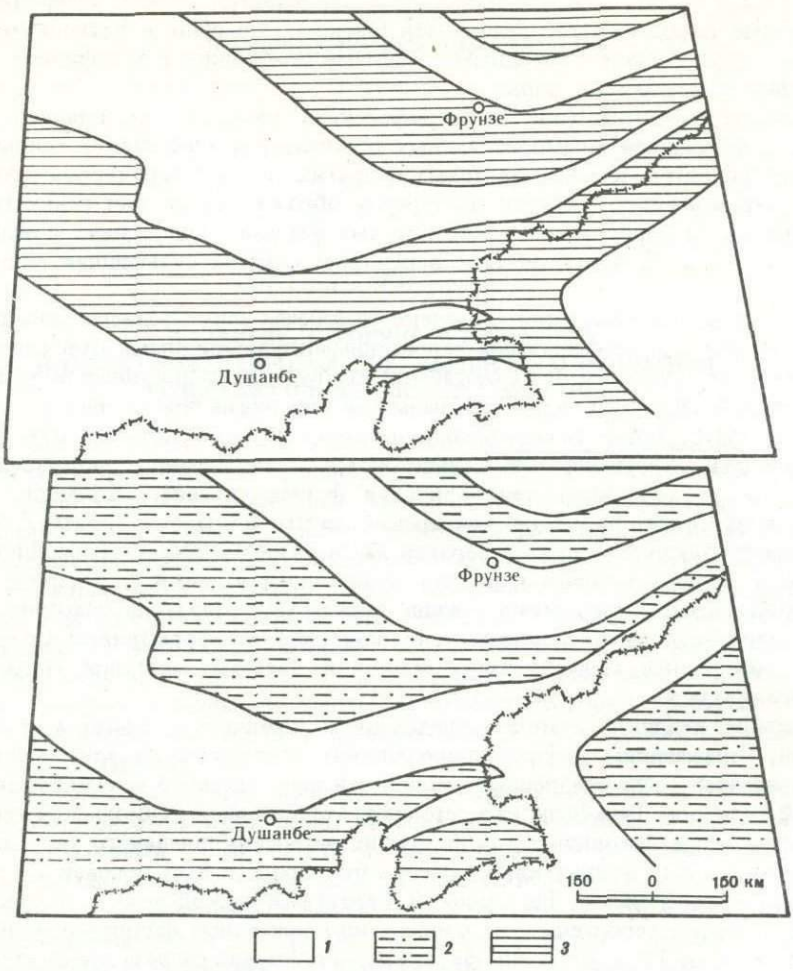
чительной мере за счет размыва площадных кор выветривания. С углеродистыми разновидностями пород нижнего протерозоя Южного Тянь-Шаня и Кызылкумов связано осадочное, сингенетичное с исходными осадками самородное и сульфидное оруденение благородных и цветных металлов.

Среднепротерозойский (или нижнерифейский) комплекс представлен очень тонкослоистой формацией мраморизованных доломитов и известняков с подчиненными прослоями филлитов, кварц-хлоритовых и других, часто углеродистых сланцев. Метаморфический комплекс среднего протерозоя образовался за счет глинистых, известково-глинистых и карбонатных тонкослоистых осадков, содержащих примесь органического вещества. С углеродистым веществом связана сульфидная минерализация железа.

Рифейский метаморфический комплекс (исключая зону Среднего Тянь-Шаня) представлен субмиогеосинклинальными терригенными флишоидными отложениями, большей частью углеродистыми. В их составе отсутствуют вулканогенные породы, которые им часто приписывают. В Северо-Тяньшаньской зоне рифей приобретает платформенный характер с субформациями кварцевых песков и строматолитовых известняков. На фоне осадочных формаций резко выделяются вулканогенные формации Среднего Тянь-Шаня – ортофир-кварц-кератофировая формация свиты Большого Нарына и кварц-кератофировая формация кайнарской свиты Большого Каратау. Вулканогенные формации также содержат в верхней части разрезов толщи углеродистых филлитов. Соответственно различна и рудная минерализация рифея. С углеродистыми первично-терригенными формациями связана рудная минерализация благородных и цветных металлов осадочного генезиса; с вулканогенными формациями Среднего Тянь-Шаня – сульфидная минерализация железа и цветных металлов гидротермально-осадочного генезиса.

Верхнерифей-вендский неметаморфизованный комплекс отличается разнообразием формаций, отражающим дифференцированность тектонической зональности Средней Азии, возникшей после среднерифейской эпохи регионального метаморфизма и складчатости. В Северном Тянь-Шане на месте субплатформенной кенкольской серии в позднем рифее и венде накопились три формации эвгеосинклинального типа: спилитовая, терригенная и органогенная карбонатная. Этот процесс был прерван в конце венда первой фазой каледонских движений. В Каратау-Таласской зоне в позднем рифее и венде накоплялись терригенные и карбонатно-терригенные флишевые толщи, причем в восточной части Таласского Алатау вендская половина разреза представлена пестроцветной формацией типа медистых песчаников. Рудная минерализация, сингенетичная с осадками, в нижней половине разреза полиметаллическая, в верхней части медная. В Кызылкумах поверх рифея несогласно отложились терригенные флишевые формации мощностью до 2–4 км. Территория Среднего, Южного Тянь-Шаня и Памира в позднем рифее продолжала оставаться в качестве поднятия. С наступлением венда это поднятие, за исключением Среднего Тянь-Шаня, было вместе с Центральной Азией охвачено материковым оледенением, а зона Среднего Тянь-Шаня перешла в неравномерное погружение и превратилась в подвижный шельф, на котором накапливалась ледниково-морская формация с тиллитами и тиллоидами. Сингенетичная минерализация вендской ледниково-морской формации имеет железорудный профиль. Кызылкумские флишевые формации, содержащие углеродистое вещество, унаследовали от протерозоя рудную минерализацию.

Таковы в кратких чертах результаты формационного анализа докембрия Средней Азии. Они показывают, что архейский комплекс на этой территории накоплялся в сравнительно неширокихдепрессиях, разделенных нередко значительно более широкими поднятиями – областями сноса (рисунок), сложенными доархейскими породами, а также базальтового слоя. Тектонический режим архея обусловил накопление в депрессиях мощных и непрерывных флишоидных формаций преимущественно мелкообломочного терригенного и смешанного терригенно-карбонатного состава, в меньшем количестве хемогенных осадков при отсутствии вулканогенных образований. Спорадичес-



Палеотектонические схемы раннего докембрия Средней Азии

1 – области сноса; *2–3* – протоплатформенные формации: *2* – терригенная глиноземистая, с карбонатной субформацией; *3* – терригенная смешанного терригенно-карбонатного состава, терригенная соленосная и карбонатная

ки развиты грубообломочные осадки. Непрерывность разрезов и состав исходных отложений отличают среднеазиатский архей от архея щитов и древних платформ, где известны внутриархейские перерывы и несогласия, наличие вулканогенных пород, крупных интрузий, что свидетельствует о более напряженной геотектонической обстановке архея в пределах древних платформ. Конец архейской эры в Средней Азии ознаменовался эпохой регионального метаморфизма высокой ступени, сопряженного с региональным ультраметаморфизмом и складчатостью. На месте депрессий поднялись складчатые сооружения кристаллических пород и ультраметаморфических образований, а области сноса перешли в стадию погружения и накопления нижнепротерозойских, существенно глинистых и хемогенных, преимущественно глиноземистых осадков, которые в конце раннего протерозоя были метаморфизованы и дислоцированы. Консолидация их привела к образованию сплошной коры кристаллических пород поверх базальтового слоя.

Так возникла первичная кристаллическая кора Среднеазиатского складчатого пояса. Ее гетерогенность определила всю дальнейшую эволюцию структуры этого региона.

Области, сложенные полным разрезом базальтового слоя, покрытые кристаллическими толщами архея с ультраметаморфическими образованиями, в последующей истории структурного развития земной коры отличались стабильностью, неподатливостью, порожденными жесткостью пород, и им принадлежала роль срединных массивов. Даже разбитые впоследствии на глыбы и пластины, они не потеряли своих качеств срединных массивов на протяжении всей геологической истории. Области же сноса архейской эры, сложенные нижними частями базальтового слоя, оставшимися от архейской денудации и покрытые кристаллическими сланцами нижнего протерозоя, оказались более податливыми, подвижными и в конечном счете послужили субстратом для заложения и развития на них фанерозойских геосинклиналей. Характерно, что в этих областях уже с раннего протерозоя появлялись базитовые и гипербазитовые пояса – свидетельство подвижности, проницаемости данных областей и относительно неглубокого залегания мантийного вещества.

Денудация раннепротерозойских сооружений завершилась предельным выравниванием рельефа и становлением среднепротерозойской платформы. В полном комплексе, с чехлом, эта платформа была развита только в северо-восточной части Средней Азии, включая зону Среднего Тянь-Шаня. Южнее располагается щит, на котором развивалась площадная кора выветривания. Ее смыв служил источником для накопления осадков платформенного чехла. В рифее развивался тафрогенез, который можно считать незавершенной формой геосинклинального процесса. На фундаменте, сложенном нижним протерозоем и подстилающими породами базальтового слоя, грабены заполнялись исключительно терригенными осадками, содержащими органическое вещество. Более поздние проявления магматизма в этих грабенах (жильные породы, связанные с фанерозойским эффузивным магматизмом) всегда имеют основной состав. Грабены же, возникшие на срединных массивах, сложенных археем, заполнялись вулканогенными толщами среднего и кислого состава. Нельзя не отметить ясно выраженную зависимость состава эффузивного магматизма от состава фундамента.

В конце среднего рифея проявилась третья эпоха регионального метаморфизма низкой филлито-зеленосланцевой ступени и складчатость. Вся территория Средней Азии была поднята, но вскоре, с наступлением позднего рифея, в северной и северо-западной областях стали возникать опускания различных интенсивности и режима. В Северо-Тяньшаньской зоне развивалась обстановка нормальной стадии эвгеосинклинали, в Каратау-Таласской зоне – пригеосинклинальный прогиб с флишевыми осадками, в Кызылкумах – широкая депрессия в окружении питающих поднятий и, возможно, с островными поднятиями внутри депрессии. Южный Тянь-Шань и Памир оставались в стадии поднятия до конца позднего докембрия. В венде они были охвачены материковым оледенением. Лишь в самом конце венда заложился небольшой висхарвский прогиб, связанный с развитием Таджикской депрессии. Средний Тянь-Шань в венде стал подвижным шельфом северотяньшаньского моря. Кызылкумская депрессия в венде несколько сократилась.

Складчатые формы тектоники архейских, нижнепротерозойских и рифейских блоков, созданные в соответствующие эпохи складчатости, различаются спецификой своей морфологии. Но в общем это фрагменты очень крупных куполов, брахискладок, линейных складок, часто с ныряющими шарнирами, и моноклиналей. Архейские макроформы часто осложнены мелкими пластическими деформациями. В процессе фанерозойской переработки все эти структуры сохранились без существенных изменений. Наиболее серьезные структурные преобразования докембрия в фанерозое выразились главным образом разрывными дислокациями, осложнившими и разбившими докембрийские блоки преимущественно на продольные, часто совпадающие с простиранием толщ пластины и чешуи разных размеров. Значительная часть разломов при этом была унаследована с докембрийских времен. Дифференциальные движения блоков и чешуй докембрийского фундамента в фанерозое часто приводили к заклиниванию вдоль разрывов длинных и узких останцов покрова палеозойских и более молодых отложений, содержащих органические остатки, находки которых давали повод "подвешивать"

к ним (приравнивать к ним по возрасту) немые докембрийские толщи, чем некоторые геологи грешат до сих пор и создают немало дискуссионных ситуаций.

В процессе погружения фанерозойских геосинклиналей Тянь-Шаня дифференциальные движения блоков протерозойских пород привели к созданию целого ряда карликовых (по сравнению с архейскими) срединных массивов, измеряемых первыми километрами в ширину и первыми десятками километров в длину. Например, в герцинской структуре Южной и Северо-Восточной Ферганы многим геологам известны выступы канской и майлисуйской свит рифея среди палеозойских отложений. Более крупный срединный массив нижнего и верхнего протерозоя выступает в Южном Нуратау, длина его более 150 км, ширина от 2 до 20 км. Таких примеров много и в каледонской структуре Северного Тянь-Шаня. Эти блоки, периодически поднимаясь все выше относительно соседних блоков погружавшегося фундамента, выступали в седиментационном бассейне в виде отмелей (о которых писал впервые еще Н.М. Синицын [4]), а временами и островов – кордильер [5]. Это видно из того, что среди мощных и стратиграфически полных разрезов палеозоя они перекрыты сокращенными в мощности и неполными стратиграфически отложениями того же палеозоя, обычно в терригенных, реже в карбонатных фациях. Иногда с ограничивающими эти блоки разломами связано появление эффузивов основного состава, синхронных с осадками, например девонские эффузивы на Акбуре в обрамлении блока канской свиты. В основном благодаря развитию карликовых срединных массивов и создана фациальная пестрота разрезов палеозоя в складчатой структуре Тянь-Шаня. Подобные явления, вероятно, вообще имеют широкое развитие во всех фанерозойских складчатых системах, так как прямая зависимость состава конседиментационной структуры геосинклинальных отложений от развития докембрийского фундамента не вызывает сомнений.

Некоторые общие выводы

1. Складчатые пояса унаследовали от докембрия свое положение в общей структуре материков. Такие пояса, как Урало-Среднеазиатско-Монгольский, были заложены в процессе формирования базальтового слоя, т.е. до архея, так как уже тогда было определено расположение подвижных поясов и древних платформ. В архее эти пояса развивались как сложные структуры поднятия, по типу "геоантиклинали с интрагеосинклиналями", в целом выполняя роль области сноса материала в пределы древних платформ, в данном случае – Русской, Сибирской и Китайской. Платформы же эти в то время были, как выше указано, областями наибольшей тектонической активности земной коры. В дальнейшем развитии складчатых поясов "интрагеосинклинали", сложенные археем, развивались как срединные массивы, и эта роль их прослеживается через весь протерозой и фанерозой.

2. Фанерозойские геосинклинали закладывались и развивались на областях сноса архейской эры, на денудационных срезах базальтового слоя, покрытых метаморфическими толщами протерозоя, т.е. на древнейших породах материковой коры, а не на молодой коре океанического типа, как считают некоторые геологи (В.С. Буртман, Г.И. Макарычев, Л.П. Зоненшайн и др.). Об этом надо судить не по аналогии с окраинами материков, а по наличию многочисленных выступов докембрийского фундамента в карликовых срединных массивах на всей территории фанерозойских геосинклиналей. Всюду в этих "тектонических окнах" выходит или нижний, или верхний протерозой, не имеющие ничего общего с воображаемой молодой океанической корой, что полностью подтверждает формационный и палеотектонический анализ докембрия Средней Азии.

3. Устанавливается отчетливая закономерная зависимость состава эффузивов верхнего докембрия и фанерозоя Средней Азии от состава нижнедокембрийского фундамента. Мощные эффузивы рифея Среднего Тянь-Шаня, девона Кассанского района, верхнего палеозоя и триаса Токтогульского района, Кураминских и Приташкентских гор, появившиеся на территории архейского срединного массива, имеют, как известно,

средний и кислый состав. Мощные эффузивы позднего рифея Северного Тянь-Шаня, инициальный и более поздних стадий эффузивный магматизм каледонской и герцинских геосинклиналей имеют основной состав. Их фундаментом (и источником) является частично денудированный в архее базальтовый слой, покрытый протерозоем.

4. Через всю докембрийскую историю прослеживается унаследованность состава рудной минерализации благородных и редких металлов первично-осадочного генезиса от архея к нижнему протерозою и рифею. Появление кварц-кератофировых формаций в рифее Среднего Тянь-Шаня вносит новое – полиметаллический профиль оруденения, который обусловил полиметаллическое и медное оруденение гидротермально-осадочного и осадочного генезиса в верхнерифейских и вендских терригенных формациях. Профиль колчеданного оруденения имеет спилитовая формация Северного Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белькова Л.Н.* Докембрий Тянь-Шаня и проблема регионального метаморфизма. Л.: Недра, 1978. 230 с.
2. *Белькова Л.Н., Огнев В.Н., Кирик Н.М.* Новые данные о распространении докембрия в Западном Узбекистане. – Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 4, с. 953.
3. *Винниченко Г.П.* Тектоника Центрального Памира. Душанбе: Дониш, 1979. 168 с.
4. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 213 с.
5. *Горянов В.Б., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Фомченко Л.В., Яговкин А.В.* О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. – Вестн. ЛГУ, 1973, № 18, с. 62.

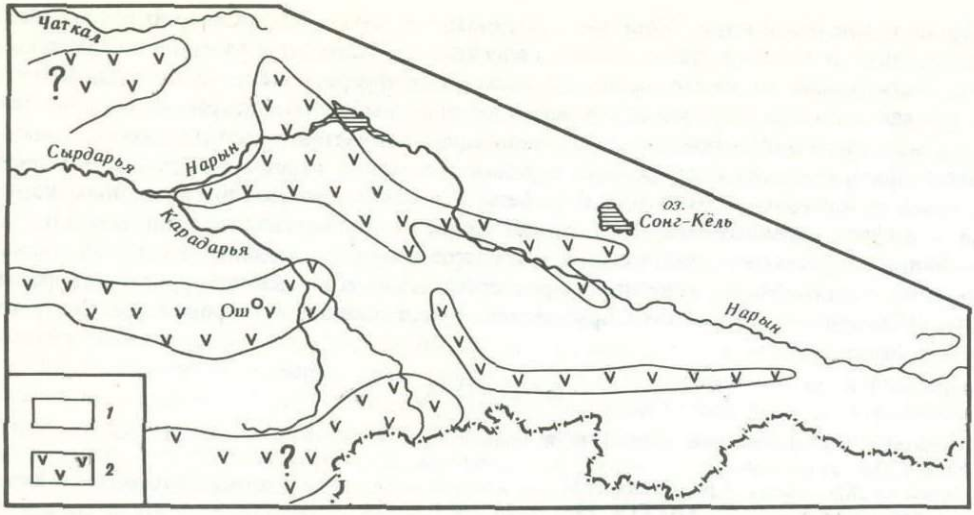
УДК 551.24:(575.1)

В.И. Кнауф

ТИПЫ ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ОСНОВАНИЯ ПАЛЕОЗОИД КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В Северном и Срединном Тянь-Шане давно описано налегание рифейских и нижнепалеозойских складчатых толщ на гранитоиды, орто- и парагнейсы, мигматиты, кристаллические и амфиболовые сланцы, амфиболиты, метаэффузивы, мраморы и другие метаморфические породы, составляющие древнее сиалическое основание геосинклинального комплекса [1]. Многочисленные обломки пород основания содержатся в зернах песчаников и гальках конгломератов рифейских и нижнепалеозойских толщ. Цифры радиогенных датировок наряду с указанными геологическими соотношениями свидетельствуют о дорифейском возрасте древнего основания [2]. В обеих рассматриваемых складчатых системах Тянь-Шаня имеются выходы пород офиолитовой ассоциации, которые отдельные исследователи считают остатками древней океанической коры, претерпевшей позднейшую гранитизацию в ходе рифей-раннепалеозойского геосинклинального развития [3]. Небольшие тела эклогитов, иногда встречающиеся среди пород данной ассоциации, описываются в качестве отторженцев вещества верхней мантии [4]. Следует заметить, что выходов пород, которые могут сравниваться с породами океанической коры, немного, стратиграфическое положение и соотношения их с толщами сиалического основания далеко не всегда ясны и разными исследователями трактуются неодинаково [3, 4].

В составе верхнего, гранито-гнейсового слоя консолидированной земной коры Северного и Срединного Тянь-Шаня можно различать два подслоя. К нижнему относятся упомянутые метаморфические серии дорифейского сиалического основания и рвущие их дорифейские гранитоиды. Верхний подслой слагают вулканогенно-осадочные геосинклинальные складчатые толщи рифея – палеозоя, проплавленные гранитоидными интрузиями. В районах, где степень гранитизации горных пород верхнего подслоя высокая (например, Северный Тянь-Шань), они приобретают "жесткость" и по своим



Схематическая карта размещения типов догеосинклинального основания на территории киргизского Тянь-Шаня

1 – сиалический гранито-гнейсовый тип; *2* – меланократовый базит-гипербазитовый тип

физическим и реологическим характеристикам приближаются к породам нижнего подслоя. Многочисленные данные киргизских и казахских геофизиков о физических свойствах горных пород рассматриваемого региона показывают, что в целом породы нижнего подслоя плотнее, чем верхнего (избыточная плотность около 0,1–0,15 г/см^3). Магнитная восприимчивость пород обоих подслоев в общем невысока. Она, а также и плотность заметно повышены у пород основного состава.

Область распространения зрелого гранито-гнейсового слоя отличается развитием знакопеременного магнитного поля в общем низких значений. Крупные неправильной формы положительные аномалии его наблюдаются в районах выходов или близкого к поверхности залегания массивов нижнего подслоя гранито-гнейсов, а линейные аномалии – над эвгеосинклинальными зонами. Как показывают подсчеты, магнитовозмущающие тела заключены в основном в пределах верхних 5–10 км. При пересчете магнитного поля на высоты 10 км и более линейные аномалии стушевываются или исчезают, что может быть объяснено относительно небольшой мощностью магнитовозмущающих объектов, а поскольку магнитовозмущающими являются главным образом основные породы эвгеосинклиналей, то можно прийти к заключению о подстилании их низкомагнитными гранито-гнейсами.

Аномальное гравитационное поле Северного и Срединного Тянь-Шаня по общим значениям низкое. Сравнительно невысокие положительные аномалии связаны с выходами амфиболито-гнейсовых серий низов догеосинклинального основания. Корни этих аномалий опускаются до глубин 20–25 км. Выходы гипербазит-габбровых пород также отмечаются положительными гравитационными аномалиями, но глубоких корней аномалии не обнаруживают. Анализ гравимагнитных полей подтверждает геологические представления о том, что в пределах указанных регионов геосинклинальные комплексы в целом залегают на гранито-гнейсовом основании. Офиолиты эвгеосинклинальных зон, видимо, не опускаются на большие глубины, мощности входящего в их состав гипербазит-габбрового фундамента ограничены, а сам офиолитовый комплекс интенсивно гранитизирован, включает крупные тела гранитоидов и блоки сиалического основания. Исключение, вероятно, составляет район на юго-западе Киргизии, в Чаткало-Кураминской горной системе (рисунок), где, несмотря на обилие на поверхности пород сиалического состава, выявляются крупные положительные гравитационные и магнитные аномалии. Это дает возможность предполагать, что мелачократовое догео-

синклинальное основание залегает близко к поверхности и уходит на большие глубины.

Более сложная и еще недостаточно ясная картина строения догеосинклинального основания имеет место в Южном Тянь-Шане. По мнению Г.И. Макарычева и Г.С. Поршнякова, герцинские геосинклинальные прогибы этой системы закладывались на коре океанического типа [3, 5]. Гранито-гнейсовый слой возник здесь только ко времени завершения геосинклинального процесса [3]. Автор настоящей статьи полагал, что герциниды Южного Тянь-Шаня покоятся на различном догеосинклинальном основании: (гранито-гнейсовом) или меланократовом (базит-гипербазитовом). При этом считалось, что появление меланократовых толщ на уровне дна седиментационных бассейнов связано с растяжением и разрушением в конце докембрия – начале палеозоя более раннего гранито-гнейсового основания [6]. В качестве районов развития меланократового основания были указаны северный склон Туркестано-Алая, западная часть Ферганского хребта, Атбашинский и др. Мысль о наличии гранитного и океанического типов основания под южнотяньшаньскими герцинидами была высказана В.Л. Клишевичем, Е.В. Христовым и А.В. Миколайчуком [7, 8].

Выходы пород меланократового основания известны в ряде районов Южного Тянь-Шаня. Иногда их объединяют в единый гипербазитовый пояс, протягивающийся вдоль границы Срединного и Южного Тянь-Шаня, хотя достоверные данные о таком единстве отсутствуют. В последние годы состав, строение и структура меланократовых серий изучались и описаны Г.И. Макарычевым, Е.В. Христовым, М.П. Христовой [3, 9, 10] и др. В результате изучения было установлено, что в обнажениях меланократовое основание имеет двухчленное строение: нижнюю его часть слагают серпентиниты, серпентинизированные гипербазиты, полосчатые габбро и габбро-амфиболиты, а верхнюю –диабазы, спилиты, зеленые аповулканогенные сланцы, кремни. В верхней части разреза содержаться окаменелости нижнепалеозойского возраста. Е.В.Христов указывает на ряд признаков, свидетельствующих о значительном разрыве во времени формирования нижней и верхней частей разреза меланократового комплекса. В соответствии с распространенными в настоящее время представлениями упомянутые выходы меланократового основания рассматриваются в качестве остатков земной коры палеоокеанов, на которой закладывались эвгеосинклинальные прогибы южнотяньшаньских герцинид [3].

Породы меланократового основания четко выделяются по своим физическим свойствам [11]. Плотность дунитов, гарцбургитов, мерцолитов из низов меланократового основания Майлисуйского района в среднем 2,9 г/см^3 (колебания от 2,67 до 3,1 г/см^3). Близкие значения ее характерны для габбро-амфиболитов (2,9–3,05 г/см^3) и зеленых сланцев (2,94–3,09 г/см^3). Низкой плотностью выделяются серпентиниты – 2,6 г/см^3 в среднем. Высокой магнитной восприимчивостью обладают серпентиниты (до 4000 $\times$ $\times 10^{-6}$ СГС). Переменные, но в целом на 1–2 порядка более низкие, чем у серпентинитов, показатели магнитной восприимчивости наблюдаются у ультрабазитов, габбро-амфиболитов и пород из верхней части разреза меланократового основания.

На магнитных и гравитационных картах, а особенно на аномальных картах гравитационного и магнитного полей и картах, отражающих трансформацию этих полей на разные высоты, породы меланократового основания находят достаточно четкое отражение. Набор упомянутых карт был построен инженерами-геофизиками А.Н. Лобаченко и Г.Г. Маринченко. Карты показывают, что в районах развития меланократового основания обнаруживаются общие высокие положительные значения наблюденного и остаточного полей силы тяжести, на фоне которых располагаются весьма характерные изометрические или неправильной формы положительные аномалии. Многие аномалии совпадают с выходами габбро-амфиболитов и гипербазитов нижней части разреза меланократового комплекса. Положительные аномалии сохраняются при пересчетах на высоты 10 км и более, что свидетельствует о глубоком залегании порождающих их объектов. Наблюденное магнитное поле в целом отрицательное, но на его фоне встречаются положительные аномалии, которые при пересчете на высоту 10 км и более резко ослабляются и исчезают. Геологический смысл картины изменения геофизических полей,

с учетом данных о физических свойствах горных пород, их распространении и условиях залегания, очевидно, заключается в том, что эти поля возникают за счет меланократового догеосинклинального основания. Такое основание в целом имеет большую мощность (> 20 км), но верхняя часть его, богатая высокомагнитными серпентинитами, видимо, не опускается на глубины, существенно превышающие 10 км. Геофизические поля описанного характера не только занимают районы непосредственного выхода меланократовых толщ на поверхность, но и распространяются на площади развития средне-верхнепалеозойских геосинклинальных толщ, а иногда и мезо-кайнозойских отложений. При этом они, как правило, в целом все же тяготеют к таким районам, как бы расширяя их пределы. Поэтому, пользуясь геологическими и геофизическими картами, можно со значительной долей уверенности наметить контуры развития меланократового основания, в том числе и для районов, где оно не наблюдается непосредственно. Схематическая карта распространения гранито-гнейсового и меланократового оснований представлена на рисунке. При рассмотрении рисунка необходимо иметь в виду, что на ней не показаны некоторые крупные глубинные разломы, вдоль которых встречаются отдельные гипербазитовые протрузии (Ичеклетау-Сусамырский, восточное звено Атбаши-Иныльчекского и др.). В то же время эти разломы обычно на том или ином их отрезке бывают тесно связаны с границами районов развития меланократового основания. Возникает естественный вопрос: является ли меланократовое основание герцинид Южного Тянь-Шаня остатком дна палеоокеана, как считают, например, В.С. Буртман и Г.И. Макарычев, или появление его связано с раздроблением и раздвигом глыб докембрийского сиалического основания? В поисках ответа на этот вопрос обратимся к некоторым фактам из геологии Тянь-Шаня.

Давно известно большое сходство разрезов верхних рифей-вендских и нижнепалеозойских толщ, лежащих на гранитах и гнейсах в Чаткало-Нарынской зоне Срединного Тянь-Шаня и на северных окраинах Таримской платформы. Подробные описание и сопоставление разрезов древних толщ названных регионов сделаны В.Г. Королевым [12]. Близость геологического строения Срединного Тянь-Шаня и Тарима особенно наглядно видна в бассейне р. Сарыджаз, где эти структурные зоны разделены только узкой полосой южнотяньшаньских герцинид, которая далее на восток, уже в пределах КНР, "выклинивается". Севернее полосы герцинид в Сарыджазском районе Срединного Тянь-Шаня (хребты Куйлю, Сарыджазский, Терскей) и к югу от нее, на Таримском массиве (долины левых притоков Сарыджаз-Аксу на территории КНР), верхнедокембрийские и нижнепалеозойские толщи трансгрессивно залегают на протерозойских гранитах и гнейсах. Судя по описаниям, приведенным В.М. Синицыным, эти толщи в пределах Китая весьма близки к таковым из Сарыджазского района [13]. Таким образом, на востоке кокшаальские герциниды заключены между двумя очень близкими по геологическому строению древними сиалическими глыбами, с которыми они граничат по глубинным разломам. Естественно считать, что соответствующий геосинклинальный прогиб здесь развился при раздвиге этих глыб.

К юго-западу от рассмотренного района полоса южнотяньшаньских герцинид расширяется. В Атбашинском и Ферганском хребтах местами на поверхность выведены породы меланократового основания, а геофизические поля, ими обусловленные, здесь занимают более значительные площади, которые, однако, заметно меньше общей площади герцинид. Следовательно, меланократовое основание распространено под герцинидами неповсеместно. Частично палеозойские складчатые комплексы лежат на блоках раздробленного сиалического основания, и только в раздвиговых зияниях между ними появляется меланократовое основание. Деструкция и постепенный раздвиг блоков древнего сиалического основания происходили неодновременно в разных районах. Они начались, вероятно, в конце позднего докембрия и продолжались вплоть до среднего палеозоя. Процесс сопровождался неоднократными обильными излияниями базальтовых лав, сосредоточенных в узких прогибах-грабенах и вдоль некоторых крупных глубоких разломов. Геолого-геофизические материалы показывают, что аналогичные соотношения между герцинидами и разными типами догеосинклинального основания

имеются и в южном горном обрамлении Ферганской впадины. Следует только отметить, что для территории Восточно-Алайских дуг этот материал менее представительный, чем для других районов юга Киргизии.

В подтверждение рассмотренных положений о различиях в типах догеосинклинального основания герцинид Южного Тянь-Шаня и его блоковом строении можно привести ряд фактов и соображений, которые из-за ограниченного объема статьи можно только перечислить. В частности, большое разнообразие типов и колебание мощностей разрезов среднего палеозоя, наличие базальтовых серий толеитового и щелочного рядов, присутствие рифтовых фаций осадков, залегающих непосредственно на меланократовом основании [8], расположение массивов позднепалеозойских щелочных гранитов, наличие среди меланократовых пород крупных (до 700 х 400 м) останцов плагиогранито-гнейсов и кислых метаграувакк [11]. Все перечисленное свидетельствует об интенсивной тектонической дифференциации рельефа дна геосинклинального прогиба, разделении догеосинклинального основания на блоки различного состава, различиях в глубинах среды формирования и продвижении к поверхности магматических расплавов.

Районы развития меланократового основания отличаются некоторыми особенностями геологического строения. Так, например, именно в их пределах наиболее широко развиты чешуйчатые и покровные структуры из числа тех, что надежно установлены при детальных геологических съемках. Повышенная степень деформации геосинклинальных толщ и пород основания обусловлена, вероятно, присутствием больших объемов серпентинитов, которые в силу высокой пластичности легко проникают по любым плоскостям дискретности и служат своеобразной "смазкой", облегчающей пластические деформации всей массы горных пород. Интересно, что в таких районах практически отсутствуют проявления гранитоидного магматизма и осадочно-вулканогенные геосинклинальные толщи, лежащие на меланократовом основании, по существу, представляют собой недоразвитый "гранитный" слой. Следует отметить, что в районах распространения меланократового основания сосредоточены практически все наиболее значительные рудопроявления и месторождения сурьмы и ртути. Такие районы отличаются высокой сейсмической активностью, но отсутствием землетрясений больших магнитуд.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геология СССР.* Т. XXV. Кн. 1. Киргизская ССР. ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972, с. 279.
2. *Бакиров А.Б., Королев В.Г.* Возраст древнейших пород Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР, 1979, № 7, с. 143.
3. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978, с. 192.
4. *Бакиров А.Б., Королев В.Г., Киселев В.В.* Земная кора Тянь-Шаня. Состав, становление и развитие. – Изв. АН КиргССР, 1980, № 2, с. 3.
5. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 215.
6. *Кнауф В.И.* Тектоника палеозоид восточной части советского Тянь-Шаня: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук, Ташкент, 1973, с. 41.
7. *Клишевич В.Л.* К вопросу о формировании земной коры в Южном Тянь-Шане. – В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 100.
8. *Христов Е.В., Миколайчук А.В.* О строении и тектонической позиции зеленосланцевых толщ (майлисуйская и канская серии) Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981, с. 133.
9. *Христов Е.В., Христова М.П.* Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса. – Геотектоника, 1978, № 5, с. 72.
10. *Христов Е.В.* О структурном положении Атбашинского метаморфического комплекса. – Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 6, с. 1437.
11. *Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбетов К.* и др. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 75.
12. *Королев В.Г.* Возраст "свиты арчалы" в хр. Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны.– Тр. Ин-та геологии АН КиргССР. Фрунзе, 1957, вып. 9, с. 5.
13. *Синицын В.М.* Центральная Азия. М.: Географгиз, 1959, с. 455.

ЧАСТЬ III

НЕКОТОРЫЕ ДРЕВНИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

УДК 551.243 (235.216)

В.Д. Вознесенский, М.И. Литвак,
Ю.П. Ненашев, К.П. Козловский, В.Л. Курмилев

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАКБАЛЬСКОГО ВЫСТУПА

Макбальский выступ докембрия в западной части Киргизского хребта известен геологам со времени работ В.А. Николаева [1, 2] и в дальнейшем неоднократно служил объектом стратиграфических, петрологических и структурно-тектонических исследований [3–9]. Данные, полученные в последние годы, позволяют по-новому рассматривать тектоническую структуру выступа. Как выяснилось, основу тектонической структуры Макбальского выступа составляет пакет тектонических пластин, сложенных микрокристаллическими и кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами и амфиболитами. Площадь каждой пластины соизмерима с размерами Макбальского выступа, толщина колеблется в пределах нескольких сот метров. Граничные поверхности пластин представлены поверхностями пологих надвигов.

В тектонической структуре каждой пластины ведущую роль играют субизоклинальные, чаще всего лежачие асимметричные складки, генетически связанные с кристаллизационной сланцеватостью. Последняя параллельна крыльям субизоклинальных складок, согласна с общим залеганием поверхностей напластования и с ограничивающими тектонические пластины разрывами. Наиболее крупные субизоклинальные складки, по-видимому, являются результатом перемещения по этим разрывам. Меньшие по размерам складки связаны со второстепенными разрывами, ориентированными согласно с граничными поверхностями пластин, кристаллизационной сланцеватостью и осевыми поверхностями складок. Разрывы и в этом случае, вероятно, первичны по отношению к складкам, которые возникли в результате перемещения пород вдоль поверхностей разрывов. Весь комплекс тектонических пластин, включая пластины, вскрывающиеся по периферии Макбальского выступа и сложенные верхнерифейскими образованиями, пронизан круто- или умеренно крутопадающим кливажом, секущим слоистость и кристаллизационную сланцеватость. С системой кливажных трещин генетически связана система асимметричных умеренно сжатых кливажных складок, наложенных на лежачие субизоклинальные складки. Возникновение этой системы складок обусловлено перемещением микролитонов, ограниченных кливажными поверхностями, в результате чего возникают складки разных рангов – от крупных (с длиной коротких крыльев в 1 км и более) до микроскопических.

Сопряженные с кливажом асимметричные умеренно сжатые складки обычно характеризуются пологим погружением шарниров. В наблюдаемых на дневной поверхности косых поперечных сечениях они выглядят как сильно сжатые, приближающиеся к изоклинальным; на их крыльях и в замках нередко видны косые сечения более ранних субизоклинальных складок. Все это в условиях сильно расчлененного рельефа и преимущественно пологого залегания пород приводит к крайне сложному пространственному распределению пачек на площади Макбальского выступа. Изометричные поля развития той или иной пачки распадаются на полосы (рукава), не выдержанные по ширине, изгибающиеся в плане, с разнообразными по размеру и причудливыми по форме пятнами – участками распространения пород, принадлежащих к соседним пачкам.

Столь же сложную форму имеют на дневной поверхности следы разрывов, ограничивающих тектонические пластины, цепочки амфиболитовых тел.

Дополнительную сложность в тектоническую структуру Макбальского выступа вносят открытые и пологие постскладчатые складки разных рангов. Волнообразные, самые различные по масштабам изгибы поверхностей кливажа можно наблюдать на любом участке Макбальского выступа в горизонтальных и вертикальных сечениях. На детальных картах эти изгибы выражаются постепенным изменением элементов залегания кливажа. Юго-восточное замыкание Макбальского "купола", где происходит смена северо-западного простирания кливажных поверхностей на северо-восточное, может рассматриваться как замковая часть постскладчатой мегаскладки с шарниром, погружающимся к юго-востоку. Еще более крупный изгиб кливажных поверхностей на северо-западном замыкании Макбальского "купола", изгиб, определяющий общую форму всей макбальской структуры, представляет собой "постскладчатую" мегаскладку с шарниром, погружающимся к северо-западу. Северо-западная ориентировка шарниров постскладчатых складок наиболее характерна и хорошо увязывается с существованием кинк-зон и зон трещиноватости (позднего кливажа) северо-западного простирания. При образовании постскладчатых складок претерпели деформацию пакеты кливажных складок, вновь исказились докливажные складчатые формы, произошло некоторое изгибание тектонических пластин. Тектоническая структура Макбала приобрела облик, близкий к современному. Остальные структурные элементы, известные в пределах Макбальского выступа, проявляются как четко дискордантные по отношению к сложнодислоцированному комплексу допалеозойских – нижнепалеозойских образований. Это, во-первых, ордовикские гранитоидные интрузивы, обнажающиеся на юго-западном и восточном флангах выступа; во-вторых, комплекс среднепалеозойских отложений, которые развиты вдоль северного края выступа и с резким азимутальным несогласием перекрывают допалеозойские и обрамляющие выступ нижнепалеозойские образования; в-третьих, крутопадающие разрывы северо-восточного и широтного простирания, наложенные на складчато-чешуйчатую структуру.

Подытоживая все приведенные выше данные, можно определить тектоническую структуру Макбальского выступа как пакет складок-пластин, вначале переработанный в систему кливажных складок, деформирующих поверхности слоистости, кристаллизационной сланцеватости и раннескладчатых разрывов, позднее осложненный постскладчатыми складками, деформирующими поверхности кливажа, позднескладчатые, согласные с кливажом разрывы и все более ранние структурные элементы, а затем несколько нарушенный блоковыми перемещениями по крутопадающим постскладчатым разрывам. Таким образом, мы приходим к существенно иному, чем в схемах предшествующих исследователей, толкованию тектонической структуры Макбальского выступа. В этой связи многие устоявшиеся положения, касающиеся особенностей строения Макбальского выступа, нуждаются в пересмотре.

В свете новых данных разрез макбальского комплекса уже нельзя рассматривать как сравнительно цельный, не нарушенный тектоникой непрерывный разрез нижнепротерозойских образований [10]. Действительно, этот разрез весьма представителен в силу литологического разнообразия слагающих его пачек и относительно большой суммарной мощности отложений, однако в любом пересечении Макбальского выступа геолог имеет дело не со стратиграфической, а с тектонической последовательностью. Разрез макбальского комплекса в пределах Макбальского выступа – это разрез пакета тектонических пластин. Новые данные противоречат укоренившемуся в литературе представлению о простой в основе тектонической структуре Макбальского выступа [5, 7]. Асимметричная, опрокинутая к северо-востоку антиклинального типа складка с осевой поверхностью северо-западного простирания, составляющая, по мнению многих исследователей, костяк макбальской структуры, является антиформой (кливажной мегаскладкой), построенной из тектонических пластин с очень сложной внутренней структурой. В современной тектонической структуре кливажная мегаскладка предстает в сильно искаженном виде вследствие переработки ее постскладчатой складчатостью.

Результаты детальных исследований показывают, что мелкие и микроскопические складки, столь характерные для образований макбальского комплекса [7], являются осложнениями складок шириной в десятки метров; эти складки, в свою очередь, осложняют крылья складок шириной в сотни метров; и наконец, следующий ранг складок представлен складками с поперечником в первые километры. Таким образом, микроскладчатость в породах Макбальского выступа не случайный орнамент на крыльях огромных складок, практически не влияющий на морфологию мегаформ, а закономерное звено в системе складок разных рангов. Можно считать правилом, что мелкие складки в образованиях Макбальского выступа служат поисковым признаком, свидетельствующим о существовании на этом же участке складки, на порядок более крупной. Это правило в равной мере относится ко всем возрастным группам складок – докливажным, кливажным и посткливажным. Совершенно иным представляется теперь относительное значение в тектонической структуре Макбальского выступа круто- и пологопадающих разрывов. Роль последних ранее явно недооценивалась; в качестве главных и второстепенных описывались в основном сдвиги, сбросы и сбросо-сдвиги с крутым наклоном сместителя [7]. Как теперь выясняется, крутонаклонные разрывы и трещины, несмотря на их многочисленность, не оказали серьезного влияния на морфологию макбальской структуры. Определяющими в этой структуре являются разрывы субгоризонтальные, надвигового характера, обусловливающие тектоническое расслоение макбальского комплекса на систему тектонических пластин и мелких тектонических чешуй.

Результаты детального исследования на Макбальском выступе противоречат и недавно опубликованным представлениям о четырех последовательных генерациях изоклинальных складок, сопряженных с кристаллизационной сланцеватостью [11]. Наблюдения свидетельствуют о том, что только наиболее ранние из реально установленных складок (докливажные) изоклинальны или близки к изоклинальным и теснейшим образом связаны со сланцеватостью. В более поздних кливажных складках угол между крыльями в профильном сечении, как правило, не меньше 40–50°, а в посткливажных складках лишь в редких случаях меньше 70°. Таким образом, в тектонической структуре Макбальского выступа каждая последующая возрастная группа складок представлена более открытыми складчатыми формами, что согласуется с общими закономерностями строения сложнодислоцированных комплексов.

Заключая морфологическую характеристику тектонической структуры Макбальского выступа, можно отметить, что в ней четко распознается последовательный ряд структурных парагенезисов, свойственных сложнодислоцированным комплексам. Раннескладчатый структурный парагенезис представлен здесь докливажными складками F_1, крупными (ограничивающими тектонические пластины) разрывами P_1, параллельными осевым поверхностям докливажных складок, второстепенными разрывами P_1, локализующимися внутри пластин, кристаллизационной сланцеватостью S_1, вдоль поверхностей которой нередко развиваются будинаж-структуры. Позднескладчатый структурный парагенезис объединяет кливажные складки F_2, кливаж S_2, позднескладчатые параллельные кливажу разрывы P_2, вдоль которых отмечается некоторое смещение тектонических пластин раннескладчатого структурного парагенезиса. Послескладчатый структурный парагенезис представлен посткливажными складками F_3, которые иногда сопровождаются кливажом S_3. Среди складок F_3 имеются разновозрастные складчатые формы, которые могут быть обозначены как F_3^1, F_3^2 и F_3^3, причем наиболее рельефно выступают складки F_3^2, связанные с кинк-зонами северо-западного простирания. В послескладчатый структурный парагенезис входят также постскладчатые крутопадающие разрывы широтного и северо-восточного направлений и разнообразные по ориентировке, тоже крутопадающие трещины.

Новый взгляд на морфологию макбальской структуры ведет, как следствие, к принципиально новым представлениям об истории ее образования. Исходным положением является представление о существовании в позднем протерозое субгоризонтального, залегающего в нормальной стратиграфической последовательности платформен-

ного (?) комплекса осадочных отложений. Наиболее вероятный возраст этого комплекса – нижний-средний рифей. В разрезе макбальского комплекса трудно найти элементы, которые можно было бы рассматривать вслед за Г.И. Макарычевым [12, 13] как элементы разреза коры океанического типа. Эклогиты и амфиболиты – индикаторы, по Г.И. Макарычеву, океанической коры, – скорее всего, образовались в результате метаморфизма силловых тел платобазальтов – пород трапповой формации [9], естественно входящих в платформенный по своему типу разрез осадочных отложений.

Первый этап – складко- и разрывообразования – привел к формированию раннескладчатого структурного парагенезиса. *Возникновение его объясняется развитием в субгоризонтально залегающем комплексе пород пологих разрывов и относительным перемещением образующихся при этом тектонических пластин. Такого рода процесс, вероятно, охватывает огромный временной интервал и характеризуется непрерывно-прерывистым односторонне направленным движением пластин. При субгоризонтальном перемещении пластин и составляющих пластины мелких чешуй, при наползании их одна на другую, по-видимому, происходило* постепенное изгибание слоев и образование лежачих складок со все более повернутыми и все увеличивающимся по размеру короткими крыльями. В целом этот процесс можно охарактеризовать как субгоризонтальное течение – скалывание [14]. Один из неизбежных его результатов – возникновение кливажа осевой плоскости, который преобразуется при соответствующих условиях давлений и температур в кристаллизационную сланцеватость. Наблюдаемые в пределах Макбальского выступа тектонические пластины некоторое время подвергались интенсивному раздавливанию, о чем свидетельствуют изоклинальная форма складок раннескладчатого структурного парагенезиса (результат расплющивания первоначально менее сжатых складок) и явления будинажа, отчетливо выраженные в пластах кварцитов и магматических телах основного состава (амфиболитах и эклогитах). Чтобы установить время образования пакета тектонических пластин, следует принять во внимание, что гранитоиды караджилгинского комплекса с возрастом 1150±100 млн.лет [15] дискордантны по отношению к ранним складчато-разрывным структурам Макбальского выступа. В связи с этим эпоха зарождения пластин и нагромождения их в виде мощного тектонического пакета может быть определена приблизительно как среднерифейская.

Второй крупный этап складко- и разрывообразования отвечает времени становления позднескладчатого структурного парагенезиса. В течение этого этапа тектонические деформации выражаются прежде всего в процессе тектонического течения – скалывания, происходящего вдоль круто- и пологонаклоненных поверхностей, представленных в современной структуре поверхностями кливажа (S_2). Весь пакет тектонических пластин, вся система лежачих складок преобразуются в ходе нового этапа тектонического течения – скалывания в систему разнопорядковых асимметричных складок с наклонными осевыми поверхностями. Генеральное простирание вновь возникшей системы складок и осложняющих их "вязких разрывов" – запад-северо-западное, соответствующее общему простиранию древних толщ в западной части Киргизского хребта. Существенно, что кливажные складки распознаются не только в докливажных толщах ядра Макбальского выступа, но и в обрамляющих выступ нижнепалеозойских осадочно-вулканических образованиях. В связи с этим возраст кливажных складок и сопутствующих им разрывов позднескладчатого структурного парагенезиса должен быть признан каледонским, скорее всего, позднеордовикским. Таким образом, в предлагаемой схеме структурной эволюции Макбальского выступа раннескладчатый структурный парагенезис сильно оторван во времени от позднескладчатого. Такое решение может оспариваться. В частности, не исключен вариант, при котором раннескладчатый структурный парагенезис тоже должен быть признан каледонским.

Третий этап складко- и разрывообразования соответствует времени становления послескладчатого структурного парагенезиса. Именно в этот период тектонических дислокаций четко проявляется смещение масс в северном направлении, выявленное В.А. Николаевым [2]. Главный структурный мотив – образование крутонаклоненных

кинк-зон, в том числе гигантских, северо-западного простирания, отражающих горизонтальные сдвиговые перемещения блоков в северном направлении. Особенности макбальской структуры (изменения на разных гипсометрических уровнях азимута падения кливажных поверхностей) показывают, что формированию крутых северо-западных кинк-зон должно было предшествовать образование пологонаклоненных кинк-зон, представленных волнообразными, хорошо видимыми в вертикальных сечениях изгибами поверхностей кливажа (складками F_3^1). Эти, первые по времени возникновения, кинк-зоны, несомненно, связаны с позднеордовикскими (таконскими) движениями. Их формирование следует рассматривать как закономерное продолжение кливажной складчатости: плоские кливажные поверхности превращаются в волнообразно изогнутые. Поздние, северо-западные кинк-зоны, выражающиеся складками F_3^2, также, по-видимому, должны быть отнесены к таконской фазе диастрофизма, так как наблюдаемые на Макбальском выступе изгибы докембрийских пачек и изгибы поверхностей кливажа (S_2) резко срезаются герцинскими структурами – вытянутой в запад-северо-западном направлении полосой линейно дислоцированных каменноугольных отложений. Герцинский, а возможно, и более молодой возраст доказан в отношении разрывов северо-восточного простирания. Эти разрывы в ряде мест секут и смещают толщи каменноугольного возраста.

Завершая характеристику тектонической структуры Макбальского выступа, отметим, что противопоставление макбальского купола и зоны линейных структур, вытянутых в северо-западном направлении вдоль р. Кенкол, вряд ли имеет достаточные основания. Можно предположить, что слабо метаморфизованные толщи левобережья р. Кенкол (кенкольская серия), продолжаясь на северо-запад, органически вписываются в дугообразный контур макбальского "купола", слагая не только его периферию, но и центральную часть. Таким образом, перед нами не "купол" и его обрамление, а крупная сигмоидальная структура типа гигантской асимметричной складки, в замковой части которой наиболее ярко проявились процессы дислокационного и термального метаморфизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Николаев В.А.* Щелочные породы Ири-су и западное окончание Александровского хребта. – В кн.: Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюзного съезда геологов. Ташкент, 1928, вып. 1, 24 с.
2. *Николаев В.А.* К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. – В кн.: Тр. III Всесоюз. съезда геологов. Ташкент: Среднеаз. отд. Геол. ком., 1930, вып. 1, с. 107–121.
3. *Медведева И.Е.* О стратиграфии метаморфических толщ Макбальского поднятия в Северной Киргизии. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 5, с. 70–78.
4. *Медведев В.Я.* Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного окончания Киргизского хребта и северного склона Таласского Алатау. – В кн.: Тр. совещ. по унификации стратигр. схем допалеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата; Изд-во АН КазССР, 1960, т. 1, с. 175–182.
5. *Белькова Л.Н., Огнев В.Н.* Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1964. 136 с.
6. *Киселев В.В., Королев В.Г.* Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта. – В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964, вып. 4, с. 3–44.
7. *Киселев В.В., Королев В.Г.* Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. – В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1964, с. 15–34.
8. *Алехин Ю.А.* Стратиграфия и метаморфизм древних толщ Макбальского поднятия. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 113–116.
9. *Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
10. *Белькова Л.Н., Огнев В.Н.* К стратиграфии и тектонике древних толщ Киргизского хребта. – В кн.: Геология Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1981, с. 27–72.
11. *Московченко Н.И.* Разработка структурно-возрастных шкал метаморфических комплексов на основании закономерностей рассеивания структурных элементов и кинетического плана деформаций. – В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978. 151 с.
12. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с. (Труды ГИН АН СССР; вып. 318).

13. *Макарычев Г.И.* Тектоника докембрия западной части Киргизского хребта. – Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1980, т. 55, вып. 1, с. 18–27.
14. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
15. *Киселев В.В., Королев В.Г., Краснобаев А.А.* и др. О добайкальском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта. – Докл. АН СССР, 1974, т. 214. № 2. с. 407–409.

УДК 551.24 (235)

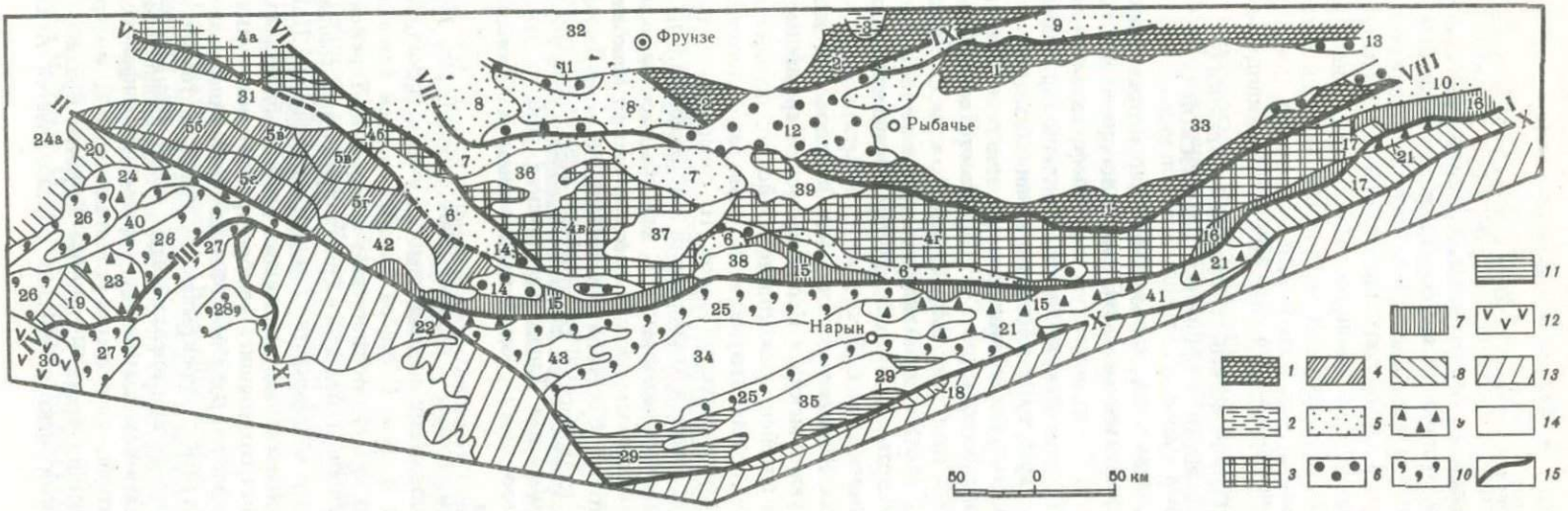
В.Г. Королев, В.В. Киселев, Р.А. Максумова

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ПРЕДЕЛАХ КИРГИЗСКОЙ ССР

Среди опубликованных тектонических карт, включающих территорию Киргизии, макеты для которых составлялись киргизскими геологами, в основном В.И. Кнауфом и В.Г. Королевым, следует упомянуть "Тектоническую карту нефтегазоносных областей Юга СССР м-ба 1:1 000 000", "Тектоническую карту складчатого фундамента СССР м-ба 1:5 000 000", тектонические карты палеозоид и каледонид Казахстана и смежных территорий м-ба 1:1 500 000. В Институте геологии за последние годы в процессе работы над научно-справочным атласом Киргизской ССР была составлена тектоническая карта республики м-ба 1:1 500 000 (отв. ред. В.Г. Королев), а также схема тектонического районирования (рисунок). В статье излагаются основные выводы, вытекающие из рассмотрения и анализа этой карты. При этом мы ограничиваемся территориями Северного Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР.

Северный Тянь-Шань в пределах Киргизии как область каледонской завершенной складчатости включает в себя Муюнкумский и Иссык-Кульский срединные массивы, отличающиеся высоким стоянием архейско-нижнепротерозойского фундамента и прерывистым развитием байкальско-каледонского чехла. Массивы разделяются диагональной Чилико-Кеминской каледонской складчатой зоной. На северо-восточной периферии Муюнкумского массива располагается Агалатасский эпибайкальский прогиб, заполненный образованиями каледонского комплекса. С юга оба массива окаймляются Киргизско-Терскейской системой складчатых зон, в которую входят Макбало-Бурханская зона байкальской складчатости, Сусамыро-Долонская, Кепташ-Джумгальская, Карабалтинская, Джергаланская каледонские складчатые зоны. Юго-западнее этой системы зон располагается своеобразная Таласо-Каратауская зона с завершенным развитием байкальского складчатого комплекса и наложенным каледонским комплексом квазиплатформенного типа.

Иссык-Кульский и Муюнкумский массивы представляют собой блоки Муюнкумо-Наратского массива, разбитого разломами на ряд глыб (Кендыктасская, Актюз-Бо-ординская, Чуйская, Кочкорская и др.). С севера он обрамляется Еременьтау-Чуилийским складчатым поясом, а на юге его ограничивает Центрально-Терскейский глубинный разлом. Фундамент сформирован гнейсами и кристаллическими сланцами архея и нижнего протерозоя, интенсивно и неоднократно гранитизированными. Покров массива неоднороден, составляющие его глыбы разделялись грабенообразными прогибами, в наиболее глубоких из которых сохранились кембро-ордовикские вулканогенные и осадочные толщи. Среди формаций покрова обособлены терригенная, карбонатная, андезит-дацитовая. Опущенные края глыб перекрываются красноцветными молассоидами верхнего ордовика, вулканогенно-континентальными образованиями среднего и верхнего палеозоя. В некоторых блоках сохранились фрагменты рифейского чехла, представленные кварцито-карбонатной, карбонатно-углисто-сланцевой и терригенной кварцитовой формациями. Дислокация чехла – простые крупные брахиантиклинали и моноклинали. В пределах Муюнкумского массива обосабливается Агалатасский



Схематическая карта тектонического районирования Северной Киргизии

1—7 – Каледониды Северного Тянь-Шаня: *1* – срединные массивы: Иссык-Кульский (1), Муюнкумский (2); *2* – эпибайкальский Агалатасский (3) прогиб; *3* – гренвильско-байкальская Макбало-Бурханская складчатая зона с блоками: Макбальским (4а), Ортотау-Учкошойским (4 б), Джумгольским (4 в), Бурханским (4г); *4* – байкальская Таласо-Каратауская складчатая зона с блоками: Узунахматским (5а), Кумыштагским (5б), Курган-Чичканским (5 в), Колбинским (5г); *5* – каледонские складчатые зоны: Сусамыро-Долонская (6), Кепташ-Джумгольская (7), Карабалтинская (8), Чилико-Кеминская (9), Джергаланская (10); *6* – внутренние эпикаледонские депрессии: Чуйская (11), Восточно-Киргизская (12), Текесская (13), Балыктинская (14); *7* – внешние эпикаледонские депрессии: Сонкульская (15), Куйлю-Сарыджазская (16); *8—12* – герциниды Срединного Тянь-Шаня: *8* – выступы дорифейского кристаллического основания: Сарыджазский (17), Атбашинский (18), Кассанский (19), Пскемский (20); *9* – выступы байкальско-каледонского складчатого основания: Джетымтауский (21), Кокийримский (22), Каратерекский (23), Каракасмакский (24), Майдантал-Джебаглинский (24а); *10* – среднегерцинские складчатые зоны: Кавакская (25), Чаткальская (26), Сумсарская (27), Бозбутауская (28); *11–12* – позднегерцинские складчатые зоны: *11* – Джаман-Давонская (29), *12* – Кураминская (30); *13* – герциниды Южного Тянь-Шаня; *14* – мезо-кайнозойские депрессии: Таласская (31), Чуйская (32), Иссык-Кульская (33), Нарынская (34), Атбашинская (35), Сусамырская (36), Джумгольская (37), Сонкульская (38), Кочкорская (39), Чаткальская (40), Верхненарынская (41), Кетменьтюбинская (42), Тогузтороуская (43), Найманская (44); *15* – региональные разломы: важнейшая структурная линия *Николаева (I)*, Таласо-Ферганский (II), Сокурбель-Атойнакский (III), Южно-Кассанский (IV), Ичкелетау-Сусамырский (V), Арамсинский (VI), Каракольский (VII), Центрально-Терскейский (VIII), Чилико-Кеминский (IX), Атбаши-Иныльчекский (X), Карасуйский (XI),

нижнепалеозойский прогиб, заполненный слабо дислоцированным квазиплатформенным кембро-ордовикским комплексом.

Макбало-Бурханская складчатая зона занимает в Киргизо-Терскейской системе осевое положение и может рассматриваться как ее ядро. Основание зоны слагают метаморфические комплексы нижнего протерозоя, а периферические полосы последовательно наращиваются терригенно-карбонатным исседонским чехлом, а затем эвгеосинклинальным комплексом верхнего рифея. По основаниям каждого из структурных этажей прослеживаются региональные несогласия, а в подошве верхнерифейского комплекса фиксируется поверхность пенепленизации и выделяется плащ аркозовых и кварцевых песчаников с фосфатами и глауконитами, сравнимых с фаллаховой формацией. Толщи исседонского этажа прорываются гранитоидными интрузиями с возрастом 1,1 млрд.лет.

Для верхнерифейского этажа характерна спилит-диабазовая формация, ассоциирующаяся с телами габброидов и гипербазитов. Байкальские складчатые движения в зоне фиксируются в конце позднего рифея. Более поздние терригенно-карбонатные, углисто-терригенные и пестроцветные образования содержат в низах верхнерифейскую органику, но отделены от рифейского эвгеосинклинального комплекса поверхностью крупнейшего несогласия, лежат на прорывающих его гранитоидах и байкальскими дислокациями не затронуты. В ряде блоков они залегают прямо на исседонских образованиях, и в этом случае для них характерна брахиморфная тектоника (Ортотау-Учкошайская подзона). Толщи нижнего палеозоя в зоне представлены в структурах пологих мульд и грабенов формациями молассоидов и наземных вулканитов, залегающих на самых различных образованиях рифея. В виде аналогичных фрагментов пологозалегающего чехла выделяются красноцветные конгломераты и кислые вулканиты девона, пестроцветные и пестроцветно-карбонатные толщи карбона.

Каледонские складчатые зоны образуют две прерывистые полосы обрамления по северной и южной окраинам Макбало-Бурханской зоны и надстраивают крылья осевого мегантиклинория. Зоны образованы асимметричными синклинориями со смещенными к северу (в северной полосе) и к югу (в южных зонах) мульдами. Видимым основанием складчатых комплексов являются терригенно-карбонатные толщи верхов рифея?–венда – зоны байкалид. Выше располагается кембрийско-нижнеордовикский ярус, сложенный внизу андезито-базальтовой, затем кремнисто сланцевой, рифогенной и граувакковой формациями. Верхний ярус представлен флишево-молассовыми образованиями среднего и верхнего ордовика (флиш и сероцветная морская моласса).

Дислоцированные толщи венд-нижнепалеозойского структурного этажа прорываются многочисленными интрузиями. Гранитоиды тяготеют к раме обрамления, а габброиды пространственно связаны с вулканитами. Складчатые движения и поднятия конца ордовика приводят к спайке каледонских и байкальских зон, чему немало способствуют интрузии, а также покров ордовикских флишево-молассовых прогибов, выходивших далеко за пределы порождающих их зон и накладывавшихся на смежные структуры, главным образом на срединные массивы. Особое положение занимает Чилико-Кеминская зона, вклинившаяся между Актюз-Боординским и Иссык-Кульским блоками Муюнкумо-Наратского массива. Это грабен-синклинорная структура, переходящая в зону разлома к юго-западу. Она выполнена ордовикскими отложениями двух типов – сокращенным сланцево-карбонатным в южном блоке и мощным песчано-сланцевым с андезитовыми вулканитами в северном. К юго-западу из-под ордовика выходят рифейские толщи с основными вулканитами, свидетельствующие о допалеозойском заложении рифта.

Таласо-Каратауская складчатая зона имеет тектонические ограничения: с севера – Ичкелетау-Сусамырский разлом, с юга – Таласский. Основу байкальской структуры составляет Таласский синклинорий, выполненный сланцево-карбонатными толщами нижнего – среднего рифея, а в ядре – флишевыми терригенными и сланцево-карбонатными толщами верхнего рифея и верхнерифейско-вендскими пестроцветными молассами. Формации рифея миогеосинклинального ряда. Байкальские складчатые движения проявились в зоне очень мощно и стали для нее решающими. Вендские орогенные

образования структурно тесно связаны с карбонатной толщей нижнего палеозоя, сохраняющейся в виде разбитых на блоки пологих моноклиналей. Магматических проявлений мало.

В пределах срединных массивов заключены Чуйский, Балыктинский, Восточно-Киргизский и Текесский эпикаледонские прогибы, которые выделяются в качестве внутренних. Они имеют различные размеры и форму, резко несогласно и независимо наложены на преддевонскую пенепленизированную поверхность. В основании прослеживается прерывистый покров наземных андезитовой, дацит-липаритовой и трахибазальтовой формаций девона, выполняющих вместе с красноцветными молассоидами ранние вулканические депрессии. Верхняя часть (C_1–C_2) представлена эпиконтинентальными, преимущественно красноцветными и пестроцветными с эвапоритами формациями. Кровлю комплекса (C_2–P) слагает красноцветная или сероцветная слабо угленосная формация в сочетании с трахиандезит-базальтовой. Ограничения структур тектонические, причем в краевых разломах концентрируются интрузивные проявления монцонитов, габбро, граносиенитов, сиенитов. Из них наиболее крупный Кызыл-Омпульский.

Периферические прогибы концентрируются вдоль "важнейшей структурной линии" – Сонкульский, Куйлю-Сарыджазский. Они могут рассматриваться как северные крылья прогибов Срединного Тянь-Шаня. Нижний структурный ярус сложен девонской красноцветной молассой, накопившейся в шовных грабен-синклиналях, верхний – пестроцветной карбонатной формацией с эвапоритами. На участках прогибов, где вскрыт лишь нижний структурный ярус, дислокации примитивны. В глубоких частях прогибов формируются асимметричные синклинории с пологими северными и крутыми, до запрокидывания и надвиговых осложнений, южными крыльями. В тыловой части надвигов обычны чешуйчатые структуры и линейные складки. Надвиговые пластины перемещались относительно важнейших линий на север до 10–20 км.

Срединный Тянь-Шань ограничен зонами "важнейшей структурной линии", Атбаши-Иныльчекского, Ферганского и системы Кассанских разломов. В его строении принимают участие толщи дорифейского, венд-нижнепалеозойского и средне-верхнепалеозойского структурных этажей. Основная складчатость – герцинская. Образования дорифейского метаморфического комплекса вскрываются в Сарыджазском, Атбашинском и Кассанском блоках. Вместе с прорывающими их дорифейскими гранитоидами они слагают фундамент древнего массива, на котором с размывом и крупнейшим несогласием полого лежат: порфир-туфовая формация рифея, верхнерифейско-вендская молассa, а затем маломощные (50–400 м) углеродисто-кремнисто-сланцевая, карбонатно-кремнистая толщи кембрия – нижнего ордовика и умеренной мощности флишоидные образования среднего – верхнего ордовика. По-видимому, к этой же категории относится Пскемское поднятие. Движения байкальского тектоно-магматического цикла выразились в несогласии по подошве верхнерифейско-вендского комплекса и формировании вендской молассы. Складчатые движения на границе венда и нижнего кембрия не проявились, но этот рубеж зафиксирован наступившей к этому времени пенепленизацией области с образованием кор выветривания.

Каледонские движения выразились лишь в относительных поднятиях блоков, и в целом миогеосинклинальный комплекс нижнего палеозоя вместе с орогенными образованиями венда выполняет роль чехла (до 2500 м) массива. Толщи герцинского этапа имеют орогенный характер и представлены андезит-дацитовой и терригенной красноцветной формациями. Специфику северо-восточной периферии Кассанского блока составляют красноцветные терригенная и вулканогенная молассы нижнего силура, по-видимому связанные с позднекаледонской складчатостью и поднятиями в Сусамыро-Падшаатинской зоне, здесь не рассматриваемой. На ядро Кассанского блока наложен верхнепалеозойский грабен.

Позднекаледонские складчатые движения в комплексе осадков, очень близких к наблюдающимся в чехле Сарыджазского массива, но более мощных, проявились в *Джетымтауском, Кокийримском и Сандалашском наложенных прогибах.* Суммарная

мощность рифея – нижнего палеозоя в них достигает 10 км. Флишоидные образования ордовика в этих разрезах венчаются пестроцветными молассами, а в основании девона, представленного терригенными красноцветами ("древние красные песчаники"), отмечаются перерыв и угловые несогласия. В результате позднекаледонских движений на базе этих прогибов были сформированы Тахталыкско-Кокийримский, Нарынский и Сандалашский антиклинории. В среднем и верхнем палеозое эти структуры развивались как относительные поднятия, разделявшие герцинские прогибы. Мощность верхнедевонско-нижнекаменноугольного чехла отложений на них колеблется в пределах 90–500 м. Из герцинских складчатых зон выделяются Чаткальская, Кавакская – среднегерцинская и Джамандаванская – позднегерцинская.

Чаткальскую складчатую зону слагают толщи венд-нижнепалеозойского и средне-верхнепалеозойского структурного этажей. Верхний протерозой представлен байкальской молассой "тиллиты". Развиты относительно мощные кремнисто-карбонатные толщи кембрия – нижнего ордовика, на уровне ордовикских флишоидов присутствуют вулканогенно-обломочные породы, а выше средне-верхнедевонских красноцветов развиты мощная толща (до 5000 м) известняков верхнего девона – нижнего карбона, андезитовая формация среднего карбона, красноцветная моласса (до 300 м) верхнего карбона – перми, широко проявлен интрузивный магматизм. Зафиксированы несогласия по подошве и кровле венда, на рубеже силура-девона и перед средним карбоном, т. е. проявлены байкальские, каледонские и среднегерцинские движения, но решающими стали складчатые деформации в начале среднего карбона. В результате сформированы Афлатунский и Западно-Сандалашский синклинории. Структуры отличаются брахиморфностью.

В Кавакской складчатой зоне есть фрагменты разрезов нижнего палеозоя, идентичные Джетымтауским. Углового несогласия между ними и средним палеозоем нет, несмотря на значительный перерыв. Герцинский этаж построен так же, как в Чаткальской зоне, и достигает 7000–7500 м. Вдоль крупных разломов в верхнем карбоне – перми локально развиты вулканиты андезитового состава, в окраинных частях зоны – гранитоидные интрузии. Главная фаза герцинских движений проявилась в начале среднего карбона. Основная структура – Акчеташский синклинорий, в котором сочетаются линейные и брахиморфные складки конседиментационного формирования.

Джамандаванская позднегерцинская складчатая зона выполнена мощной (до 5000 м) карбонатной ($D_3 - C_1$) и флишоидной карбонатно-терригенной (до 4500 м, $C_3 - P_1$) толщами. Последняя трансгрессивно перекрывает на юге докембрийские, а на севере карбонатные среднепалеозойские образования. Складчатая структура – в целом мегасинклинорий с преимущественным развитием линейных складок и продольных разломов – обязана средне- и позднегерцинским движениям, завершившимся в перми.

Проведенное тектоническое районирование региона каледонид Северного и герцинид Срединного Тянь-Шаня и анализ истории становления их структур выявляют следующие характерные черты тектогенеза.

1. Развитие структур начиная с архея – раннего протерозоя отличается значительной длительностью, с прохождением готского, гренвильского, байкальского, каледонского и герцинского тектонических этапов и формированием соответствующих структурных этажей.

2. Формационный состав структурных этажей свидетельствует о многообразии состояний, через которые прошла земная кора региона. Начиная с рифея здесь возможно выделение всех структур, свойственных земной коре континентального типа: платформы, срединные массивы, эв- и миогеосинклинали, орогены, разнообразные эпискладчатые "наложенные" структуры.

3. Структуры фанерозойского этапа формируются с позднего рифея. Отчетлива тенденция к последовательному, от этапа к этапу, их усложнению.

4. Складчатые движения каждого из этапов проявлялись не строго одновременно и по-разному, в соответствии с формационным заполнением структур, так же как и магматическое сопровождение.

5. Неоднократные проявления складчатых движений и всех форм магматизма в рифейско-палеозойской истории региона не приводили к его кардинальной структурной перестройке, менялся, по существу, лишь тектонический режим в блоках, границы которых унаследовано сохранялись на протяжении всей доступной для анализа истории.

6. Последовательность смены тектонических режимов в блоках закономерна и при индивидуальных особенностях каждой из конкретных структур подчиняется общей для региона крупной зональности. Столь же закономерно и латеральное распределение зон. Структурный ряд: стабильная масса с орогенным вулканическим поясом и квазиплатформенными структурами наложенных прогибов – миогеосинклиналь – эвгеосинклиналь – выдерживается на всех тектонических этапах фанерозоя.

7. Существует прямая взаимосвязь процессов седиментации, магматизма и складчатости и их зависимость от структурного состояния коры, испытывающей закономерные изменения.

Обнаруживается ряд особенностей, требующих изучения и анализа. Особой проблемой представляется разграничение формационных рядов орогенных комплексов: а) послескладчатых и б) независимых, "дейтероорогенных" структур, сравнимых по рангу с геосинклинальными. То же можно сказать о формационных комплексах чехлов срединных массивов и палеоплатформ, которые могут дать ценнейшую информацию о начальных, самых трудных для изучения стадиях развития наложенных структур. Дальнейшего изучения заслуживают докембрийские этапы развития Тянь-Шаня, во многом совершенно своеобразные. Требует специального исследования вопрос о сравнимости палеозойских и верхнерифейских эвгеосинклинальных комплексов с океаническими, поскольку вмещающие их структуры Северного Тянь-Шаня сформированы на коре континентального типа.

ЧАСТЬ IV

ГЕРЦИНСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

УДК 552.3 (575.3)

Р.Б. Баратов, С.И. Щукин

К ПРОБЛЕМЕ ГЕОТЕКТОНИКИ ГРАНИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)

Закономерности эволюции магматизма в крупных тектонических поясах планетарного и регионального масштабов в настоящее время изучены хорошо, что позволило обосновать пространственно-временное положение в них магматических формаций. При тектоно-магматическом анализе подвижных поясов обычно рассматривается выявление сопряженности тел магматитов тех или иных формаций с определенными тектоническими режимами [1,2]. При этом мало уделяется внимания установлению роли магматических тел и порядков. Обширные структурно-геологические материалы однозначно подтверждают взаимообусловленность процессов формирования магматических тел и тектонических элементов. В этом отношении существенный интерес представляют структуры, развивающиеся в ареалах распространения гранитоидных тел в геосинклинально-складчатых областях. Одними из интересных в рассматриваемом аспекте территорий являются фанерозойские геосинклинально-складчатые области Средней Азии, в которых становление крупных гранитоидных плутонов происходило синхронно с ростом гранитного слоя земной коры. В связи с этим на определенных этапах развития того или иного региона гранитообразование становится ведущим фактором тектонического развития крупных блоков земной коры. В целом соотношение гранитообразования и тектонических процессов в эволюции геосинклинально-складчатых областей претерпевает сложные трансформации, что довольно отчетливо выявляется при анализе пространственно-временных особенностей развития гранитоидного магматизма в Южном Тянь-Шане.

В процессе развития геосинклинально-складчатой области Южного Тянь-Шаня полностью завершился один палеозойский цикл магматизма от раннегеосинклинального до позднеорогенного сводово-глыбового включительно. В этом магматическом цикле гранитообразование протекает в ряде последовательных этапов, приурочиваясь к рубежам смены тектонических режимов.

Наиболее ранними гранитоидами являются образования габбро-плагиогранитовой формации, проявившейся на рубеже смены раннегеосинклинального режима инверсионным в ранне-среднекаменноугольное время и отчасти в позднем девоне. Плагиогранитовый магматизм начался в условиях зарождения эвгеоантиклинальных поднятий (частной инверсии) и островодужных структур, обусловивших возникновение зон растяжения и разуплотнения вещества в очагах генерации базальтовой магмы. В зонах растяжения создавались благоприятные условия для дифференциации базальтовой магмы с обособлением кислых дериватов плагиогранитового состава. Таким механизмом образования плагиогранитовой магмы хорошо объясняется тесная пространственная сопряженность массивов плагиогранитов с вулканитами диабаз-кератофир-спилитовой формации. При зарождении плагиогранитового магматизма ведущее значение принадлежит тектоническим факторам, определявшим возникновение блоков разуплотнения вещества в очагах генерации базальтовой магмы. В приповерхностных уровнях этих блоков разуплотнения тектонические деформации проявились в виде серии разрывных структур растяжения. Это преимущественно рои линейных тре-

щин отрыва, выполненных дайковыми телами альбитофиров и плагиогранитпорфиров. Структуры растяжения типа камер развивались обычно в шовных зонах сквозькоровых глубинных разломов (Богаинского, Букантау-Южноферганского), в которых размещены все известные батолиты плагиогранитов.

Геосинклинальный плагиогранитовый магматизм без значительного перерыва сменяется батолитовым гранитообразованием инверсионно-раннеорогенного этапа, когда в средне-позднекаменноугольное время и в ранней перми формировались все основные крупные тела гранитоидов Южного Тянь-Шаня. Инверсионно-раннеорогенное гранитообразование становится региональным процессом в западном и центральном секторах Южного Тянь-Шаня. Возникновение обширных ареалов гранитообразования обусловлено, вероятно, зарождением ряда крупных очагов генерации гранитоидной магмы в самом "гранитном" слое, термодинамический режим которого был существенно нарушен под воздействием фронта эвгеосинклинального магматизма. В инверсионно-раннеорогенный этап происходило также разрастание "гранитного" слоя за счет осадочно-метаморфической оболочки. Видимо, к концу орогенного этапа в Южном Тянь-Шане "гранитный" слой в главных своих структурно-морфологических чертах и петрохимических составах приобрел близкое к современному состояние. Становление "гранитного" слоя в Южном Тянь-Шане происходило неоднородно. Сопоставление разрезов земной коры Южного Тянь-Шаня отчетливо показывает изменения мощностей как "гранитного", так и "базальтового" слоя [3, 4].

Эти изменения в строении земной коры Южного Тянь-Шаня особенно четко проявлены в латеральном направлении (от северо-западных областей к юго-восточным). В горах Султан-Уиздаг мощность коры (Мк) составляет 40 км, "гранитного" слоя (Мг) 20 км, "базальтового" (Мб) 20 км (Мг/Мб = 1); в горах Тамдытау Мк = 38 км, Мг = 15 км, Мб = 23 км (Мг/Мб = 0,65); в горах Южный Нуратау (юго-восточные отроги), Мк = 45 км, Мг = 15 км, Мб = 30 км (Мг/Мб = 0,5); в Гиссарском хребте (перевал Анзоб) Мк = 56 км, Мг = 26 км, Мб = 30 км (Мг/Мб = 0,87); в Алайском хребте (по профилю Памирской автотрассы) Мк = 30 км, Мг = 15 км, Мб = 15 км (Мг/Мб = 1). Исследованиями последних лет установлена также латеральная петрографическая неоднородность "гранитного" слоя. В его составе в ряде мест (в горах Тамдытау, в Восточном Алае) выделен "диоритовый" подслой. При этом в Восточном Алае "диоритовая" и "гранитовая" составляющие занимают почти одинаковый объем (7 и 8 км по разрезу).

Приведенные данные подтверждают представления о существенном преобразовании и росте "гранитного" слоя Южного Тянь-Шаня в инверсионно-раннеорогенный этап. Сопряженно с процессами преобразования "гранитного" слоя происходит становление гранитоидных тел, связанных непосредственно с "гранитным" слоем и характеризующихся сложной морфоструктурой и различной удаленностью от этого слоя. Основными телами гранитов, ответвляющимися от "гранитного" слоя, становились воздымающиеся гранитные "хребты" с резко расчлененным рельефом. С гранитными "хребтами" связано образование крупных интрузивных аллохтонных тел и пластин полигенно-метасоматических гранитоидов. В Южном Тянь-Шане можно выделить серию ветвящихся гранитных "хребтов" (плутонов) – Бухаро-Гиссарский, Кугитанг-Байсунский, Гиссарский, Зеравшано-Алайский. В современных структурах наиболее полно вскрыты лишь тела гранитоидов Гиссарского плутона, а большинство тел других плутонов размещается в более глубоких горизонтах и относится к разряду скрытых геологических тел. Таким образом, в верхней части гранитных "хребтов" отдельные тела гранитоидов имеют многоярусное размещение. Это подтверждается также последними данными, полученными при изучении домезозойского фундамента Южного и Срединного Тянь-Шаня [5, 6]. Несомненный интерес представляет также выявление И.Л. Нерсесовым и Л.С. Чепкунасом [7] слоя волновода в Гармском массиве. Установленный ими волновод практически должен совпадать с гранитным слоем, резко воздымающимся к западу (к Гиссарскому плутону) до глубин 12±2 км при одновременном увеличении мощности от 9 до 16 км. Приведенные материалы подтверждают наличие

непосредственной связи Гиссарского плутона с гранитным слоем. Развитие гранитоидных тел в виде протяженных гранитных "хребтов" с серией воздымающихся куполов известно и в других регионах. Оно отмечается в Каракоруме и Гиндукуше [8], Юго-Западной Англии [9] и герцинидах Западной Европы.

Формирование крупных гранитных "хребтов" (плутонов) явилось решающим фактором тектонической перестройки больших блоков земной коры с развитием в них структурных элементов различных типов и порядков. К таким структурным элементам, развивающимся сопряженно со становлением гранитных плутонов, могут быть отнесены кордильеры, флишевые впадины, гранито-гнейсовые купола, линейные блоки растяжения и дислокационные нарушения. Флишевые впадины большей частью возникали вдоль границ плутонов в полосе резкого погружения их кровли, они прослеживаются на больших расстояниях вдоль гранитных плутонов. Флишевыми впадинами трассируются также скрытые плутоны, что дает возможность установить их пространственное положение. Примером такого пространственного сочетания скрытого плутона и надинтрузивных флишевых впадин может быть Зеравшано-Алайский плутон, выраженный в современных структурах серией батолитов – от Каратюбинского до Ачикалминского.

С инверсионно-раннеорогенным гранитообразованием связано формирование жестких блоков – гранито-гнейсовых куполов. К тектоническим блокам такого типа в Южном Тянь-Шане относятся Байсунский, Гармский и Сохский гранито-гнейсовые купола, являющиеся полихронными структурами. Зарождение гранито-гнейсовых куполов началось в раннегеосинклинальных условиях в связи с интенсивным проявлением плагиогранитового магматизма инъекционного типа. В инверсионно-раннеорогенный этап под воздействием тонкого инъекционного внедрения известково-щелочной гранитной магмы в карбонатно-терригенные толщи продолжался рост куполов с образованием палингенно-метасоматических мигматитов. К концу раннеорогенного этапа завершается в основном формирование гранито-гнейсовых куполов с превращением их в жесткие консолидированные массивы. Такой механизм зарождения жестких блоков был характерен и для крупных аллохтонных гранитоидных тел. В этом случае обычно формировались локальные блоки мигматизированных пород, приуроченные к участкам осложнения морфологии контактовых зон; размеры локальных гранито-гнейсовых блоков редко достигают 1–3 км^2. В качестве примера такого блока можно отметить Болошарский, находящийся на восточном фланге Комсомолабад-Канязского батолита.

Инверсионно-раннеорогенные аллохтонные гранитные массивы сопровождаются полосами деформированных, сложноскладчатых осадочно-вулканогенных толщ. Морфология складок часто меняется по простиранию контактовой полосы. Вдоль крутых контактов плутонов стратифицированные толщи резко изгибаются в крутонаклонные моноклинальные пакеты, а в эндо-, экзоконтактовых полосах развиваются крутопадающие разрывы с зонами катаклаза. На участках пологих контактов плутонов обычно проявлены системы сжатых изоклинальных складок и надвиги с пологим падением сместителей. Как подчеркивает А. Баддингтон [10], интенсивное развитие дислокационных структур связано с гранитными плутонами эпизоны и мезозоны (до глубин 8–10 км).

Кровли плутонов имеют весьма расчлененный рельеф и часто образуют обширные глубокие провесы площадью до нескольких сот квадратных километров. В этих провесах вмещающие породы смяты в складки различных типов. Особо следует подчеркнуть большую роль гранитных плутонов в развитии надвиговых разрывов. Надвиги интенсивно проявлены вдоль северного контакта Гиссарского плутона, где карбонатно-сланцевые толщи палеозоя разбиты многочисленными надвигами на сложные системы тектонических чешуй. Возникновение таких надвигов и тектонической смеси чешуй было обусловлено, скорее всего, гравитационным соскальзыванием массивных блоков карбонатных пород в пластичных сланцевых толщах при воздымании кордильер над фронтом инъекции больших масс гранитной магмы. Во многих случаях

наблюдается резкое возрастание интенсивности дислокаций и динамометаморфизма вблизи контакта с гранитным массивом. Причем максимальная ширина этой дислокационной полосы и наиболее четко выраженная односторонняя вергентность с образованием систем пологих надвигов наблюдаются в местах пологонаклоненных контактов, где ширина зоны структурообразующего влияния плутона превышает десятки километров [11, 12]. Сопряженность процессов становления инверсионно-раннеорогенных гранитных плутонов и структурообразования не является случайным сочетанием, а связана с большой механической активностью инъекций гранитной магмы. В этом случае метаморфические и магматические процессы в верхних слоях земной коры – не следствие, а первопричина верхнекоровых деформаций: общего сжатия, складкообразования, сдвиговых разрывов.

Батолитовые гранитообразования непосредственно (практически без существенного перерыва) сменяются гранитоидным магматизмом средне-позднеорогенных стадий, проявившимся в течение всего пермского периода. В это время формы и интенсивность гранитообразования определяются активизацией тектонических дислокаций в зонах сквозькоровых глубинных разломов, способствовавших инъекции магмы в близповерхностные камеры и проявлению вулканизма. Средне-позднеорогенные массивы гранитов формируются в структурах общего растяжения, испытавших максимальные напряжения в верхнекоровых слоях, поэтому для них характерна связь с вулканическими процессами. Тектонические воздействия этих гранитных массивов на вмещающие толщи на несколько порядков меньше, чем при становлении инверсионно-раннеорогенных плутонов, и отражаются в развитии локальных дислокационных структур, преимущественно разрывов растяжения.

Последний этап гранитообразования в Южном Тянь-Шане совпадает по времени с режимом сводово-глыбовых дислокаций, завершающих позднегеосинклинальный орогенез в поздней перми – раннем триасе. В этот этап в консолидированных массивах гранитоидов и в их обрамлении возникают многочисленные линейные разрывы растяжения с инъекцией дайковых и субвулканических тел гранитоидов порфировых фаций, а в проницаемых зонах сквозькоровых глубинных разломов и антитянь-шаньских структур растяжения развиваются малые интрузии щелочных гранитов и сиенитов. В сводово-глыбовый этап происходит активная перестройка плана дислокационных деформаций с усилением антитянь-шаньских напряжений растяжения, что привело к инъекции щелочных и основных магм из более глубоких остаточных очагов, находившихся, вероятно, на границе "гранитного" и "базальтового" слоев.

При региональных прогнозно-металлогенических исследованиях наряду с гранито-гнейсовыми куполами особый интерес представляют и протяженные линейные блоки растяжения, возникавшие сопряженно с внедрением гранитных куполов. В Южном Тянь-Шане купола гранитоидов довольно интенсивно воздымались в орогенный этап в позднем карбоне – ранней перми при продолжающемся росте гранитных хребтов [13]. Ориентированное размещение гранитоидных тел вдоль субширотных осей позволяет выделить в Зеравшано-Гиссарской горной области три блока растяжения, трассирующиеся малыми купольными телами адамеллитовой, реже лейкогранитовой и щелочно-гранитовой формаций. Наиболее протяженная ось растяжения (450 км) следует вдоль шовной зоны Зеравшанского сквозькорового разлома – от Зирабулак-Зиаэтдинских гор до Восточного Алая; в 15–20 км южнее следует второй субширотный блок растяжения длиной около 250 км. Третий линейный блок растяжения вновь совпадает с шовной зоной сквозькорового разлома (Главный Гиссарский) [13]. Инъекционные блоки растяжения были наиболее проницаемыми структурами для миграции растворов и инъекции магм. Практически они сопоставимы с зонами региональных рудоконцентрирующих разломов, в связи с чем установление конкретных блоков растяжения отмеченного типа имеет несомненное прогнозно-металлогеническое значение.

При формировании структурных элементов большое значение имеет эффект срастания гранитных тел в крупные плутоны – "хребты" [14–16]. Как отмечалось нами ранее

[14], площадь Гиссарского плутона, оконтуренная с учетом его скрытых частей, составляет 11 600 км². При этом в современных структурах Гиссарский плутон представляется как тело, состоящее из 76 сросшихся массивов различных морфоструктурных типов. Срастание отдельных гранитных тел происходит на разных глубинах, вероятно до 10–12 км [9]. Это срастание обусловливает интенсивные дизъюнктивные и пликативные дислокации во вмещающей раме с перемещением деформированных блоков сжатия и растяжения на значительные расстояния.

Один из интересных аспектов тектоники гранитов – характер развития трещин отдельностей. Изучение плана их развития показывает, что они в большинстве гранитных массивов в процессе их консолидации развиваются анизотропно. Например, в Южно-Варзобском и Комсомолабад-Канязском батолитах, вытянутых в северо-западном направлении, наибольшую плотность развития имеют трещины отдельности субмеридиональной ориентировки, а в Западно-Гиссарском, Северо-Варзобском и Обигарм-Рамитском батолитах преобладают трещины диагональных систем. Плоскости трещин отдельностей в последующем унаследовались разрывами типа диаклаз и сколов. При этом к диаклазам обычно приурочены дайковые тела, а к сколам – гидротермалиты. *Сколовые разрывы, следуя вдоль определенной системы трещин отдельностей, отклоняются* от них прерывисто под малыми острыми углами. Напряжения деформации, возникающие при развитии трещин отдельностей в гранитных телах, передаются также во вмещающие породы, в которых проявляются диаклазы сходной системы. Последние имеют существенное значение для локализации оруденения грейзеновых и высокотемпературных гидротермальных формаций. В заключение считаем необходимым еще раз подчеркнуть, что процессы становления гранитных тел активно воздействуют на вмещающую среду, создавая в ней структурные элементы различных типов и масштабов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, 230 с.
2. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
3. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии/Отв. ред. И.Х. Хамрабаев. М.: Наука, 1977. 212 с.
4. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана/Отв. ред. М.М. Кухтиков. Душанбе: Дониш, 1981. 284 с.
5. *Ахмеджанов М.А., Борисов О.М.* Тектоника домезозойских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977, 184 с.
6. *Фузайлов И.А.* Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1977. 144 с.
7. *Нерсесов И.Л., Чепкунас Л.С.* Совокупность признаков, определяющих наличие волновода в земной коре Гармского района Средней Азии. – Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2, с. 323.
8. *Дезио А., Марусси А.* О геотектонике гранитов Каракорума и Гиндукуша.–В кн.: Тр. XXI Междунар. геол. конгр. М.: Мир, 1964, вып. III, с. 198.
9. *Ботт М., Халдер А., Лонг Р., Лукас А.* Структура земной коры под гранитными массивами Юго-Западной Англии. – В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 74.
10. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 107 с.
11. *Баратов Р.Б., Щукин С.И.* Взаимосвязь гранитообразования и тектоники (на примере Южного Тянь-Шаня). – В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии: (Материалы Среднеаз. тектон. совещ., 9–12 июня 1981, Душанбе). Душанбе: Дониш, 1981, с. 9
12. *Портнягин Э.А., Павлов В.И., Ковальчук И.А.* Южно-Гиссарская магматогенная зона. – В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, с. 97.
13. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968. 298 с.
14. *Баратов Р.Б., Щукин С.И.* Строение Гиссарского плутона. – Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1980, № 4 (78), с. 23.
15. *Исамухамедов И.М., Лосев Н.А., Купченко П.Д.* и др. О батолитах. – Науч. тр. Ташк. ун-та, 1970, вып. 358, с. 28.
16. *Раген Э.* Геология гранита. М.: Недра, 1979. 330 с.

УДК 551.24 (235.216)

Г.С. Поршняков

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР РАЗЛИЧНЫХ СЕГМЕНТОВ ГЕРЦИНИД ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

К Южному Тянь-Шаню обычно относят систему горных хребтов, ограниченную на севере Ферганской и Нарынской впадинами, а на юге – Таджикской, Чон-Алайской и Таримской депрессиями. Географически это единая горная система, созданная новейшей активизацией. Но герцинские структуры, слагающие эту область, хотя и завершили геосинклинальное развитие в конце палеозоя, принадлежат к различным подвижным поясам: Урало-Монгольскому (северная, Нуратинско-Кокшаальская часть горных сооружений Южного Тянь-Шаня) и палео-Тетису (южная, Зеравшано-Восточноалайская его часть). На восточном продолжении, где между указанными поясами вклинивается Таримская платформа, а также на западе, в районе Устюрта, где эти пояса резко расходятся, полная обособленность их не вызывает сомнения. Но на участке между Сулутерекским массивом и Устюртом герцинские структуры обоих поясов соприкасаются вплотную и установить границы между ними не так просто [1–3]. По современным данным [4], эта граница в виде зоны встречных надвигов (бара) протягивается вдоль южного подножия Южного Нуратау, через верховья Санзара, осевую часть Алайского хребта, Кульгеджелинский и Кипчальминский антиклинории к Сулутерекскому массиву. Поэтому было бы рационально к герцинидам Южного Тянь-Шаня относить только северную (Нуратинско-Кокшаальскую) часть этих структур, ограничивая их с юга указанной зоной встречных надвигов, а с севера – Южноферганско-Атойнакским швом [5].

Группа геологов Ленинградского университета, в состав которой входили, кроме автора данной статьи, Ю.С. Бискэ, А.В. Яговкин, В.Л. Клишевич, Ю.А. Талашманов, С.Е. Зубцов и др., изучала герциниды Южного Тянь-Шаня почти на всем их протяжении – от гор Ауминзатау до Сарыджаза (около 1,5 тыс. км), что позволяет обсудить общие черты строения этой складчатой области и особенности отдельных ее сегментов. Расчленяя герциниды Южного Тянь-Шаня на четыре сегмента (Кызылкумско-Мальгузарский, Алайский, Ферганско-Атойнакский и Кокшаальский), надо отметить условность этого деления, отсутствие на границах сегментов "длительно развивающихся глубинных разломов", столь часто постулируемых, постепенное или эпизодическое их обособление. Границы Алайского сегмента могут быть лишь приблизительно намечены в бассейнах рек Ок-су на западе и Тар на востоке. Таласо-Ферганский разлом, отсекающий восточный сегмент, появился только на завершающих этапах герцинского тектогенеза. На стадии геосинклинального осадконакопления (особенно в девоне), как это показано в статье Ю.С. Бискэ, помещенной в данном сборнике, на всем протяжении Тянь-Шаня можно проследить сравнительно постоянный ряд формационных типов геосинклинальных комплексов, выдержанных в общих чертах по простиранию и скачкообразно меняющихся вкрест простирания. Фациальное сегментирование по простиранию при этом намечается в виде плавных изменений, далеко не всегда совпадающих с указанным выше расчленением.

Крупные тектонические структуры герцинид Южного Тянь-Шаня, несмотря на чрезвычайную сложность, удивительно однотипны на всем протяжении (рис. 1): зная строение Охинско-Талдыкского синклиналоида, например, можно применять эти знания для расшифровки строения Чакыркорумского, Джангджирского или Тамдинского синклиналоидов. К сожалению, эта возможность слабо использовалась, ибо различные районы изучались разными коллективами, каждый из которых шел своим путем. Однотипность крупных герцинских структур Южного Тянь-Шаня выражается не только в сходстве их форм, но и в последовательности этапов образования. Однотипность структур – важная черта тектоники рассматриваемой области. Структурные особенности отдельных сегментов отступают на второй план перед единством плана их строения.

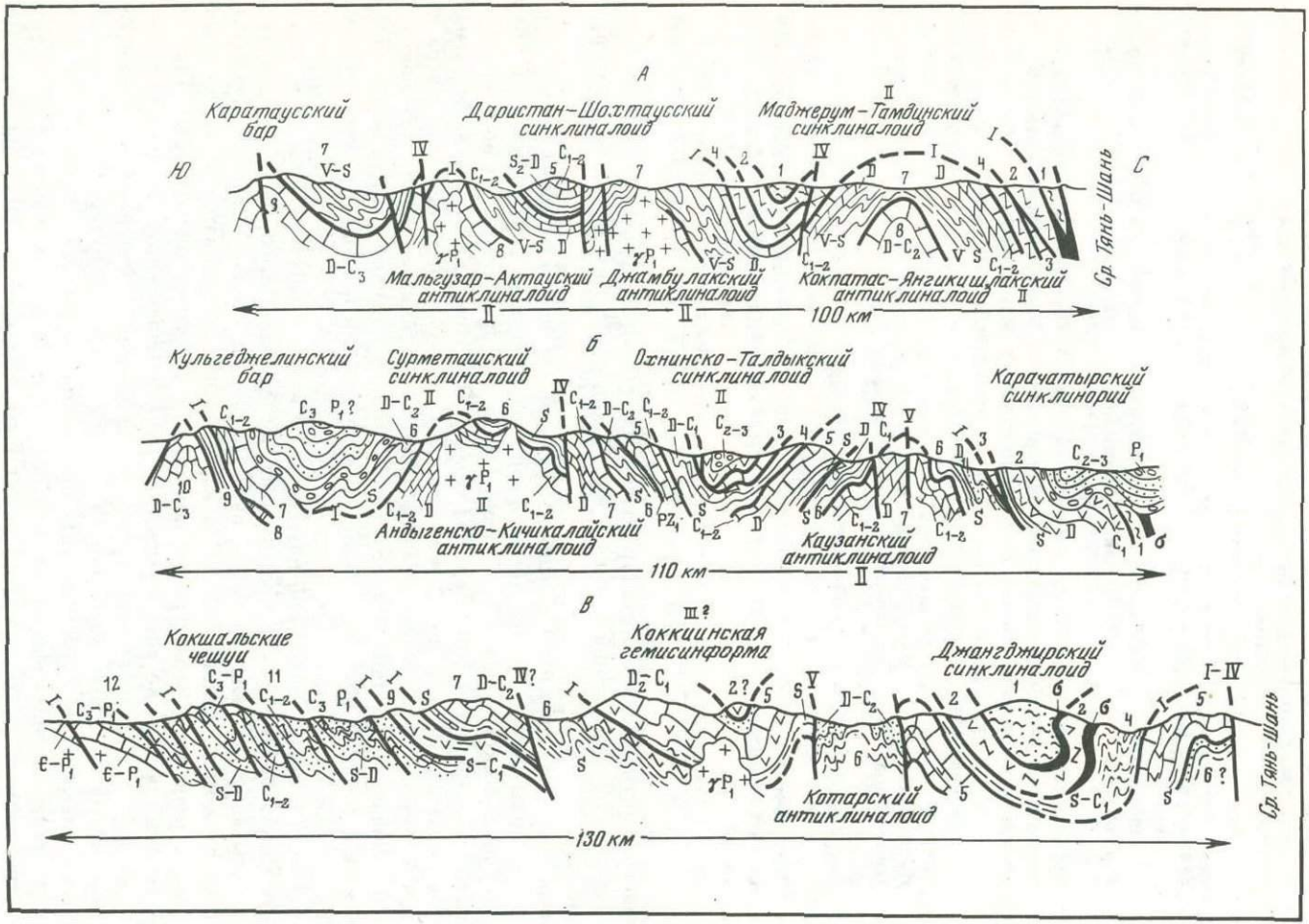
Сопоставление герцинских тектонических покровов различных сегментов Южного Тянь-Шаня

№ покрова	Формационный тип геосинклинального комплекса	Сегменты Южного Тянь-Шаня			
		Кызылкумско-Мальгузарский	Алайский	Атойнакско-Ферганский	Кокшаальский
1	Вулканогенно-терригенный	Маджерумский	Канский	Майлисуйский	Балыктинский
2	Вулканогенный	Фаришский	Киргизатинский	Каракорумский	Джангджирский
3	Карбонатный	Егербельский	Катранбашинский	Окджатпесский	Чирмашский
4	Кремнистый	Сангрунтауский	Ташатинский	Сересуйский	Кенсуйский
5	Карбонатный	Меришкорский	Актурский	Баубашатинский	Уланский
6	Кремнисто-терригенный	?	Чаувайский	Кугартский	Карачукурский
7	Известняково-доломитовый	Койташский	Алайский	–	Борколдойский
8	Известняковый	Мальгузарский	Аугульский	–	–
9	Известняково-сланцевый	Арглинский	Кочкарчинский	?	–
10	Известняковый	?	Кульгеджелинский	–	–
11	Терригенный	–	–	Яссинский	Кокшаальский
12	Сланцево-известняковый	–	–	Кипчальминский	Джангартский

Сопоставление региональных структур различных сегментов проведем, выделяя пять этапов герцинских деформаций и имея в виду скольжение этих этапов во времени и пространстве.

Первый этап (шарьирование) – наиболее важный. Он длился от конца раннего карбона до середины перми. За это время фронт шарьирования переместился от края Срединно-Тяньшаньского массива до окраин Таримской платформы (на востоке) или до Кульгеджелинско-Санзарского бара (на западе). При этом в каждом из выделяемых сегментов образовалось от 8 до 12 тектонических покровов, надвинутых с севера на юг и резко отличающихся формационным составом геосинклинального, особенно девонского, комплекса (см. таблицу). Результаты первого этапа деформации можно представить в виде великой Южно-Тяньшаньской моноклинали падающих к северу покровов. Как готовое целое эта моноклиналь не существовала, ибо, когда фронт шарьирования достигал в перми Таримской платформы или заменяющей ее зоны бара, тыловая часть пакета покровов уже претерпевала последующие деформации, но все они уже накладывались на мощный пакет, включающий по крайне мере 3–4 пластины.

Во всех сегментах Южного Тянь-Шаня вертикальная последовательность формационных типов разрезов ("стратиграфия покровов") сохраняет общие черты. Так, например, верхний покров во всех сегментах – вулканогенно-терригенный (зеленосланцевый), второй – вулканогенный, третий – карбонатный, четвертый – кремнисто-сланцевый, пятый – вновь карбонатный, шестой – кремнисто-терригенный и т. д. По наличию относительно глубоководных кремнистых формаций с пелагической фауной, присутствию основных эффузивов, появлению гипербазитов или даже офиолитовых комплексов верхние шесть покровов могут быть отнесены к эвгеосинклинальной зоне, хотя позиция карбонатных (преимущественно рифогенных массивов среди них пока не может быть оценена однозначно (рис. 2). Ниже (и южнее) расположенные покровы, сложенные осадочными толщами и объединяемые в миогеосинклинальную зону, не имеют сквозного распространения через все сегменты, и сопоставление



Р и с. 1. Геологические разрезы различных сегментов Южного Тянь-Шаня

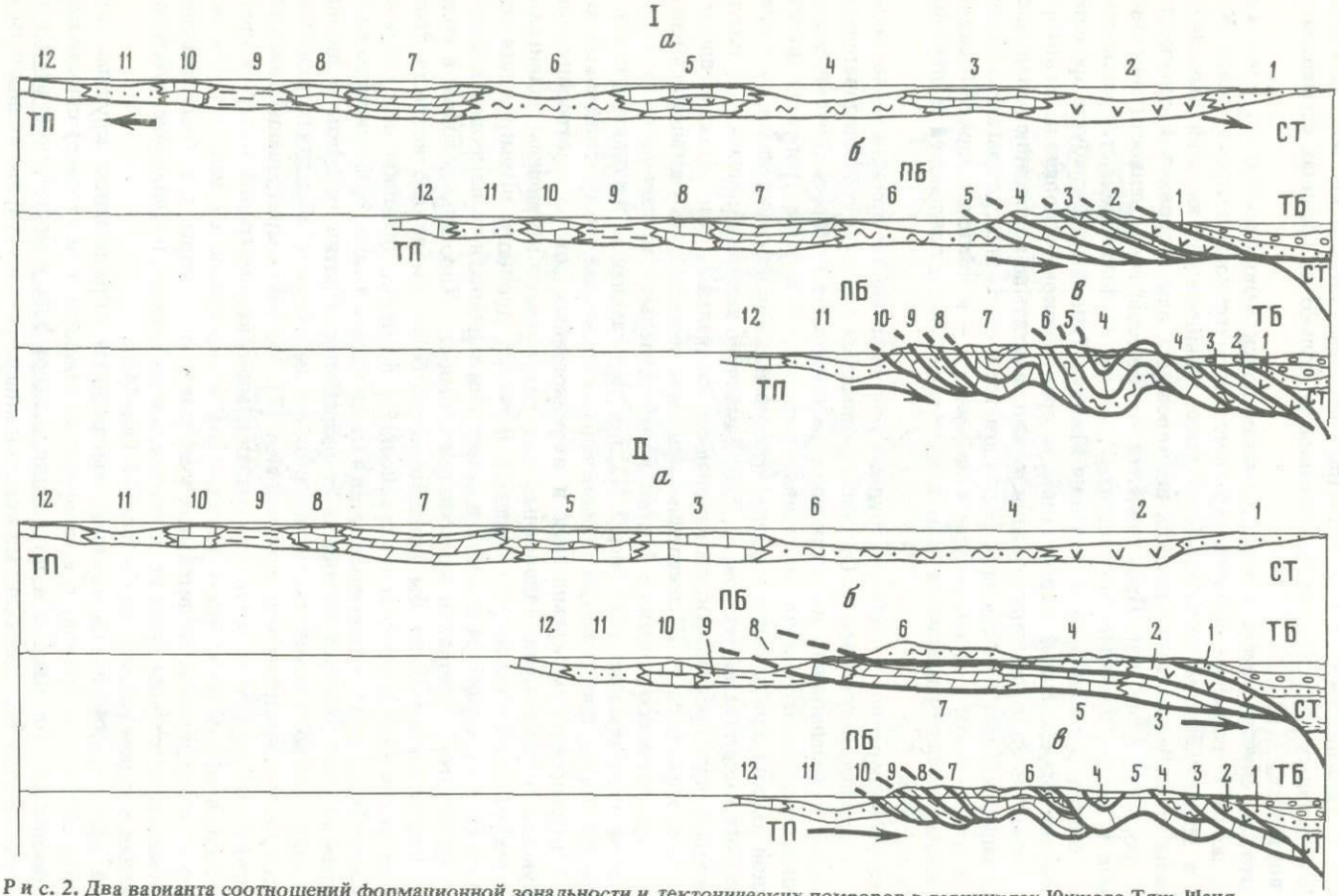
А – Кызылкумский сегмент, *Б* – Алайский, *В* – Кокшаальский; 1–12 номера тектонических покровов (см. табл. 1). I–V – этапы герцинских дислокаций

их (см. таблицу), особенно самых нижних, не бесспорно. Терригенный (Яссинско-Кокшаальский) и сланцево-известняковый (Кипчальминско-Джангартский) покровы не прослеживаются в Алай, что связано с замыканием в западном направлении Таримского массива. В таблице дана общая нумерация покровов сверху вниз для всего Южного Тянь-Шаня (№ от 1 до 12). При этом выясняется выклинивание и новое появление отдельных покровов по простиранию не только на границах сегментов, но иногда и внутри их.

В некоторых случаях имеет смысл провести поиск недостающего покрова, как, например, поиск в западном сегменте кремнисто-терригенного покрова между Койташским и Мальгузарским покровами, но чаще, по-видимому, явления выклинивания связаны с особенностями процесса шарьирования или с первичной сложностью контуров формационных зон. Представления о большой протяженности покровов, получившие в Альпах название "цилиндризм", хотя и не подтверждаются полностью, но могут помочь в расшифровке строения Южного Тянь-Шаня и требуют проверки, *ибо открывают определенные перспективы в практическом отношении.* Некоторые различия сегментов на этапе шарьирования можно заметить по положению поверхности *срыва. На западе эта поверхность чаще располагается в основании таскасганской свиты* (венд?), в Алае – чаще в низах силура, а на востоке – в пределах верхнего силура, хотя в каждом сегменте *намечаются заметные ее колебания с тенденцией к снижению* в верхних покровах.

Процесс шарьирования – наиболее трудный для понимания и вряд ли сейчас может получить однозначное толкование. Обычно принимается гипотеза о последовательном шарьировании формационных зон, первичное расположение которых соответствовало современной последовательности залегания покровов. При этом требуется допущение сложной палеогеографической картины чередования карбонатных массивов и кремнистых лептогеосинклиналей (см. рис. 2, I,*а*). Заманчиво выглядят попытки [6] построения покровов при простой последовательности фациальных зон: вулканогенные – кремнистые – карбонатные. К сожалению, при этом недостаточно учитывались наблюдаемые структурные соотношения. Ближе к действительности, нам кажется, гипотеза о двойном шарьировании (см. рис. 2, II), предполагающая то же самое простое соотношение фаций, но допускающая первоначальное вздвоение геосинклинальных комплексов с шарьированием кремнистых и вулканогенных зон на миогеосинклиналь и последующее шарьирование вздвоенных уже покровов со вторичным надвиганием карбонатных толщ на кремнисто-сланцевые. В пользу двойного шарьирования говорят случаи секущего характера надвига в основании карбонатных покровов в отличие от более согласного в основании кремнисто-сланцевых. Хорошим доводом в пользу двойного шарьирования было бы доказательство более молодого возраста флиша *под Катранбашинским покровом по сравнению с флишем, лежащим под покровом* Ташатинским. Подобная картина намечается в юго-восточной части Атбашинского хребта, *но в общем вопрос требует специальных разработок. Против гипотезы о двойном* шарьировании можно выдвинуть случаи резкого перехода карбонатных разрезов в кремнистые, если они правильно истолкованы [7]. Обычно шарьирование связывают с орогенезом, но следует помнить, что создание многокилометровой толщи покровов сопровождалось появлением лишь узких, едва возвышающихся над уровнем моря кордильер и исчезновением значительных участков земной коры, т. е. господствующими во время шарьирования были не поднятия, а вдавливание, поддвигание, субдукция, направленная в нашем районе под Срединный Тянь-Шань.

Второй этап герцинских дислокаций, выраженный образованием крупных почти продольных складок покровов, т. е. синформ и антиформ, или (точнее) синклиналоидов и антиклиналоидов, начался в эвгеосинклинальной зоне в московском веке, когда фронт шарьирования еще проходил миогеосинклинальную зону. Об этом свидетельствует частичное срезание этих структур несогласием в основании нижних моласс (C_2m_2) тыловой прогиба (Талдыкский синклиналоид). В поперечном сечении Южного Тянь-Шаня мы чаще встречаем одну, реже – две или три пары таких складок. К числу подоб-



Р и с. 2. Два варианта соотношений формационной зональности и тектонических покровов в герцинидах Южного Тянь-Шаня

I – вариант последовательного шарьирования; II – вариант двойного шарьирования: *а* – первичное расположение формационных типов геосинклинальных комплексов в конце Pz_2; *б* – первые стадии шарьирования (C_2); *в* – последние стадии шарьирования (P_1). ТП – Таримская платформа; СТ – Срединный Тянь-Шань; ПБ – передовой флишевый бассейн; ТБ – тыловой молассовый бассейн. 1–12 – номера покровов и соответствующих им формационных типов геосинклинальных комплексов (см. таблицу)

ных пар относятся, например, Кокпатасский анти- и Тамдытауский синклиналоид, *Каузанский анти- и Охнинский синклиналоид, Уланский анти- и Джангджирский синклиналоид*. Заметных особенностей в строении складок второго этапа в различных сегментах Южного Тянь-Шаня не установлено (см. рис. 1). В плане осевые линии этих весьма протяженных складок иногда располагаются кулисообразно, местами они под острым углом подходят к Южноферганско-Иныльчекскому шву. На отдельных участках *намечается наклон их осевых поверхностей к северу, а иногда и опрокидывание* или даже перевернутое положение подобных складок. Очевидно, что продольные складки покровов формировались при тех же напряжениях, что и шарьирование, деформации второго этапа сопровождали завершение первого.

Третий этап герцинских дислокаций находит выражение в горизонтальных изгибах осевых линий анти- и синклиналоидов. Вероятно, эти изгибы сопровождались сдвиговыми смещениями по почти продольным субширотным разломам, в том числе и по Иныльчекскому (?). Двойные перегибы осевых линий складок второго этапа или горизонтальные флексуры (сигмоиды) особенно заметны в восточной половине Южного Тянь-Шаня и дают, как правило, *S*-образный (левый) рисунок. Наиболее крупная и сложная из этих структур – Восточно-Ферганская сигмоида Д.И. Мушкетова, обособляющая структуры Атойнакско-Ферганского сегмента. В Кокшаальском сегменте отчетливо выражены менее значительные по размерам изгибы простираний того же облика – Бозойская, Данковская, Джагалмайская, Тезская сигмоиды. Но *S*-образный изгиб осевой линии синклиналоида виден здесь только в бассейне Джагалмая и Чакыркорума. На крыльях складок второго этапа горизонтальные флексуры создают крупные гемискладки с диагональными, обычно северо-западными простираниями осевых линий и с характерной переменой знака при переходе с одного на другое крыло синклиналоида. Интенсивность этих деформаций в Кокшаальском сегменте затухает с приближением к Иныльчекскому разлому, как если бы Таримский массив смещался на восток относительно Срединного Тянь-Шаня. Интересно, что в этом сегменте намечается приуроченность гранитоидных массивов именно к районам горизонтальных флескур.

В Алайском сегменте гемискладки, дающие *S*-образный рисунок простираний покровов, развиты слабо. Их можно видеть в районе Воруха и Андыгена, но здесь они не затрагивают осевых зон складок второго этапа и значение горизонтальных движений при их образовании не ясно. В Кызылкумском сегменте также имеются перегибы простираний с подобным или обратным рисунком в районе Бельтау, Букантау, Даристана. Естественно предположить, что образование горизонтальных флексур сопровождалось сдвиговыми продольными смещениями, хотя отличить эти разрывы от последующих нарушений очень трудно. Таким образом, на третьем этапе деформаций в разных сегментах Южного Тянь-Шаня проявилась общая тенденция к необычному движению вдоль общего простирания складчатой системы.

Четвертый этап деформаций характеризуется возобновлением субмеридионального *сжатия и возникновением субширотных вертикальных складок и крутопадающих* разрывов. Отличить эти складки от нарушений второго этапа удается главным образом там, где последние оказались развернутыми до субмеридионального положения при формировании горизонтальных флексур. В этом случае, как, например, в Атойнакско-Баубашатинском районе, субширотные складки ложатся почти поперек Майлисуйско-Турдукского субмеридионального синклиналоида, расчленяя наложенный на него раннемолассовый прогиб на отдельные мульды сложных очертаний (Келематинская, Манубалдинская, Турдукская) и создавая на восточном крыле синклиналоида на фоне моноклинали покровов гемискладки с погружающимися к западу шарнирами (Баубашатинская, Испатауская, Кызкурганская гемиантиклинали; Керейская и Карасуйская гемисинклинали). По резко несогласному перекрытию этих складок конгломератами ранней перми (район Токтогульской ГЭС) можно заключить, что четвертый этап деформаций здесь предшествовал отложению поздней молассы. При субширотном положении складок второго этапа они были лишь усилены деформациями четвертого этапа,

что можно видеть по дислокациям верхнего карбона в Талдыкском синклинории, или запрокинуты к северу и осложнены почти продольными позднегерцинскими крутопадающими разрывами.

Именно эти секущие разрывы, нарушающие обычную последовательность залегания покровов и приводящие в соприкосновение различные формационные типы разрезов среднего палеозоя, часто ошибочно принимаются за "конседиментационные длительно развивающиеся краевые разломы", хотя они смещают поверхности надвигов первого этапа и, очевидно, не имеют никакого отношения к более ранней фациальной зональности. Наиболее крупными из числа этих разломов или даже целыми зонами разломов являются Фаришский, Джизакский, Шахристанский, Янгиарыкский (западный сегмент); Северо-Катранский, Арпалыкский, Шивалинский, Каравшинский (Алайский сегмент); Чаакташский, Мустырский, Чатыркуль-Аксайский, Джангджирский, Каиндинский (Кокшаальский сегмент) и другие разломы. Среди них преобладают субпродольные взбросы, но довольно часто можно по бороздам скольжения и другим признакам видеть следы сдвиговых смещений, а иногда и выполаживание поверхности скольжения с переходом к шарьяжам и ретрошарьяжам.

Особое положение среди разрывов данной группы занимают субширотные сдвиги и взбросы Восточной Ферганы (Ошский, Кугартский, Алашский), ибо они, сохраняя общую для группы ориентировку, оказываются поперечными по отношению к структурам первого и второго этапов, претерпевшим на третьем этапе разворот почти на 90°. Зоны крутопадающих субпродольных разрывов часто отличаются проявлениями гидротермальной минерализации, и поэтому эти разрывы не без оснований считаются рудоподводящими каналами, хотя в распределении оруденения большее значение имеют секущие или оперяющие их диагональные разрывы, которые можно отнести к последнему, пятому этапу герцинских дислокаций.

Пятый этап герцинских деформаций представлен главным образом диагональными крутопадающими разрывами с более или менее четко выраженными сдвиговыми перемещениями. Обычно это сравнительно небольшие по протяженности и по амплитудам перемещений разрывы. Среди них есть разрывы как северо-восточного простирания (преобладают), так и северо-западного. По тем и другим можно встретить правые и левые перемещения, связанные с местными напряжениями. Общие закономерности распределения этих напряжений уловить трудно. Возможно, что здесь, помимо общего субмеридионального сжатия, какую-то роль играют внедряющиеся гранитоиды и неравномерная жесткость ранее созданных структур. Намечаются более раннее (в пределах этапа) заложение северо-восточных сдвигов (Акбеитский, Уюрминский и др.) и более поздние, продолжающиеся иногда и в мезо-кайнозое правые движения по сдвигам северо-западных простираний (Таласо-Ферганский разлом). Характерно появление даек и гидротермальной минерализации. Пятый этап деформаций имеет сложную историю и может быть разбит на подэтапы местного значения.

Заканчивая сопоставление структур различных сегментов Южного Тянь-Шаня, мы обнаруживаем особенно большое их сходство на первых этапах деформации – этапах шарьирования и образования крупных складок покровов. Горизонтальные флексуры третьего этапа, интенсивно проявившиеся в Ферганском, Кокшаальском сегментах и затронувшие Букантауский район, слабо проявились в центральных районах Южного Тянь-Шаня, усиливая тем самым их обособление. Еще большее разнообразие внесли поздние гранитоиды и тектонические разрывы четвертого и пятого этапов. Особенности структур различных сегментов к концу герцинских дислокаций нарастали, хотя основные их черты и этапность сохраняются на всем протяжении Южного Тянь-Шаня. Расчленение его на сегменты довольно условно и опирается на различные признаки. Так, в западном сегменте значительную роль играют додевонские структуры, локально развитые восточнее, в нем так же широко распространены нижнепалеозойские терригенные толщи и уменьшены мощности карбонатных массивов среднего палеозоя, сравнительно полого зеркало складчатости. Алайскому сегменту своеобразие придают мощные карбонатные толщи среднего палеозоя (особенно доломиты девона) и неод-

нократное чередование карбонатных и сокращенных (кремнистых) покровов. Атойнакско-Ферганский сегмент отличается резкими изгибами простираний структур и почти полным отсутствием гранитоидов. Особенности Кокшаальского сегмента связаны с близостью Таримской платформы, генерирующей терригенные фации девона и общую пережатость структур.

Резких границ между сегментами нет, но нарастающее к концу позднего палеозоя обособление отдельных районов Южного Тянь-Шаня не могло не сказаться и на распределении полезных ископаемых. С точки зрения их значимости можно назвать Кызылкумский сегмент золотоносным, Алайский – сурьмяно-ртутным, Кокшаальский – оловоносным. В сегменте Ферганского хребта пока неизвестны значительные рудные скопления. Подобные особенности можно связать с широким развитием и зональным метаморфизмом бесапанской додевонской серии в Кызылкумах; с широким развитием карбонатных толщ (особенно алайской серии девонских доломитов) в центральном сегменте; с отсутствием гранитоидного магматизма в Ферганском хребте и с наличием терригенных кокшаальских толщ на востоке. Наложенный характер поздних гранитоидов и метаморфизма создает даже в пределах одного сегмента на завершающих этапах деформации прихотливо-разнообразную обстановку распределения оруденения. Намеченные этапы деформации свойственны в общих чертах не только всем сегментам герцинид Южного Тянь-Шаня, но и многим другим эпигеосинклинальным складчатым областям мира [8, 9].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Штилле Г.* О взаимосвязи складчатых зон Европы и Средней Азии. – Избр. тр. М.: Мир, 1964, с. 118.
2. *Вялов О.С.* О взаимоотношениях Памира и Алая. – Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2, с. 19.
3. *Синицын В.М.* О геологической границе куэнь-луньских и тянь-шаньских структур в Памиро-Алайском сближении. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 6, с. 19.
4. *Яговкин А.В.* История развития и схема тектоники герцинид Ю. Тянь-Шаня и Куэнь-Луня. – В кн.: Проблемы тектоники земной коры: (Межвуз. темат. сб.). Иркутск: Иркут. ун-т, 1973, вып. I , с. 204.
5. *Зубцов Е.И., Поршняков Г.С., Яговкин А.В.* Основные черты домезозойской тектоники Тянь-Шаня. – Тр. Упр. геологии КиргССР, 1974, сб. 3, с. 7.
6. *Буртман В.С., Клишевич В.Л.* О варисских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань). – Геотектоника, 1971, № 1, с. 103.
7. *Бискэ Ю.С.* О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Ю. Тянь-Шаня. – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, вып. 2, с. 103.
8. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. М.: Мир, 1967, с. 302.
9. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. Труды/ГИН АН СССР, 1976, вып. 289, с. 150.

УДК 551.243.3.13 (235.216)

Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, И.А. Марушкин,
В.М. Пай, П.Д. Резвой, И.И. Солошенко

КОНЦЕНТРИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ – НОВОЕ В ТЕКТОНИКЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Структурные формы, описанные в настоящем сообщении, в разное время исследованы авторами и нанесены на геологическую карту. Следует заметить, что в последнее время структуры концентрического типа неоднократно изображались при геологической съемке Южного Тянь-Шаня, однако в большинстве случаев вызывали только недоумение, как правило, не описывались или истолковывались превратно, что, скорее всего, обусловлено невозможностью объяснить их происхождение с позиций укоренившихся взглядов на образование складчатой структуры в результате пресловутых "фаз складчатости", "всеобщего горизонтального сжатия", "больших горизонтальных перемеще-

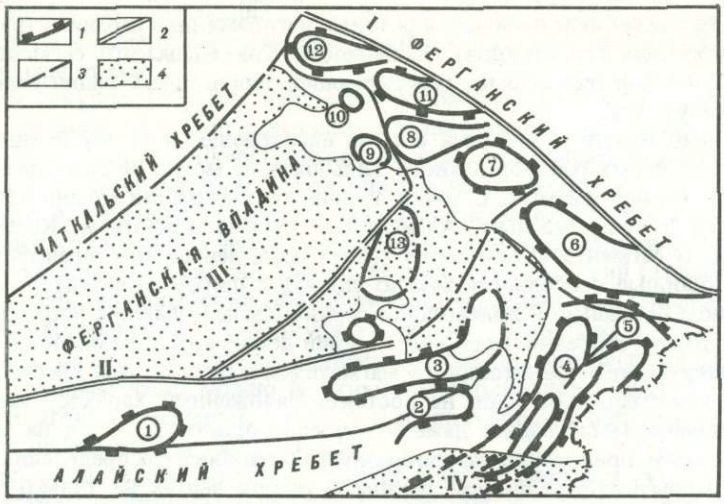


Схема расположения концентрических структур в Алайском и Ферганском хребтах

1 — концентрические структуры; *2* — глубинные разломы: Таласо-Ферганский (I), Южно-Ферганский (II); *3* — прочие крупные разломы; *4* — мезозойские и кайнозойские образования Ферганской (III) и Алайской (IV) впадин

Концентрические и другие структуры (цифры в кружках): 1 — Сохская; 2 — Чалкуйрюкская; 3 — Киргизата-Талдыкская; 4 — Восточноалайский концентрический антиклинорий; 5 — Карабель-Терекский гемиантиклинорий; 6 — Кипчалминский концентрический антиклинорий; 7 — концентрическое поднятие Куровес; 8 — антиклинорий Баубашата; 9 — поднятие Майлису; 10 — поднятия Акджол и Манубалды (Молкалды); 11 — Кызкурганский антиклинорий; 12 — Турдукский антиклинорий; 13 — скрытая концентрическая структура Грунч-Мазар

ний" и т. д. Давая очень краткое описание концентрических структур, авторы надеются, что это будет способствовать утверждению несколько иной концепции структурообразования, отдающей первенство тем вертикальным движениям, которые являются прямым следствием эндогенных процессов. Результаты анализа космических и высотных снимков в данном сообщении не используются.

Структуры концентрического типа западной части Алайского хребта были впервые описаны Д.П. Резвым и И.А. Марушкиным в верховьях левобережья р. Сох, в долинах его притоков — рек Калаймахмуд и Кошкарчи [1]. Здесь установлено складчатое кольцо девонских рифоидных, амфипоровых доломитов и известняков, обрамляющее ядро кремнисто-карбонатно-терригенных пород сокращенного разреза силур-нижнекаменноугольного возраста. Рифоидное кольцо имеет субширотную вытянутость с поперечниками 4 × 16 км и общую каплевидную форму в плане с одним концом, оттянутым к западу, в сторону верховьев долины р. Калаймахмуд. Восточная "периклиналь" сооружения обладает субмеридиональным простиранием. Структура может рассматриваться как небольшой "концентрический антиклинорий" с ядром, прорванным мелкими гранитоидными штоками с сульфидным оруденением. Общее структурное положение Сохской концентрической структуры может быть определено как место пересечения Туркестанского глубинного разлома [2] с системой диагональных разломов, вытянутых в северо-восточном направлении вдоль долины р. Сох (см. рисунок).

В бассейне р. Чалкуйрюк при детальной съемке П.Д. Резвым обследованы и изображены на геологической карте структурные формы, которые по всем признакам тоже являются концентрическими складчатыми образованиями. Эффузивные тела девонского возраста четко обрисовывают здесь полукольцевой, обращенный выпуклостью к востоку контур. В его строении участвуют отдельные складки и разломы, а также рифоидные карбонатные тела. Западнее на продолжении Чалкуйрюкского концентрического поднятия расположен крупнейший в регионе Кичикалайский гранодиоритовый массив [3]. В междуречье Акбура—Гульча известны структурные формы, главная

роль в строении которых принадлежит рифоидным карбонатным образованиям очень длительного накопления (средний кембрий – нижний карбон включительно). Известняки гор Актур образуют дугу, которая в долине р. Крык-Кичик касательно сочленяется с рифоидной дугой структуры Мурдаши. Сходное строение имеет и Киргизата-Талдыкское сооружение.

Восточно-алайский концентрический антиклинорий отвечает географически восточному окончанию Алайского хребта, нередко называемому Восточным Алаем, и вытянут на 100 км к северо-востоку от Алайской долины. Ширина сооружения достигает 60 км. Наиболее четко концентрическое строение подчеркнуто двумя рифоидными карбонатными грядами силур-среднекаменноугольного возраста. Рифоидные гряды разделены смятой в складки вулканогенно-терригенной толщей того же возраста, где вулканогенные породы представлены диабазами и базальтами, а осадочные – алевролитами, аргиллитами и кремнями. Ядро всего сооружения сложено филлитами, возможно, протерозойского возраста (сугутская серия), прорванными небольшими штоками гранодиоритов и перекрытыми флишоидными образованиями нижне- и среднекаменноугольного возраста. Наличие верхнепалеозойских, т. е. наиболее молодых, пород в ядре всего сооружения давало неоднократно повод считать его просто крупной синклиналью. Напомним, однако, что это молодое ядро лежит непосредственно на самых древних образованиях региона – на филлитах сугутской серии (нижний палеозой или докембрий?).

Северное окончание Восточно-Алайского концентрического мегантиклинория представляет собой достаточно сложное сооружение, в котором можно наметить некоторую раздвоенность: центральной структурной формой здесь является Буданский дуговой антиклинорий, в ядре которого обнажены нижнесилурийские терригенные породы, образующие целую систему дугообразных складок, описывающих северную "периклиналь" всего мегантиклинория, которая с севера охвачена достаточно крупным Чаканташским дуговым синклинорием, сложенным флишоидно-молассоидными породами верхнего карбона и нижней перми, образующими крупное синклинорное сооружение, опрокинутое в северном направлении. Рифоидное поднятие Каратума является как бы восточной "головой" мегантиклинория Восточного Алая, причем ядра обоих поднятий (Буданского и Каратумы) соприкасаются друг с другом. Северным крылом поднятия Каратума служит рифоидный массив, образующий в рельефе горный узел того же названия. Известняки силур-нижнедевонского, среднедевонского и нижнекаменноугольного возраста образуют здесь тело почти изометричной формы размером 10 × 5 км. При прослеживании к юго-западу карбонатная формация замещается вулканогенной. Намечается общее опрокидывание всех слагающих периклиналь складок к северо-востоку.

Самым северным элементом Восточно-Алайского концентрического мегантиклинория следует считать Карабель-Терекский гемиантиклинорий, протягивающийся в субширотном, слегка юго-восточном направлении от горного узла Чаканташ к Таласо-Ферганскому разлому. Антиклинорий отличается линейной вытянутостью и целиком входит в самую северную дугу, ограничивающую Восточно-Алайский мегантиклинорий. Его северная половина опущена по разлому и скрыта под крупным Кулунским синклинорием, полностью образованным флишоидно-молассоидной формацией верхнего палеозоя. Последнее обстоятельство и позволило говорить о всей этой структуре как о "геми", или полуантиклинории. На его южном крыле много места занимает концентрическая антиклинальная структура массива Босага-Акташ, главным элементом которой является рифоидное "кольцо" девонских известняков, на коротком расстоянии переходящих в одновозрастную карбонатно-терригенно-кремнистую толщу. Поперечник рифоидного контура составляет 1,5 × 3 км. Падение пород, слагающих кольцо, достигает 60–70° и направлено к его центру. Внутренняя часть кольца занята вулканогенно-терригенной формацией силур-девона, на которой несогласно залегают верхнекаменноугольные молассоиды. К востоку от г. Босага-Акташ рифоидные известняки тянутся еще на 9–10 км, где они сильно измяты и намечают концентрические структуры меньших размеров.

Кипчалминский концентрический мегантиклинорий – самое крупное сооружение Ферганского хребта – несет на себе все черты структуры центрального типа. Структурнам центром здесь является так называемый "Кипчалминский купол", сложенный мраморами и сланцами силура. Все остальные элементы представляют собой складки и чешуи, наклоненные к центру сооружения и концентрически огибающие купол. По периферии, с севера и запада, преобладают верхнепалеозойские молассоидные и флишоидные образования [4]. По сообщению А.В. Ждана, в центральной части структуры присутствуют интенсивно метаморфизованные породы (кристаллические сланцы и гнейсы), возраст которых условно отнесен к верхнему протерозою. С северо-востока Кипчалминский мегантиклинорий ограничен Таласо-Ферганским разломом.

Концентрическое поднятие Куровес в центральной части юго-западного склона Ферганского хребта представляет собой не только палеозойское структурное образование, но и новейший тектонический элемент, отчетливо выраженный в высокогорном рельефе вершинами Окджетпес (3893 м) и Акташ (3750 м). Поднятие (размерами 40 × 30 км) тесно прижато к Таласо-Ферганскому разлому, имеет каплевидно-треугольную форму, оттянутую к востоку. Ядро сооружения четко концентрическое и сложено чередующимися основными туфолавами (базальтовые порфириты), органогенными известняками и кремнистыми алевролитами девонского и частично нижнекаменноугольного возраста. Весь комплекс этого разреза при крутом залегании (50–60–90°) описывает почти замкнутый контур с горным узлом Окджетпес в центре.

Антиклинорий Баубашата представляет собой сложное сооружение, в котором совмещается палеозойская структура концентрического типа с крупным новейшим поднятием (пик Вебера, 4485 м). Внутренняя часть всего сооружения представляет собой крупное рифоидное тело, накапливавшееся от лудловского века в силуре до визе включительно и обладающее мощностью свыше 5 км. Девонские известняки представлены здесь двумя крупными антиклиналями и синклиналью с карбоном в ядре. Однако по всему периметру известняки быстро расклиниваются терригенной и порфирит-сланцевыми толщами силурийского и девонского возраста. Окаймляя с севера рифоидное тело, эти толщи круто меняют свое простирание на субмеридиональное, огибают горный массив с запада и уходят затем к восток-северо-востоку, образуя замкнутый треугольный контур с оттянутым к востоку острым окончанием. Вдоль западного ограничения сооружения проходит зона крутых разломов и широко развиты дайки диабаз-порфиритов, принадлежащие к так называемому Кызкурганскому разлому, отделяющему, по мнению некоторых исследователей, Южный Тянь-Шань от Срединного [4]. К западу от этого разлома лежит как бы на продолжении Баубашатинского антиклинория поднятие Майлису. Ядро поднятия – овальный широтно вытянутый выход (6 × 12 км) хлорит-серицитовых сланцев верхнего протерозоя? ("майлисуйская свита") – со всех сторон окружено вулканогенно-терригенной формацией силур-девона.

Поднятие Акджол при своих небольших размерах (9 × 12 км) обладает очень характерными чертами концентрической структуры. Ядро сложено зеленосланцевой метаморфической толщей условно верхнепротерозойского возраста, ограничено кольцеобразными разломами и сопровождающими их серпентинитовыми протрузиями и прорвано нижнепермской интрузией диорит-сиенитов со множеством мелких выходов. По периферии ядра выходят кремнисто-вулканогенная формация силур-девонского возраста и карбонатные верхнедевонско-нижнекаменноугольные рифоидные тела небольших размеров. Все породы собраны в складки, концентрически окружающие ядро. Сходное строение имеет и поднятие Манубалды (Молкалды), близко примыкающее к поднятию Акджол. Легко видеть, что эти два поднятия, так же как и поднятия Майлису, принадлежат к той особой тектонической зоне, которая характеризуется присутствием более древних и метаморфизованных пород (протерозой?), относительно маломощной силур-девонской кремнисто-карбонатной формацией и хорошо развитым флишоидно-молассоидным верхним палеозоем, дающим местами значительные мощности в прогибах между поднятиями (Келематинский прогиб и др.).

К северо-востоку от Кызкурганского разлома, между ним и Таласо-Ферганским,

расположена целая система концентрических поднятий: это антиклинории Испатау, Кызкурганский и Турдукский. В их ядрах выходит терригенная силурийская формация. Окружающие ядро карбонатные рифоидные тела имеют силурийско-девонский, местами нижнекаменноугольный возраст и на коротких расстояниях расклиниваются телами базальтовых порфиритов и терригенами того же возраста. Для антиклинориев характерна каплевидная в плане форма с оттянутыми к востоку и прижатыми к Таласо-Ферганскому разлому окончаниями. Все антиклинории разделены пологими мульдами, занятыми молассоидными, иногда красноцветными, образованиями нижней перми (прогибы Ишсай, Каракол и др.). Многочисленные серпентинитовые тела крутого залегания подчеркивают округлую форму поднятий и имеют, скорее всего, протрузивную природу.

Поднятие Грунч-Мазар почти целиком погружено под молодые отложения Ферганской впадины и расположено к северу от так называемых "Ошских горок" – скалистых известняковых останцов на левом берегу р. Акбуры (горы Чиль-Майрам, Чиль-Уструн и др.), которые, как можно предполагать, образуют южную периклиналь крупного поднятия. Анализ материала по большому числу буровых скважин позволяет протянуть девонские и нижнекаменноугольные известняки "горок" к северо-западу и северо-востоку и наметить крупную (75 × 45 км), вытянутую в северо-восточном направлении структуру, очень напоминающую другие концентрические формы региона. Вдоль северо-западного ограничения этой структуры проходит резкий уступ подземного палеозойского рельефа Ферганской впадины с его погружением до отрицательных отметок порядка 7 км. Над ступенью уже в мезо-кайнозойских отложениях расположены такие нефте- и газоносные площади, как Палванташ, Булакбаши, Бустан, Сузак и некоторые другие.

Наблюдение за концентрическими структурными формами Алайского и Ферганского хребтов позволило предварительно обобщить черты их строения: практически во всех можно выделить ядро из более древних и обычно более метаморфизованных пород, прорванных нередко кислыми и средними гранитоидными штоками; окружающие ядро карбонатные породы (известняки, доломиты) представляют собой узкие рифоидные кольца (силур–нижний карбон), на коротких расстояниях переходящие в одновозрастные терригенно-вулканогенные и кремнисто-терригенные образования. Складки в этих породах обычно опрокинуты от центра всего поднятия к его периферии; верхнепалеозойские флишоидные и молассоидные породы образуют маломощную покрышку в ядре структуры и значительно более мощное обрамление по периферии и между отдельными ядрами. Несомненна связь с ядрами отдельных поднятий повышенного метаморфизма, а иногда и гранитоидных образований. Серпентинитовые крутопадающие тела связаны с крутопадающими разломами тоже округлых и концентрических очертаний. Намечается определенная зависимость в расположении концентрических структур от положения крупнейших разломов региона – Таласо-Ферганского и Южно-Ферганского, ограничивающих юго-восточный угол Кызылкумо-Кураминского (Кызылкумо-Ферганского) срединного массива.

Установление в Южном Тянь-Шане широкого распространения структур концентрического типа является тем новым, на что, несомненно, должно быть обращено внимание как отдельных геологов, так и геологических организаций, ведущих исследования в регионе. Все морфологические особенности подобных форм свидетельствуют о ведущей роли таких эндогенных процессов, как магматизм и метаморфизм, сами же эти процессы, видимо, прямое следствие глубинного диапиризма, являющегося основой всякого структурообразования в земной коре [5]. Естественно, что с пересмотром вопроса о причинах образования структур должен быть изменен и весь подход к тектоническому районированию и к установлению поисковых критериев по региону. В первую очередь это касается поисков рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Резвой Д.П., Марушкин И.А.* Формационная неустойчивость – характерная черта зон глубинных разломов (р. Сох, Алайский хр.). – В кн.: Геол. сб. Львов. геол. о-ва. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, № 14, с. 99–105.
2. *Резвой Д.П.* Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1973, т. I. 163 с.
3. *Резвой Д.П., Алексеенко А.В., Резвой П.Д., Солошенко И.И.* Кольцевые структуры Алайского хребта. – Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 906–908.
4. *Довжиков А.Е.* Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977. 171 с.
5. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

УДК 551.263.2. (575.3)

М.М. Кухтиков, Г.П. Винниченко, И.Н. Черенков

ОЛИСТОСТРОМЫ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ПАМИРА И ГИССАРО-АЛАЯ

Бескорневые экзотические блоки крепких, чаще всего карбонатных пород среди отложений другого, преимущественно терригенного состава в геосинклинальных структурных комплексах Средней Азии известны издавна: уже в 20-х годах они изучались Д.И. Мушкетовым и Д.В. Наливкиным в восточной части Алая, в 1947 г. – в том же районе (бассейн р. Акбуры) А.Е. Михайловым; в Гиссаро-Алае они отмечались в трудах Таджикско-Памирской экспедиции (1932–1935 гг.). Широко освещены в литературе пермские карбонатные глыбы среди терригенных пород таврической формации Северного Крыма, дибрарские утесы Кавказа, зона мармарошских глыб в Карпатах. Механизм образования таких блоков-глыб и их попадания в толщу чуждых им по генезису и возрасту осадочных или осадочно-вулканогенных накоплений различными исследователями предполагался разный. Но во всех подобных случаях это явление рассматривалось как нечто экстраординарное, исключительно, не определяющее стиля геологического строения того или иного конкретного региона.

Оценка геологической роли процесса возникновения экзотических глыб и блоков претерпевает принципиальные изменения после появления специальных публикаций [1,2], в которых на основе изучения этих образований в олигоцен-миоценовых отложениях Центрально-Сицилийского бассейна вводятся понятия об олистолитах и олистостромах. Появление термина, подготовленное всем предшествующим развитием полевых геологических наблюдений в складчатых областях, обусловило быстрое признание отражаемого им явления. Хотя термин "олистостром" в отечественной литературе используется на протяжении последних примерно десяти лет и достаточно ограниченным кругом специалистов, его определение тем не менее уже в значительной мере запутано, успело стать нечетким и не вполне ясным по содержанию. Мы ограничиваемся изложением сущности тех рабочих терминов, которыми пользуемся при рассмотрении имеющихся в нашем распоряжении материалов.

Олистолиты – большие неокатанные обломки пород, генетически первично находящиеся в составе слоистых толщ терригенных или терригенно-вулканогенных отложений. Более или менее значительная по объему совокупность олистолитов, а в ряде случаев вместе с ними и цементирующих их мелкообломочных брекчий и мелкозернистых осадков, образующая обособленное тело линзообразной или пластовой формы, называется олистостромом. Олистостром является естественной составной частью некоторой толщи (формации) – флиша, молассы, терригенно-вулканогенной. Мощная, самостоятельная в стратиграфическом отношении толща или свита осадочного происхождения, хаотической текстуры называется меланж-олистостромом. Примером может служить юрский осадочный меланж в бассейне р. Токузбулак на Памире.

С.В. Руженцев и И.В. Хворова [3] отмечают, что олистостром – понятие генетическое и ему должен соответствовать термин петрографического плана. Предлагаемый

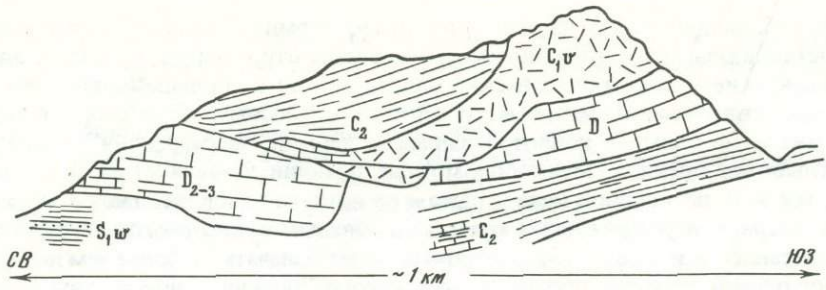
ими и употребляющийся иногда для этих целей термин "микстит" представляется малоудовлетворительным и этимологически не всегда отражающим сущность явления, так как памирские и южнотяньшаньские олистостромы в большинстве своем монопородны (известняково-доломитовые, гранитные, гнейсовые). Эту сторону вопроса, как нам кажется, с большей полнотой выражает термин "мегабрекчия", т. е. крупно- и гигантоглыбовая брекчия. Мелкообломочные брекчии не следует называть олистостромами, так как, по крайней мере в нашем регионе, такие брекчии не несут сколько-нибудь достоверных и убедительных признаков обвально-оползневого генезиса породы, без чего отнесение их к классу олистостромов будет означать не более чем неоправданную замену одного термина другим, классического "брекчия" новомодным "олистостром".

Из сказанного ясно, что мы не ставим целью рассмотрение сейчас всей совокупности обвально-оползневых образований, подводных и субаэральных, именуемых в согласии с некоторыми определениями олистостромами. Нам хотелось бы сконцентрировать внимание лишь на крупноглыбовых образованиях этого типа. Такие феномены, в том числе отдельные олистолиты, обычно воспринимаются либо как линзы среди пород другого состава, либо как тектонические клинья, клиппы, тектонические брекчии. И во всех этих случаях итог всегда один – в большей или меньшей степени ошибочное понимание геологического строения и истории развития исследуемого региона.

В складчатой области герцинид Гиссаро-Алая олистолиты и олистостромы в большом количестве распространены среди позднепалеозойских терригенных отложений, местами представляющих собой настоящий флиш. Под названием экзотических глыб, бескорневых утесов и крупноглыбовых брекчий они описаны в [4–6]. Ограничимся краткой характеристикой нескольких хорошо документированных примеров. На левом склоне долины р. Исфары, по саю Гуджигор в зоне высоких предгорий Алая, среди песчано-сланцевых флишевых отложений верхов московского яруса среднего карбона располагается довольно мощная (десятки метров) и протяженная (примерно на 2 км) линза крупноглыбовой известняковой брекчии – типичный олистостром [5, рис. 1]. В сложении олистострома участвуют массивные, толсто- и тонкослоистые известняки карбона. Глыбы (олистолиты) различаются между собой цветом породы и содержащимися в них органическими остатками: одни олистолиты заключают остатки нижнемосковских форм, в других установлены нижнекаменноугольные или башкирские окаменелости. Зазоры между соприкасающимися олистолитами заполнены более мелкообломочной брекчией того же известнякового состава.

Таким образом, наряду с текстурными особенностями имеются вполне надежные данные о геологической разновозрастности пород, слагающих это необычное геологическое тело. Тем самым начисто исключается вариант интерпретации гуджигорских "известняков" в качестве карбонатного прослоя или линзы среди одновозрастных им терригенных осадков. На контактах олистострома с вмещающими породами нет признаков тектонических подвижек одной части толщи относительно другой. Как подстилающая, так и покрывающая часть флишевого разреза также заключают глыбовые прослои и отдельные рассеянные глыбы известняка. Контакты у всех этих олистолитов и олистостромов с вмещающими их осадками седиментационные. Следовательно, исчезает возможность трактовать "известняки" Гуджигора как тектонический клин или серию клиппов разрушенного шарьяжа.

Олистолиты и олистостромы широко распространены в составе флишевой формации Курганакской (Сурметашской) зоны, в приводораздельной части северного склона Туркестанского хребта. Известностью пользуется олистостром вершины 3211,2 м, находящейся на левобережье р. Каравшин (верховья р. Исфары). Основание олистострома образует горизонт непостоянной мощности светлых каменноугольных "известняков", в действительности состоящий из нескольких пластинообразных обособленных блоков, крупнейшие из которых имеют протяженность до 1000 м и мощность 150–200 м. В одних блоках установлены водоросли и фораминиферы московского яруса среднего карбона, в других – фораминиферы и брахиоподы визе. Подошва и

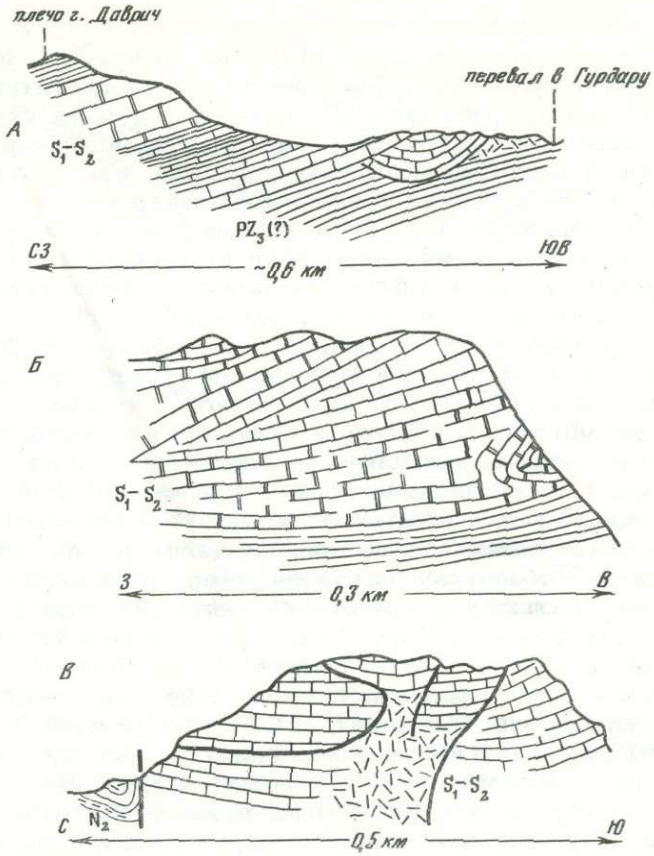


Р и с. 1. Вид урмитанского олистострома с северо-запада

кровля этого горизонта неровные, с резкими выступами и впадинами. Горизонт из пластин карбоновых известняков перекрыт пачкой аргиллитов и песчаников флишевой формации, среди которых залегает клиновидное тело тонкослоистых доломитов с амфипорами среднего девона. Тонкая слоистость доломитов отчетливо обрисовывает мелкую сложную складчатость, автономно развитую в них. Выше флишевой прокладки, образуя вершину горы, лежат друг на друге две крупные пластины среднедевонских доломитов и доломитовых известняков, разделенные четко намеченным швом. Верхняя блок-пластина имеет структуру пологой синклинали. Мощность этого олистострома более 200 м; протяженность с юго-запада на северо-восток свыше 1500 м.

Множество олистолитов и олистостромов установлено в составе средне-верхнекарбоновой флишоидной толщи Зеравшано-Туркестанской зоны на левобережье р. Зеравшан. Наиболее известный из них находится в долине р. Пакшиф, он состоит из глыб известняков ордовика, силура, девона и нижнего карбона, если судить об этом по находкам ископаемой фауны. К этой же категории геологических образований относятся и так называемые урмитанские известняки, изобилующие ископаемыми органическими остатками, по которым в разрезе весьма ограниченной мощности (не более 300 м) доказывается наличие осадков от лудлова до низов московского яруса среднего карбона включительно. Текстурные особенности известняков урмитанского массива заставляют усомниться в справедливости бытующих представлений о наличии здесь разреза сокращенного типа. Некоторые участки массива имеют отчетливо выраженную валунно-глыбовую текстуру, при этом каждый такой обломок карбонатной породы оказывается одетым в глинисто-сланцевую рубашку. Макроглыбовое сложение толщи "известняков" при благоприятном освещении хорошо наблюдается в западной части массива (рис. 1). В приподошвенной части карбонатного тела наблюдаются блоки известняка с органическими остатками более молодыми, чем верхи лудлова и нижний девон; в этой части разреза известны находки даже фораминифер среднего карбона. Однако в согласии с принятой точкой зрения все подобные блоки признаются некоренными, их современное положение будто бы определено четвертичными оползнями.

Широко и выразительно развиты олистостромы и олистолиты в Центрально-Гиссарской зоне; под названием экзотических глыб, бескорневых утесов, глыбовых брекчий они частично описывались ранее [4,5]. В этой части Гиссаро-Алая многие олистостромы сложены в основном обломками доломитов и доломитизированных известняков силура и девона, бедных палеонтологическими окаменелостями. Поэтому документация разновозрастности пород, слагающих тело макроглыбовой брекчии (олистострома), затруднена. Зато для многих олистостромов этой зоны характерно наличие четких швов между смежными блоками, входящими в их состав, в виде более или менее тонких прокладок терригенной вмещающей породы. Конечно, тело такой мегаглыбовой брекчии диагностируется совершенно однозначно как олистостром. В качестве другой отличительной особенности олистостромов осевой части Гиссара может быть назван их преимущественно гигантоглыбовый состав, что, без сомнения, определяет дополнительные трудности при квалификации образований. Хорошо известная в гео-



Р и с. 2. Фрагменты олистострома г. Даврич

А – обнажения "известняков" г. Даврич по гребню водораздела между реками Шинк и Дараикалон; *Б* – фас части южного склона г. Даврич; *В* – северная часть западного склона г. Даврич

логической литературе по региону гора Даврич представляет собой известняково-доломитовый олистостром большой мощности (несколько сот метров), залегающий среди песчано-сланцевой толщи верхнего палеозоя [4]. Олистостром состоит всего из нескольких очень крупных блоков-олистолитов (рис. 2), ограничение которых в поле отнюдь не простая задача. При изучении стратиграфии района указанная особенность геологического строения не отмечалась и не учитывалась. В итоге нижнесилурийский разрез горы Даврич в настоящее время многими все еще признается эталонным для всей Зеравшано-Гиссарской области.

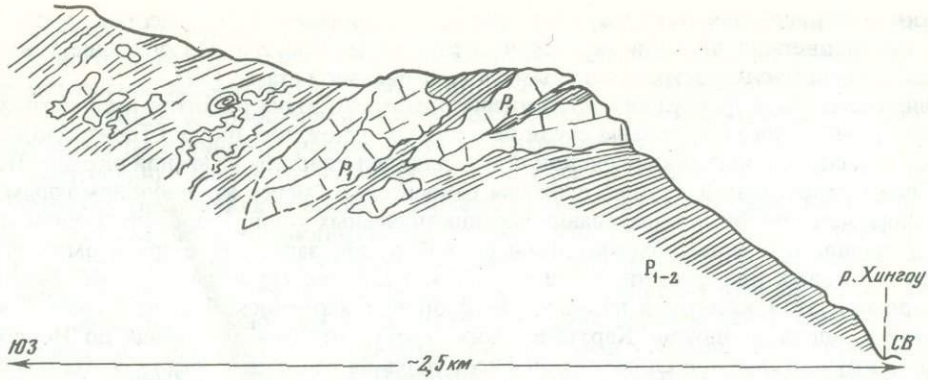
На южном склоне Гиссарского хребта в пределах Мечетлинской тектонической зоны олистостром огромных размеров залегает в толще каменноугольных терригенно-вулканогенных отложений. С перерывами в пространстве он прослеживается от Обизаранга на западе до Кафирнигана на востоке, в местах наиболее типичного развития его мощность достигает 200–300 м. К западу от долины Варзоба чаще всего наблюдаются относительно короткие, но мощные линзы известняковых макроглыбовых брекчий, залегающих внутри терригенно-вулканогенной толщи среднего карбона; контакты брекчии с вмещающими ее породами седиментационные. В блоках разного по облику и составу известняка известны разновозрастные палеонтологические остатки: верхнесилурийские, среднедевонские, нижнекаменноугольные и, возможно, верхнедевонские. В разрезе олистострома по саю Шаргунь его глыбовая текстура подчеркнута тонкими темными прокладками песчано-сланцевого состава, обособляющими один известняко-

вый блок от другого. Поперечник известняковых монолитов измеряется первыми десятками метров. На междуречье Варзоба и Кафирнигана южногиссарский олистостром выражен практически непрерывной грядой известняковых и доломитовых брекчий. Глыбовое сложение олистострома хорошо наблюдается на обоих склонах долины Варзоба, особенно на его правом борту. В среднем течении Харангона тело олистострома представлено брекчией несколько менее крупноглыбовой, чем на Варзобе, но зато легче диагностируемой. На Варзобе из обломков известняка давно известны фораминиферы и кораллы нижнего карбона [7, 8], в бассейне Харангона большинство глыб представлено доломитизированными известняками и доломитами девона и силура: возраст пород доказан находками табулят и криноидей среднего девона и кораллов позднего силура. Подошва и кровля олистостромы – поверхности седиментационной природы. Наиболее крупные блоки на этом участке измеряются несколькими метрами.

Широко распространены олистолиты и олистостромы в Памиро-Дарвазском регионе в отложениях как верхнего палеозоя, так и мезокайнозоя. Огромное латеральное протяжение – от Калайхумба через весь бассейн р. Обихумбоу и до верховьев р. Джарфа – имеет среднекаменноугольный олистостром, залегающий в основании дударгинской свиты [9]. Названная свита с большим угловым несогласием залегает на подстилающих отложениях, ее базальную часть представляет мощная гигантоглыбовая брекчия. Последняя состоит из разновеликих – от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров по длинной оси – обломков и блоков известняка, то очень плотно пригнанных один к другому, то уложенных довольно хаотично; известны участки с хорошо развитыми между глыбами прокладками темной глинисто-сланцевой массы – матрикса. Кроме глыб карбонатных пород, в олистостроме встречаются в небольшом количестве неокатанные обломки других пород, в частности докембрийских гнейсов и слюдяных сланцев; в обнажениях долины Обимангита, на Обихумбоу отмечены пласты и линзоподобные тела конгломератов. В известняковых гальках из этих конгломератов встречены фораминиферы башкирского яруса (?) среднего карбона, нижнего карбона, из крупных карбонатных блоков известны находки нижнекаменноугольных фораминифер, девонских и силурийских амфипор и кораллов. Описанный олистостром большинством исследователей принимается за выходы известняковой дикзанкоуской свиты силур-девонского возраста. Многочисленные олистолиты карбонатных пород спорадически рассеяны в толще пермских терригенных и терригенно-вулканогенных свит Дарваза и Северного Памира. На отдельных участках имеются олистостромы значительных размеров.

Олистостром на р. Хингоу, у кишлаков Лоджирк и Сангвор, хорошо доступен для изучения по долине Ляура, краткая характеристика его уже приводилась И.И. Поспеловым [10]. Однако, как нам представляется, автор существенно занизил массу олистострома, отнеся к нему только брекчии, сложенные обломками вулканитов нижнего карбона. В действительности развитые здесь так называемые сафетдаронские известняки нижней перми представляют систему обособленных блоков карбонатных пород разного облика, а у мостика через р. Хингоу у кишлака Лоджирк это – типичная известняковая брекчия из мелких, средних и больших кусков и монолитов в несколько метров в поперечнике, большинство из этих обломков заключает остатки пермских фораминифер. Участки подобной брекчии имеются в теле олистострома и в долине Ляура. Матриксом для олистостромов и их скоплений служит песчано-сланцевый пермский материал. Размеры блоков измеряются десятками метров, отдельные из них превышают сотни метров (рис. 3). В заключение отметим, что, хотя вышеизложенное представляется самоочевидным, наличие олистостромов в составе пермских отложений Памиро-Дарваза отрицается Э.Я. Левеном [11].

Бесчисленное множество олистолитов и олистостромов встречается в каменноугольно-пермских сериях и свитах Центрального и Южного Памира (сарыкольской, базардаринской и др.); специальное тематическое описание этих образований еще не проводилось, однако о них упоминается в работах иного профиля [12–17]. Значительная часть олистолитов в этих толщах представлена блоками карбонатных пород, в отдель-



Р и с. 3. Схематический геологический разрез по левому борту р. Ляур

ных местах (например, на правобережье Ванча) известны относительно небольшие по протяженности олистостромы, в которых, кроме преобладающих карбонатных глыб, обнаружены неокатанные и слабоокатанные куски докембрийских ванчских кварцитов. Особое внимание должно быть обращено на то обстоятельство, что в характеризуемых толщах широко распространены олистолиты и олистостромы изверженных пород, встречаются также блоки кремнистых массивных сланцев и кварца. Олистолиты указанного состава отмечены в толще немацдаринской свиты, особенно много их в пермских отложениях Рушанского хребта на правобережье Гунта.

Хорошо выраженные олистостромы установлены среди триасовых, юрских и меловых отложений Памира. На обширной площади верхнего триаса развит горизонт известняковой глыбовой брекчии, уже описанной в этом качестве ранее [12, 18]. Этот олистостром, только в некоторых местах достигающий мощности 200–250 м, тем не менее отличается большим латеральным распространением и известен в геологической литературе по Памиру как калакташская и джилгакульская свиты. На значительных протяжениях описываемый горизонт имеет состав довольно обычных брекчий и конгломератов, однако отнюдь не редки участки, где его характеризует крупноглыбовое и блоковое сложение (например, в сае Калакташ). На основании палеонтологических остатков доказано, что в строении олистострома участвуют породы нижнего и верхнего карбона, перми, нижнего и среднего триаса; не исключено присутствие глыб верхнетриасовых известняков; блоки и обломки мраморов неотличимы от пород этого состава из докембрийских разрезов хр. Тура-Кулома, встречаются куски раскристаллизованных известняков силурийского облика. Гальки конгломератовых слоев и прослоев в большинстве случаев карбонатные, но известны места, где изобилует белая кварцевая галька.

Олистостром особого типа, названный нами меланж-олистостром, слагает большую часть долины Токузбулака (левый приток Гунта). Мощность этого образования на Токузбулаке 2000 м, олистостром не имеет, так сказать, вмещающей толщи; он сам по себе представляет значительный временной интервал геологической истории региона и самостоятельную часть стратиграфического разреза. Возраст меланж-олистострома, вероятнее всего, ранне-среднеюрский. Мощная толща гигантоглыбовой юрской брекчии стратиграфически залегает на докембрийских гнейсах; кровля брекчии на Токузбулаке не наблюдается, восточнее, в бассейне озер Булункуль и Яшилькуль, меланж-олистостром, по-видимому, перекрыт слоистой вулканогенно-осадочной толщей верхней юры. Большинство обломков (первые метры по длине) представлено докембрийскими гнейсами и гранитами, мраморные и кварцитовые глыбы довольно редки. Блоки и глыбы то очень плотно пригнаны друг к другу, то образуют скелетные текстуры, последние обычны и на участках мелкообломочного состава. По полю распространения пород меланж-олистострома спорадически разбросаны небольшие

участки красноцветной окраски; они связаны с развитием в этих местах прослоев и линз красноцветных песчаников и гравелитов. Более пространное описание токузбулакского меланж-олистострома содержится в специальной статье [19].

Олистостромы в формациях постгеосинклинального этапа развития распространены незначительно. Они установлены среди неогеновых отложений окраин Таджикской депрессии и в составе кызылкырчинской свиты плиоцен-квартера на южной окраине Памира. Олистостромы этой группы сложены относительно менее крупнообломочным материалом, чем подобные образования геосинклинальных толщ. В преобладающем числе это, в сущности, пласты обычных осадочных брекчий, залегающие среди вмещающих их песчаниковых или конгломератовых слоев. Наиболее крупным из числа известных образований этой категории является, бесспорно, каратегинский олистостром, протянувшийся вдоль подножия Каратегинского хребта от Комсомолабада до Новабада. Однако крупноглыбовое сложение он имеет лишь на отдельных участках. На большей же части площади распространения это – известняковая среднеобломочная брекчия, согласно залегающая в толще верхнего неогена и в некоторых местах обнаруживающая переходы по простиранию в известняковые конгломераты. Мощность брекчий достигает 200 м. К северной окраине площади своего распространения, т. е. в направлении к области сноса, брекчии становятся более крупнообломочными, обломки менее плотно упакованными; здесь брекчия либо непосредственно налегает на подстилающий палеозойский фундамент, либо отделяется от него тонкой прокладкой песчано-глинистого состава. Каратегинский олистостром в качестве примера "брекчий древних осыпей" описывался ранее [18].

Верхненеогеновый олистостром установлен и в восточной, придарвазской части Таджикской депрессии [20]. Нами он наблюдался в окрестностях кишлака Сафетдарон и в долине Возгины. На участке перевала Хабурабат в верховьях сая Сафетдарон олистостром выражен пластом (до 25 м мощности) неслоистой известняковой брекчии, залегающей среди каранак-полизакских конгломератов. Она сложена угловатыми, в большинстве слегка отертыми кусками известняков дикзанкоуской свиты (нижний–средний девон), присутствуют также редкие и мелкие обломки кварцита, отдельные обломки известняка похожи внешне на пермский известняк. Брекчия среднеобломочная, лишь немногие куски достигают 0,5 м в поперечнике. Пласт брекчии согласно перекрыт (наклон слоев 3–5°) очень слабо сцементированными сероцветными конгломератами, слагающими водораздельную часть Дарвазского хребта. На южной окраине Памира многочисленные олистостромы отмечены в составе кызылкирчинской свиты плиоцен-квартера [13].

* * *

Предпринятое описание олистостромов из складчатых комплексов Памира и Гиссаро-Алая позволяет сделать некоторые заключения общего характера, касающиеся тектонических и физико-географических условий времени их образования.

1. В геосинклинальных складчатых областях Гиссаро-Алая и Памира олистостромы развиты в составе терригенных и терригенно-вулканогенных толщ, несогласно залегающих на подстилающих отложениях; терригенные формации, согласно пластующиеся с подстилающими толщами, не заключают олистолитов и олистостромов. Отмеченная закономерность сохраняется и в разрезах районов негеосинклинального типа развития. На основе имеющихся данных в предположительной форме представляется возможным сформулировать следующий вывод: толщи с олистостромами залегают на подстилающем фундаменте несогласно; терригенные свиты, лишенные олистостромов, пластуются с подстилающими отложениями согласно. Поверхность несогласного налегания толщ с олистолитами и олистостромами в ряде случаев несет отчетливо выраженные признаки древнего рельефа (район горы Учочак в Туркестанском хребте, бассейн р. Дараихурд в Гиссарском хребте, район перевала Акбайтал на Памире и др.). По всей вероятности, указанная особенность поверхности несогласия имеет чрезвычайное значение, потому что на тех участках трансгрессивно лежащих толщ, где в них отсутствуют олистолиты и

олистостромы, поверхность несогласия представляется совершенно плоской, амплитуды погребенного рельефа измеряются долями метра или первыми метрами. Именно с такой морфологической характеристикой наблюдается поверхность в подошве южнотяньшаньской юры, в толще которой олистолиты и олистостромы, как известно, не установлены. Значительный по амплитуде рельеф несут поверхности несогласного пластования и на этапе постгеосинклинального развития, когда перекрывающие их толщи заключают олистостромы (неогеновая моласса в Дарвазе, кызылкырчинская свита на Южном Памире). В составе постгеосинклинальных толщ очень редки или практически отсутствуют олистолиты гигантских размеров. Можно думать, что эпоха молассообразования отличается менее контрастным рельефом, чем время накопления вулканитов и флиша.

2. Предполагаемая многими исследователями генетическая связь олистостромов с тектоническими покровами на примерах Гиссаро-Алая и Памира не находит независимых объективных доказательств. Напротив, молодые (третичные и меловые) олистостромы этих складчатых областей обнаруживают бесспорную связь с поднятиями фундамента, за счет денудационного разрушения которых они образовались; как в самих поднятиях, так и на их границах не наблюдается каких-либо структурно-геологических данных для того, чтобы квалифицировать такие выступы или поднятия в качестве фронтальных частей шарьяжей. Поздненеогеновый олистостром в районе Сафетдарона и гряда дикзанкоуских известняков девона, обломками которых он в основном сложен, находятся в одном и том же, восточном крыле Дарваз-Каракульского разлома, если последний представлять в качестве линии грандиозного шарьяжа Памира в северном направлении.

По северному контуру неогеновой толщи, вмещающей каратегинский олистостром, тектонический контакт отсутствует, она стратиграфически налегает на палеозойский фундамент. Об этом убедительно свидетельствуют олистостромы, залегающие в подошве трансгрессивных толщ. Полное отсутствие каких-либо взаимозависимостей между движением шарьяжей и образованием базальных горизонтов трансгрессивных серий представляется самоочевидным. Наконец, во всех описанных примерах олистостромов Гиссаро-Алая и Памира мы не знаем случаев перекрытия олистостромов шарьяжами, что, конечно, достаточно симптоматично: ведь в случаях "быстрых тектонических покровов", когда скорость поступательного движения шарьяжа больше скорости латерального разрушения его лобовой части, шарьяж неизбежно должен иметь в своей подошве обломочно-глыбовый материал, служащий для него своеобразным рольгангом.

3. Итальянские геологи П. Эльтер и Л. Тревизан [21] связывают образование олистостромов Северных Апеннин с движениями конкретных тектонических фаз: олистостромы лигурийской фазы, олистостромы аквитанской фазы и т. д. На материалах Гиссаро-Алая и Памира подобной связи обнаружить не удается, олистостромы этих складчатых областей не коррелируется с соответствующими диастрофическими фазами, или же вопрос остается открытым. В самом деле, для образования калактащского рэтского олистострома на Памире не найти соответствующую ему тектоническую фазу в этой области; олистостромы, заключенные в толщах перми Дарваза и Северного Памира, также не могут быть поставлены в связь с синхронными им фазами диастрофизма – такие фазы здесь не проявились. Плиоцен-плейстоценовые кызылкырчинские олистостромы залегают почти в недислоцированных отложениях. Можно ли говорить об их связи с соответствующей фазой диастрофизма, об их образовании за счет разрушения фронтальной части покрова?

Геологические исследования на Памире и в Тянь-Шане должны проводиться с учетом того, что в этих складчатых областях олистолиты и олистостромы распространены весьма широко. Забвение или игнорирование этого явления неизбежно вызовет ошибки и заблуждения в понимании геологического строения конкретных районов, что скажется на направлении поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Beneo E.* Sull olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale). – Boll. Serv. geol. ital., 1958, vol.79, fasc. 1–2, p. 35.
2. *Flores G.* Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. – In: Proc. 5th World Petrol. Congr., N.Y., 1959, sec. 1, p. 259.
3. *Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы в сакмарской зоне Южного Урала. – Литология и полез. ископаемые, 1973, № 6, с. 21.
4. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1968, с. 298.
5. *Кухтиков М.М., Черенков И.Н.* Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань). – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, с. 71.
6. *Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1974, с. 170.
7. *Овчинников С.К.* Новые данные по геологии южного склона Гиссарского хребта. – Изв. Тадж. ФАН СССР, 1946, № 11, с. 68.
8. *Кузнецов В.А., Лелешус В.Л.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Южного Гиссара. – Докл. АН ТаджССР, 1967, т. 10, № 11, с. 58.
9. *Кухтиков М.М., Винниченко Г.П.* Схема стратиграфии среднепалеозойских отложений Дарваза. – Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 18, № 5, с. 52.
10. *Поспелов И.И.* О нижнепермской олистостроме центральной части Северного Памира. – Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2, с. 441.
11. *Левен Э.Я.* К вопросу о стратиграфии и истории формирования верхнепалеозойских формаций Северного Памира. – Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1980, № 4, с. 52.
12. *Винниченко Г.П., Кухтиков М.М.* Схема стратиграфии верхнетриасовых отложений Центрального Памира. – Докл. АН ТаджССР, 1973, т. 16, № 2, с. 48.
13. *Кухтиков М.М., Винниченко Г.П.* Палеозойская тектоническая зональность Памира. – Сов. геология, 1979, № 12, с. 56.
14. *Винниченко Г.П., Кухтиков М.М.* О третичных континентальных отложениях Юго-Западного Памира. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 1, с. 63.
15. Расчленение стратифицированных интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
16. *Винниченко Г.П.* Новые данные по стратиграфии пермских отложений Каракульского района (Северный Памир). – Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1978, № 2 (68), с. 55.
17. *Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 243 с.
18. *Кухтиков М.М.* Брекчии древних осыпей и некоторые вопросы стратиграфии и альпийской тектоники Памира и Южного Тянь-Шаня. – Сов. геология, 1971, № 11, с. 110.
19. *Кухтиков М.М.* Меланж осадочного происхождения на Юго-Западном Памире. – Докл. АН ТаджССР, 1974, т. 17, № 9, с. 52.
20. *Щерба И.Г.* Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 97.
21. *Эльтер П., Тревизан Л.* Олистостромы в тектонической эволюции Северных Апеннин. – В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 183.

УДК 551.248.1:551.735:552.5 (575.22)

Л.Е. Вишневский, А.С. Алексеев, М.Н. Соловьева

К ВОПРОСУ О ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ТОЛЩ СЕВЕРНОГО СКЛОНА АЛАЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНАЯ ФЕРГАНА)

Верхнепалеозойские олистостромовые толщи широко распространены в Южной Фергане, где их суммарная мощность достигает 1–1,5 км. В Каузанском и Андыгенско-Кичикалайском антиклинориях они залегают на терригенном флише толубайской свиты ($C_2 m_2 tl$), перекрывающем башкирские и нижнемосковские карбонатные бокситоносные отложения туюкдангинской ($C_2 b\, td$) и пыркафской ($C_2 m_1 p$) свит. В обрамляющих прогибах (Джидалинско-Караджегачском и др.) олистостромовые толщи с резким угловым несогласием залегают на сложнодислоцированных отложениях аспидной формации (S_1–D_1?), изредка – на образованиях лептогеосинклинального комплекса

(шаланская серия D_2-C_1 sh). Для этих толщ характерно сложное внутреннее строение с резкими фациальными замещениями как по простиранию структур, так и вкрест них.

Многими исследователями игнорировались факты переотложения фаунистических остатков и смешивания разновозрастных пород, а также отрицалось наличие крупных отторженцев карбонатных, кремнистых и терригенных пород в отложениях рассматриваемых олистостром [1–6]. Очевидна неправомочность установления времени их формирования лишь на основании определения возраста отдельных олистостромов без учета комплекса данных – структурного анализа, внутреннего строения и литологического состава этих образований. Ряд геологов [7–12] относят их к верхнему палеозою. Однако многие истолковывают олистостромовые толщи северного склона Алайского хребта как серию последовательно залегающих друг на друге тектонических пластин и покровов среднепалеозойских пород, надвинутых на среднекаменноугольный терригенный флиш толубайской свиты, венчающий разрез карбонатных пород автохтона. Это нашло отражение в региональных построениях тектонического, металлогенического и другого профиля, что приводит, на наш взгляд, к существенным ошибкам [13–15].

В Каузанском антиклинории в основании олистострома выделяется зузановский олистостромовый горизонт мощностью до 50 м, состоящий из многочисленных отторженцев карбонатных пород, вмещенных в отложения грубого гравийно-песчаного флиша. Ранее к так называемым зузановским известнякам и доломитам верхнетолубайской подсвиты ($C_2m_1tl_2$) относились породы с более древней по облику фауной, залегающие, как полагали, нормально, без стратиграфического перерыва на нижнемосковском терригенном флише нижнетолубайской подсвиты ($C_2m_1tl_1$) [16]. Впоследствии было показано, что рассматриваемые образования являются аллохтонными и включают неизвестные в пределах Каузанского антиклинория отложения с конденсированным типом разреза. В связи с этим представления о таких карбонатных телах претерпели принципиальные изменения, и их стали интерпретировать в виде маломощной чешуи в основании тектонической серии покровов [13, 15]. Проведенные исследования подтверждают резкую разновозрастность (нижний девон–средний карбон) и различный литологический состав карбонатных пород олистостромов, несущих следы формирования как в заведомо мелководных, так и в глубоководных обстановках. Протяженность отторженцев – от первых до нескольких сот метров. Они имеют характерные нижние поверхности, свидетельствующие об их гравитационном оползании.

На правобережье р. Чаувай строение зузановского горизонта изучалось неоднократно [7, 12,17]. Здесь, в сае Тегерман, нами установлено, что "северные" нижние поверхности крупных отторженцев имеют округленные, сглаженные очертания, тогда как "южные" резко изломаны, напоминают ступени лестниц. На участках сочленения этих поверхностей наблюдаются пилообразные контуры известняков. Это можно истолковать в пользу перемещения этих отторженцев в направлении с юга на север. Изучение фораминифер указывает на среднекаменноугольный возраст различных литологических типов пород, слагающих эти отторженцы. В нескольких километрах к востоку по простиранию зузановского горизонта, вблизи устья сая Бель-Сохте, обнажаются олистостромы сильно доломитизированных известняков мощностью до 30 м. В них на многих участках установлены конодонты, среди которых преобладают Pandorinellina exigua (Klapper) и Panderodus dp. Реже встречаются Ozarkodina sp., Neoprioniodus sp., Hindeodella sp. и Belodella sp. Возраст этих пород устанавливается как среднепражский–нижнезлиховский (низы эмса). Они могут соответствовать зинзильбанским и нижней части кимовских слоев разреза Ходжа-Курган в Зеравшанском хребте [18].

Наиболее полные разрезы олистостромовых толщ Каузанского антиклинория обнажаются в горах Карабий. Здесь, на левом берегу сая Каранглы, на зузановском олистостромовом горизонте залегает пачка (100 м) гравийно-песчаного флиша с отторженцами глинистых сланцев силура и нижнемосковских органогенно-детритусовых известняков мощностью до 15–20 м. Из них определены фораминиферы Ozawainella maximensis Man.,, Schubertella obscura Lee et Chen, Profusulinella cf. ovata Raus., P. cf. prisca (Deprat), Eofusulina ex gr. triangula (Raus. et Bel.). Выше залегает пачка

(до 200 м) песчано-алевролитового флиша с отторженцами нижнемосковских (каширских) известняков мощностью 0,5–7 м (фораминиферы Profusulinella constans Saf., Aljutovella cf. citronoides Man., Eofusulina triangula (Raus. et Bel.), E. triangula (Thetys Sol.)). Следующая пачка (до 300 м) сложена грубым гравийно-песчаным флишем, включающим линзы мощностью до 30 м разногалечных, с валунно-глыбовым материалом, конгломератов. В последних, помимо галек карбонатных пород, присутствуют гальки фтанитов шаланской серии, кварцитовидных песчаников, микрокварцитов и глинистых сланцев аспидной формации, а также весьма редких основных и кислых вулканитов из сопредельного Джидалинско-Караджегачского прогиба. Необходимо отметить, что обломки этих пород наряду с зернами кварца и плагиоклазов слагают гравийно-песчаные флишевые отложения толубайской свиты. В верхней части этой пачки неравномерно разбросаны отторженцы карбонатных пород. В отдельных телах выявлен ископаемый карст, в том числе глубокие (до 15 м) колодцы, выполненные известняковым глыбово-галечным материалом с гнездами бокситовых пород.

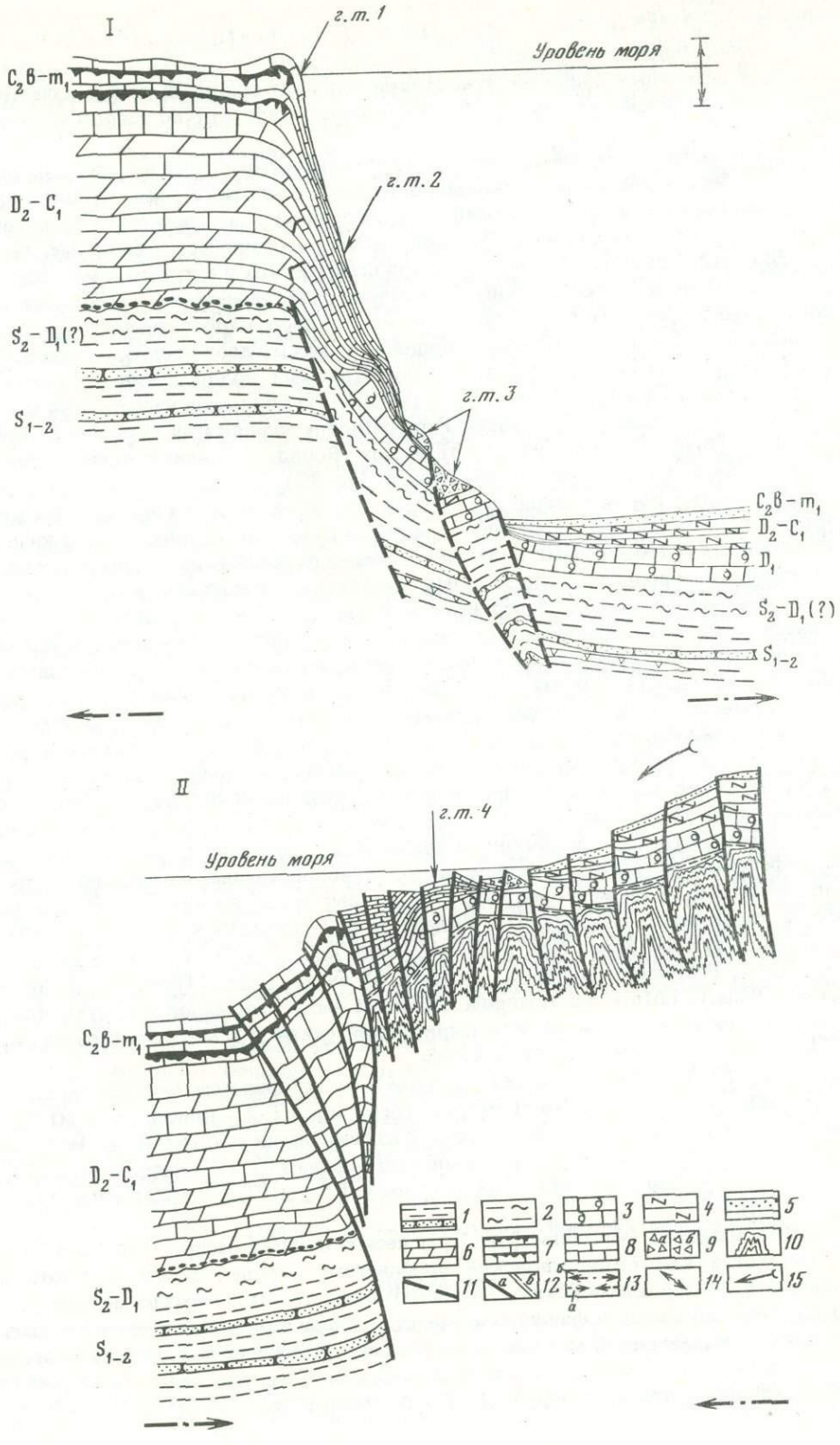
Весьма широко верхнепалеозойские флишево-олистостромовые толщи распространены и в Джидалинско-Караджегачском прогибе. Они имеют различный облик: валунно-галечные конгломераты (дикий флиш) и гравелитово-песчаные флишевые отложения алькакаринской свиты; грубый конгломератово-гравелитовый и конгломератово-гравелитово-песчаный флиш с рассеянными отторженцами карбонатных пород, глинистых сланцев, кварцитовидных песчаников и кремнистых пород (исфайрамская свита); песчано-алевролитово-аргиллитовый флиш с подчиненными пачками конгломератово-гравелитово-песчаного и песчаного флиша и валунно-галечных конгломератов дикого флиша (джидалинская свита). Петрографический состав обломочных пород этих образований сходен с составом отложений толубайской свиты. Из карбонатных пород глыб и галек исфайрамской и джидалинской свит определены идентичные комплексы конодонтов: Pandorinellina exigua philipi (Klapper), Ozarkodina excavata excavata (Rhodes) (P-элемент), Plectospathodus sp., Panderodus sp., Belodella aff. triangularis (Stauffer), характерные для средней части нижнего девона. Они, по-видимому, синхронны доломитизированным известнякам олистостромов зузановского горизонта, обнажающимся близ устья сая Бель-Сохте.

Среди среднекаменноугольных карбонатных пород, слагающих отторженцы зузановского олистостромового горизонта, на правобережье р. Чаувай, в сае Тегерман, выделяются четыре генетических типа (ГТ) отложений, как правило включающих несколько различных литологических типов. ГТ 1 представлен мелководными активно-водными отложениями нижнемосковского (каширского) возраста, формировавшимися на сводовых частях карбонатных островных поднятий (рисунок). К нему относятся известняки: органогенно-детритусовые с преобладанием водорослей и с криноидеями, фораминиферами; комковато-сгустковые с фораминиферами и детритом мшанок, криноидей, брахиопод, оолитами и их обломками. В этих известняках иногда встречаются небольшие водорослевые биостромы. Часто наблюдаются палеокарстовые полости глубиной до 2 м, выполненные валунно-галечными известняками конгломератами, на которых залегают бокситоносные породы. Образование последних связывается с субаэральным выветриванием пирокластического материала [19]. Из обширного

→

Этапы развития (I) и отмирания в результате инверсии (II) Джидалинско-Караджегачского глубоководного прогиба

1–2 – аспидная формация: *1* – глинистые сланцы, *2* – глинистые сланцы, алевролиты; *3* – мелководные карбонатные породы; пелагические образования лептогеосинклинальных прогибов: *4* – фтаниты, карбонатные брекчии, *5* – терригенные породы; *6, 7* – мелководные карбонатные отложения островных поднятий; *8* – относительно глубоководные породы палеосклонов этих поднятий; *9* – карбонатные брекчии у их подножий; *10* – дисгармоничная складчатость; разрывные нарушения: *11* – конседиментационные, средне-позднепалеозойские, *12* – инверсионной стадии, позднепалеозойские взбросы (*а*) и срывы (*б*); *13* – горизонтальные сжатия (*а*) и растяжения (*б*); *14* – уровни колебания поверхности островных поднятий относительно уровня моря; *15* – направление сноса обломочного материла


I
г.т. 1
Уровень моря
C_2B-m_1
г.т. 2
D_2-C_1
$S_2-D_1(?)$
г.т. 3
S_{1-2}
C_2B-m_1
D_2-C_1
D_1
$S_2-D_1(?)$
S_{1-2}
II
г.т. 4
Уровень моря
C_2B-m_1
D_2-C_1
S_2-D_1
S_{1-2}
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

списка фораминифер перечислим наиболее характерные формы: Profusulinella cf. ovata Raus., P. ex gr. constans Saf., P. ex gr. prisca (Deprat), Eofusulina triangula (Raus. et Bel.).

ГТ 2 – относительно глубоководные конденсированные отложения палеосклонов карбонатных островных поднятий. Известняки содержат обильный детрит известняковых губок (спикуловое волокно) и единичные фораминиферы (Glomospira sp., Pseudostaffella sp.).

ГТ 3 представлен глубоководными подводно-осыпными отложениями, накапливающимися в зоне сочленения палеосклонов островных поднятий и ложа глубоководного Джидалинско-Караджегачского прогиба, осложненной разрывными нарушениями (см. рисунок). Это эдафогенные брекчии щебнисто-гравийные, неслоистые, состоящие из угловатых, реже оглаженных обломков пелагических и единичных мелководных известняков. Первые представлены спикулово-радиоляриевыми слабоглинистыми неясно слоистыми разностями и спикуловыми глинисто-карбонатными породами с гидроокислами железа и прерывисто-волнистой микрослойчатостью. Мелководные известняки – органогенно-детритусовые с синезелеными водорослями, криноидеями и фораминиферами Parastaffella cf. struvei (Moell.). Из обломков известняков выделены конодонты серпуховского возраста: Paragnathodus commutatus (Branson et Mehl), P. cf. nodosus (Bischoff), Dryphenotus bilineatus (Roundy). Цемент брекчий базальный железисто-глинисто-карбонатный с небольшим (до 5%) содержанием песчаных зерен кварца, кремнистых пород и глинистых сланцев. Среди этих брекчий иногда встречаются породы иного типа, например прослои микритовых известняков, тонко- и неясно слойчатых, окрашенных гидроокислами железа и участками окремненных, с радиоляриями (до 15%) и спикуловым волокном (до 30%). Их следует отнести к одному из подтипов ГТ 2.

ГТ 4 – прибрежные волновые верхнемосковские (подольские?) отложения, накапливавшиеся в мелководноморской обстановке на периферии Джидалинско-Караджегачского поднятия, которое возникло после замыкания одноименного глубоководного прогиба (см. рисунок). К этому типу отнесены обломочные карбонатные породы от гравийно-песчаных до мелко-среднегалечных с небольшой примесью (до 20%) песчаных зерен разнообразных среднепалеозойских пород – фтанитов шаланской серии, глинистых сланцев, микрокварцитов и кварцитовидных песчаников аспидной формации, а также более редких основных и кислых вулканических пород. Кроме того, отмечаются зерна кварца, плагиоклазов и обломки пепловых туфов. Обломки известняков – преимущественно органогенно-детритусовые : фораминиферовые, криноидно-фораминиферовые, остракодово-фораминиферово-водорослевые, кораллово-брахиоподово-водорослевые, а также комковатые, оолитовые и т.п. Из них определены фораминиферы каширского возраста: Ozawainella ex gr. shmitovi Sosn., Schubertella galinae Saf., Sch. gracilis Raus., Sch. gracilis znensis Raus., Pseudostaffella ex gr. ozawai (Lee et Chen), Profusulinella prisca (Deprat), P. ex gr. fittsi (Thomps.), Aljutovella priscoidea (Raus.), Eofusulina triangula (Raus. et Bel.). Формирование этих отложений связано с размывом известняков пыркафской свиты и в меньшей степени пород ложа Джидалинско-Караджегачского прогиба.

Известняки ГТ 1 слагают наиболее крупные тела отторженцев мощностью до 40 м и протяженностью до первых сотен метров, тогда как ГТ 2 – тонкие (1–2 м) протяженные (до 40 м) пластины, что согласуется с изначальными условиями формирования этих отложений в пределах периферической части свода (ГТ 1) и палеосклона (ГТ 2) карбонатного островного поднятия (см. рисунок). ГТ 3 и ГТ 4 слагают мелкие глыбы и тонкие пластины.

Отложения аспидной формации (S_1–D_1?) весьма широко распространены в Туркестано-Алае, тогда как нижнедевонские карбонатные породы, олистолиты которых установлены в верхнепалеозойских олистостромовых толщах, гораздо меньше развиты. Литологический состав и фаунистические комплексы этих пород позволяют сделать вывод об их образовании в мелководных условиях. Накопление известняков ограничивалось сравнительно узкими зонами, в пределах которых впоследствии формировались глубоководные прогибы, например Джидалинско-Караджегачский. Этому периоду

их развития соответствуют существенно кремнистые образования конденсированных разрезов лептогеосинклинального типа мощностью до первых сотен метров, выделенные в шаланскую серию. В Каузанской интрагеоантиклинальной зоне (на островных поднятиях) им соответствуют 2–2,5-километровые толщи карбонатных пород [13]. Кремнистые породы венчаются маломощными терригенными образованиями среднего карбона, включая, по-видимому, и нижнемосковские отложения. Им одновозрастны карбонатные бокситоносные толщи Каузанской группы островных поднятий [19] мощностью до 250–300 м.

Заложение Южно-Ферганской зоны раздвига произошло в раннедевонское время, когда возникли чередующиеся друг с другом субширотные мелководные и относительно глубоководные прогибы, разделявшиеся поднятиями, сложенными аспидной формацией. Мелководные прогибы (Джидалинско-Караджегачский и др.) выполнялись карбонатными отложениями нижнего эмса, тогда как в относительно глубоководных прогибах (Араванский, Учкургонский, Сарыталинско-Киргизатинский и др.) развиты преимущественно магматические образования офиолитовой ассоциации [20]. На рубеже ранне- и среднедевонского времени происходит резкое углубление мелководных прогибов, в связи с чем лептогеосинклинальные комплексы (шаланская серия) сменяют мелководные карбонатные породы нижнего девона (см. рисунок). В среднекаменноугольное время осуществляется перестройка полей напряжений и фазы растяжения сменяются фазами сжатия. Последние привели к частной инверсии ряда глубоководных некомпенсированных прогибов и «раздавливанию» образовавшихся на их "месте" интрагеоантиклиналей.

Таким образом, формирование терригенного гравийно-песчаного флиша толубайской свиты Каузанского антиклинория связано с размывом сопредельной интрагеоантиклинали, возникшей в позднемосковское время в результате замыкания Джидалинско-Караджегачского прогиба. В позднекаменноугольное время происходит дальнейший рост этого поднятия на фоне перемежающихся периодов относительного покоя и фаз интенсивного горизонтального сжатия. Последние играли роль так называемого спускового крючка и приводили к формированию олистостромовых горизонтов регионального распространения. Так, например, зузановский олистостромовый горизонт прослеживается на значительной территории в Каузанском и Андыгенско-Кичикалайском антиклинориях. Он формировался в связи с катастрофическими обрушениями и оползнями, в процессе которых в бассейн седиментации перемещались огромные монолиты (до 1,5 млн. $м^3$) карбонатных пород. Наличие в среднекаменноугольных отторженцах зузановского олистостромового горизонта Чаувая глубоководных эдафогенных брекчий, палеосклоновых образований и мелководных известняков, в палеокарсте которых обнаружены бокситистые породы, сходные с такими же породами гор Боорды, свидетельствует о небольшой, по-видимому первые километры, амплитуде их перемещения.

В последние годы в Южной Фергане удалось выявить образования так называемых переходных фаций от мелководных толщ карбонатных островных поднятий к лептогеосинклинальным комплексам глубоководных прогибов [22], реконструировать южное обрамление Учкургонской офиолитовой зоны [21]. Нами выделены генетические типы среднекаменноугольных отложений олистолитов, что позволяет говорить о возможности реконструирования южного склона Боординского палеоостровного поднятия и его подножия. Это вселяет надежду на то, что подобные исследования позволят в будущем дать палеотектоническую реконструкцию Южно-Ферганской зоны раздвига.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Орловский М.Б., Поярков Б.В.* Стратиграфия нижнедевонских отложений северной части междуречья Абшир-Сох (Южная Фергана). – В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965, с. 88.

2. *Горянов В.Б., Ярушевский Г.А.* К стратиграфии девонских терригенных отложений Южной Ферганы. – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969, с. 52.

3. *Бискэ Ю.С., Горянов В.Б., Петросян Н.М., Ржонсницкая М.А.* Материалы по фауне и флоре джидалинской свиты (средний палеозой, Алайский хребет). – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974, вып. 1, с. 44.
4. *Горянов В.Б.* Исфайрамская свита. – В кн.: Стратиграфический словарь СССР (кембрий, ордовик, силур, девон). Л.: Недра, 1975, с. 145.
5. *Горянов В.Б.* Джидалинская свита. – В кн.: Стратиграфический словарь СССР (кембрий, ордовик, силур, девон). Л.: Недра, 1975, с. 189.
6. *Бискэ Ю.С., Горянов В.Б., Салтовская В.Д., Старшинин Д.А.* Терригенный девон Нуратау-Алайской миогеосинклинали. – Вестн. ЛГУ. 1970. № 18, с. 9.
7. *Вебер В.Н.* Геологическая карта Средней Азии. Лист VII-6. Л.:, М.: Гос. науч.-техн. горно-геол. нефтяное изд-во, 1934. 279 с. (Тр. Всесоюз. геол.-развед. объед.; Вып. 194).
8. *Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959. 370 с.
9. *Каледа Г.А.* Девонские отложения Южной Ферганы. – В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960, с. 183.
10. *Набиев К.А., Исхаков С.А., Шамгунов К.К.* Новые данные о возрасте джидалинской свиты междуречья Исфайрам–Сох (Южная Фергана). – Докл. АН УзССР, 1970, № 3, с. 45.
11. *Черенков И.Н.* Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 169 с.
12. *Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н., Соловьева М.Н.* Дикий флиш северного склона Алайского хребта. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, № 1, с. 146.
13. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 216 с.
14. *Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н.* Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М.: Наука, 1973. 127 с.
15. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 289).
16. *Соловьева М.Н.* Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М.: Наука, 1963. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 76). 134 с.
17. *Поршняков Г.С.* О тектонической позиции известняков со "смешанной" фауной в среднем карбоне Алая. – В кн.: Вопросы региональной геологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1968, с. 44.
18. *Машкова Т.В.* Древнейшие конодонтовые комплексы девона СССР. – Сов. геология, 1978, № 4, с. 3.
19. *Вишневский Л.Е.* Условия формирования среднекаменноугольных бокситоносных отложений Южной Ферганы. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1981, № 4, с. 24.
20. *Вишневский Л.Е., Савочкина Е.Н.* Внутреннее строение и этапы формирования офиолитовой ассоциации Южной Ферганы. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 5, с. 30.
21. *Бискэ Ю.С.* О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, вып. 2, с. 103.
22. *Алексеев А.С., Вишневский Л.Е.* Конодонты в Учкургонской эвгеосинклинальной зоне Южной Ферганы. – Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 5, с. 1177.

УДК 551.24:551.71/72 (235.214–14)

А.К. Бухарин, И.А. Масленникова, А.К. Пятков
В.К. Панасюченко

НОВОЕ В ПРОБЛЕМЕ ДОКЕМБРИЯ, ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ И КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА

Юго-западные отроги Гиссарского хребта, относящиеся к Байсунской структурно-формационной зоне Южного Тянь-Шаня, традиционно считаются областью развития интенсивно метаморфизованного комплекса глубокого докембрия. Авторы, не претендуя на решение вопроса о возрасте этого комплекса или на создание конкретной схемы его расчленения, обращают внимание геологов на следующие данные и проблемы.

1. Обнаженный разрез метаморфического комплекса (более 4000 м) сложен преимущественно биотитовыми глиноземистыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями и горизонтами в низах разреза кварцитовых гнейсов, кварцитов, мрамора и амфиболитов, в середине – яшмокварцитов, амфиболитов, метапесчаников. В низах разреза присутствуют органические остатки, предположительно водоросли, в основном

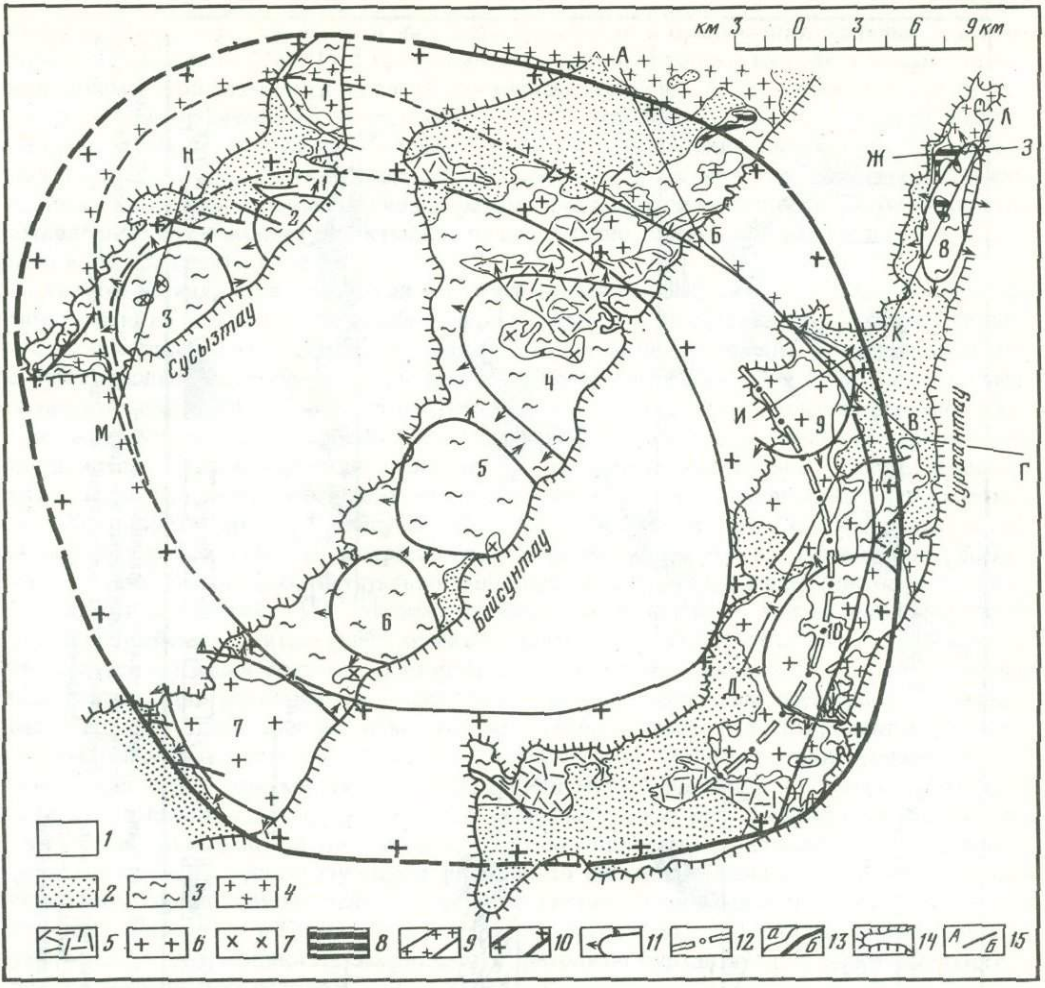
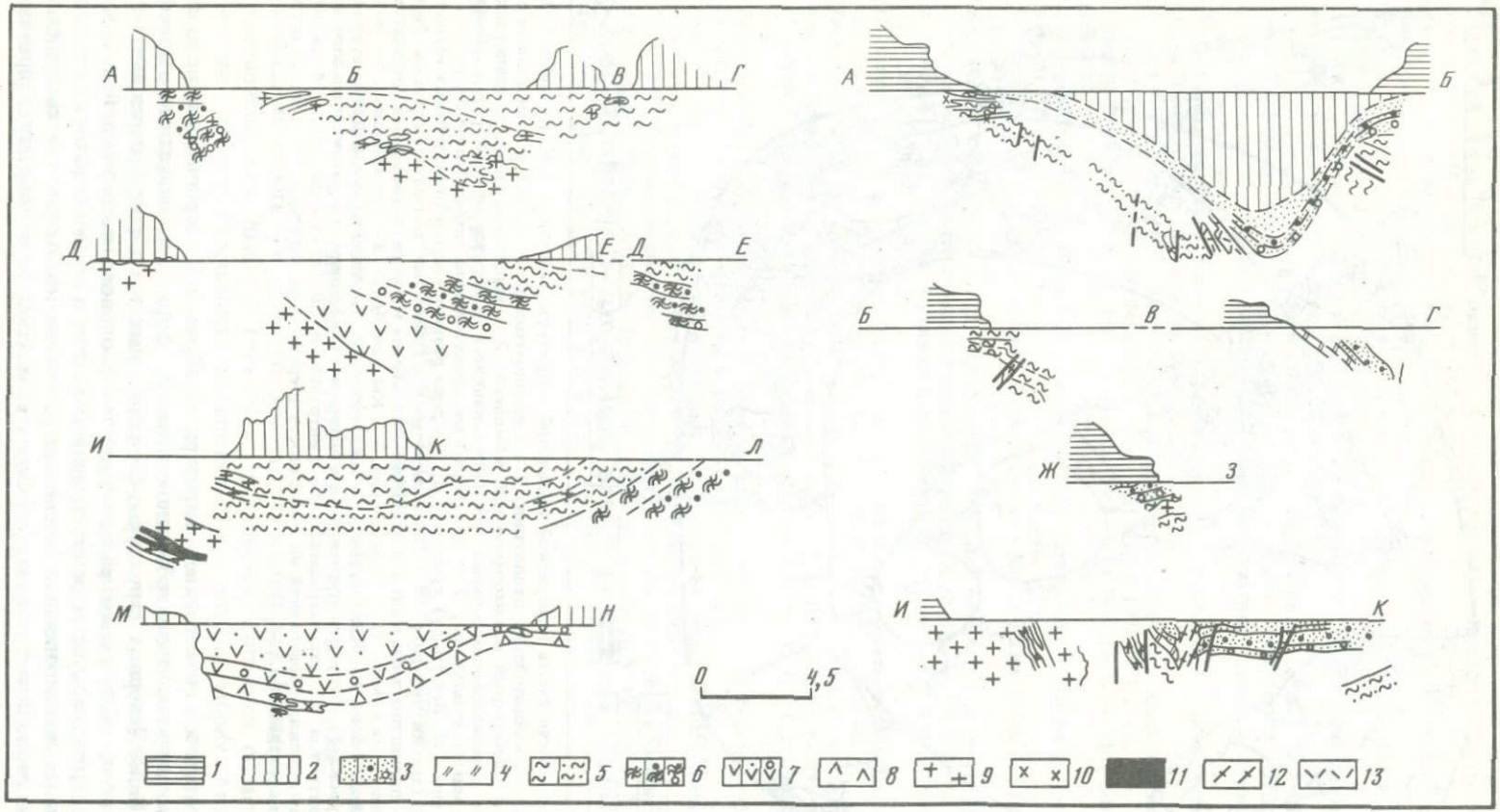


Рис. 1. Тектоническая схема Байсунской кольцевой структуры; составил А.К. Бухарин, 1980 г.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; *2* – каменноугольные осадочно-вулканогенные образования; *3* – докарбоновый метаморфический комплекс; *4* – верхнепалеозойские гранитоидные интрузии; *5* – нижнекаменноугольные (?) субвулканические образования; *6* – докарбоновые гранитоидные мигматит-плутоны; *7* – докарбоновые гранитоидные акмолитовые интрузии; *8* – *кембрийские (по Э.Д. Безуглову) гранитоиды*; *9* – *зона развития верхнепалеозойских гранитоидных* интрузий (значки внутрь); *10* – зона развития докарбоновых мигматит-плутонов (значки внутрь); *11* – принципиальные контуры брахиантиклинальных куполов, выделенных предыдущими исследователями, и их номера (1 – Харкушская, 2 – Кызылсайская, 3 – Уруклинская, 4 – Бахчинская, 5 – Диймалекская, 6 – Айлянгарская, 7 – Гуматагская, 8 – Маляндская, 9 – Обинаурузская, 10 – Малянгурская); *12* – ось Сурхантауского послераннекарбонового антиклинального вала; *13* – линии контактов: *а* – стратиграфического и интрузивного, *б* – тектонического; *14* – контуры выходов домезозойских образований на поверхность (бергштрихи наружу); *15* – линии геологических разрезов (разрезы см. рис. 2)

верхнего протерозоя, в середине – акритарх кембрия [1]. Первоначально это была флишоидная вулканогенно-карбонатно-сланцевая формация открытого морского бассейна. В более северных структурно-формационных зонах такой разрез неизвестен. При проверке в поле схемы расчленения докарбонового комплекса В.А. Хохлова и др. [2] выявилась искусственность выделяемых свит и особенно пачек, часто лишенных визуальных картировочных признаков. Очевидна необходимость совершенствования схемы расчленения метаморфического комплекса на основе таких признаков.



Р и с. 2. Схематические палеогеологические разрезы (см. рис. 1). Составили А.К. Бухарин, В.К. Панасюченко, 1981 г.

1 – юрские отложения; *2–4* – нижнекаменноугольные образования; *2* – нерасчлененные, *3* – вахшиварская свита, *4* – зойская свита; *5* – хандизинская свита нижнего кембрия; докембрийские метаморфические образования: *6* – маляндская свита, *7* – шатутская свита, *8* – айлянгарская свита; гранитоиды; *9* – девонские, *10* – кембрийские?, *11* – докембрийские; субвулканические кварцевые порфиры: *12* – пермские, *13* – нижнекарбоновые

Далее, если основываться на рисовке контуров по имеющимся детальным геологическим картам, то в Сурхантау и на севере Байсунтау в брахиантиклинальных гранитогнейсовых куполах (рис. 1) с гранитоидами в ядрах обращает на себя внимание высокая степень конформности (вплоть до мелких деталей) в залегании толщ докарбонового метаморфического комплекса, с одной стороны, и залегающего с размывом нижнего карбона – с другой (включая и верхнепалеозойские интрузивные образования). Строение брахиантиклинальных гранито-гнейсовых куполов однотипно и очень сходно. Поскольку брахиантиклинали развиты на площади непрерывно, то особенности, выявленные для наиболее характерных из них, можно считать присущими и всем остальным в Юго-Западном Гиссаре.

Авторы не являются пионерами в части выявления конформности в залегании метаморфического комплекса и карбоновых вулканитов Юго-Западного Гиссара. Предшественники рассматривали этот вопрос много лет назад на уровне фиксации пунктов с субсогласным залеганием, а авторы возобновили его сейчас, на этапе уже готовых детальных карт. Жизненность этой точки зрения подтверждает ее справедливость. Степень метаморфизма докарбоновых толщ в байсунтауской и сурхантауской сериях, по данным авторов, принципиально одинакова (различные гнейсы, кристаллические сланцы, диафториты), что ставит под сомнение обоснованность выделения двух серий В.А. Хохловым и др. [2] – байсунтауской кристаллической ($AR–PR_1$) и сурхантауской метаморфической (PR_{1-2}), возраст которых определялся ими по степени прогрессивного метаморфизма (соответственно амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации). По А.В. Покровскому [3], метаморфизованные в венде в эпидот-амфиболитовой фации рифейские свиты (пальгарьская, диймалекская) несогласно перекрываются нижнепалеозойскими свитами, претерпевшими в среднем ордовике? и в раннем–среднем девоне? два равноценных этапа гранитизации, с растущим преобладанием калия над натрием. Здесь следует отметить, что утверждаемое А.В. Покровским угловое стратиграфическое несогласие между диймалекской амфиболитовой (нижняя, байсунтауская серия докембрия) и айлянгарской метатерригенной (верхняя, сурхантауская серия нижнего палеозоя) свитами на правобережье руч. Айлянгар не подтвердилось. Если В.А. Хохлов и др. считают, что докембрийский комплекс метаморфизован (гранитизирован) весь сразу перед рифеем, то непонятны цели и мотивировка выделения двух серий. Если нет этих двух серий, то встает вопрос о принципиальной корреляции толщ Байсунтау и Сурхантау, что ведет к упрощению схемы расчленения разреза и уменьшению его мощности. Акритархи и фитолиты сурхантауской серии распространяются тогда на весь разрез.

2. Авторами была впервые предпринята попытка реконструкции дораннекарбоновой тектонической структуры метаморфического комплекса на основе распрямления составленных предшественниками и авторами разрезов, условно принимая преднижнекарбоновую эрозионную поверхность за горизонтальную. Распрямление производилось по линиям разрезов (рис. 2), в которых имеют место стратиграфические контакты нижнекаменноугольных и более древних толщ, путем совмещения подошвы карбона с условной линией горизонта. Карбоновые толщи располагаются при этом выше линии горизонта, а более древние – ниже ее. В результате снимались послераннекаменноугольные и оставлялись докарбоновые дислокации. Указанный метод позволяет реконструировать древние структуры лишь по определенным линиям, а не по всей площади. Компенсировать эту фрагментарность общей картины могла бы палеогеологическая карта со снятием нижнекаменноугольных и более молодых отложений, но составление ее сейчас невозможно в связи с недостатками стратиграфического расчленения метаморфического комплекса на свиты и подсвиты.

Произведенная указанным методом реконструкция неожиданно привела к исчезновению считавшихся докарбоновыми гранито-гнейсовых куполов как таковых структур и к субгоризонтальной слабо дислоцированной структуре докарбонового флишоидного метаморфического комплекса с зональным возрастанием степени метаморфизма сверху вниз. Подстилается этот комплекс субгоризонтальным мигматит-акмо-

литовым гранитоидным слоем с волнистой кровлей и прорывается на разных стратиграфических уровнях различными по составу и химизму крупными гранито-гнейсовыми интрузиями, обрисовывающими кольцо снаружи. А.В. Покровский [3] пришел к близкому выводу о конформном расположении изоград индекс-минералов в осевых частях прогибов, в общем совпадающем со стратиграфическими поверхностями раздела горизонтов. В.А. Хохлов и др. [2] указывают на систему зональных гранито-гнейсовых куполов со складками течения и с акмолитовыми телами кордиеритовых гранитов в ядрах.

Указанными выше особенностями и объясняется эффект исчезновения гранито-гнейсовых куполов при реконструкции докарбоновых структур: составные части куполов ведут себя в послераннекаменноугольных брахиантиклиналях подобно стратифицированным толщам в складчатых структурах. Реконструкция доюрской структуры тем же методом распрямления разрывов (см. рис. 2) приводит к сложнопостроенной системе крутых разнообразных складок. В целом четко проявляется эволюционно направленное усложнение складчатости от докарбоновой (простые пологие синклинали и антиклинали с углами падения до 15° и амплитудой до 7 км, если не принимать во внимание сложные мелкие складки течения) к позднепалеозойской (крутые разнообразные складки, разломы). Это очень напоминает схему структурного развития в пределах геосинклинального цикла.

Отсюда следуют два вывода: а) брахиантиклинальные купола Юго-Западного Гиссара как таковые – не докарбоновые (догерцинские), а послераннекарбоновые или вторичные, и их нельзя считать характерной особенностью докембрийского метаморфического комплекса; б) такая фактически отрисовывающаяся пологая и простая структура докарбонового метаморфического комплекса, унаследованно развивающаяся в карбоне, не согласуется с его дорифейским возрастом и с генезисом его как карельского геосинклинального комплекса, кратонизированного перед рифеем и трансформированного в кристаллическое основание древних платформ, прошедшее платформенный этап и наложенную активизацию в рифее (около 900 млн. лет), а также вендский этап эпиплатформенного орогенеза (150 млн. лет) и т.д. [3]. Общий возрастной разрыв между формированием кристаллического основания и ранним карбоном, по В.А. Хохлову и М.А. Ахмеджанову, составляет 1260 млн. лет! И такая конформность, унаследованность. Напрашивается предположение о более молодом возрасте докарбонового метаморфического комплекса. Имеющиеся радиологические цифры в соответствии с мировой литературой последнего десятилетия могут отражать как омолаживание, так и удревнение истинного возраста пород, особенно в областях гранитизации.

3. Анализ геологических карт приводит к выводу о наличии в пределах обнаженной части Байсунской структурно-формационной зоны крупной кольцевой структуры (см. рис. 1), выделенной ранее В.Е. Головиным, а также Т.Н. Далимовым [4], но незаслуженно забытой в отчетах и монографиях последних лет. На космоснимках эта кольцевая структура не отражается. По периферии ее располагаются гранито-гнейсовые батолитоподобные интрузии, а в середине – метатерригенный метаморфический комплекс с мелкими мигматит-акмолитовыми гранитоидными телами. Несогласно залегающие карбоновые толщи приурочены в основном к периферической части кольцевой структуры (к полосе развития докарбоновых гранитоидных массивов) и в Сурхантау образуют периферическую антиклинальную дугу, выпуклую на восток; в них имеет место система вулкано-тектонических депрессий, как бы нанизанных на кольцо докарбоновых интрузий.

Верхнепалеозойские гранитоидные интрузии либо занимают положение в пределах докарбонового интрузивного кольца (Сусызтау), либо обнаруживают явную тенденцию размещаться во внешней его части или за его пределами (Сурхантау), но никак не внутри кольцевой структуры. Отмечавшееся А.В. Покровским [3] антиклинальное строение метаморфического комплекса имеет место, но возраст этой структуры не ясен. Возможно, что это тоже результат послераннекаменноугольной складчатости и более высокого стояния брахиантиклиналей в центральной части общей кольцевой

структуры. При этом повсеместно нижне-среднекаменноугольные образования отжаты в межкупольные понижения.

Группа геологов [5–7], также отмечающих элементы кольцевого строения Юго-Западного Гиссара, считает, что докембрийские образования вместе с докембрийскими и среднедевонскими интрузивными комплексами слагают нижний структурный этаж – кристаллический фундамент Байсунской зоны, на котором несогласно залегают образования карбона и перми, составляющие средний структурный этаж. При этом одни исследователи [5] убеждены, что заложение кольцевой структуры связано с каледонским тектогенезом, в период которого произошло формирование крупных тел девонских гранитоидов. Другие [6] полагают, что она возникла в результате переработки приподнятого блока древних пород в каменноугольное и пермское время.

Однако перечисленные выше данные свидетельствуют о том, что метаморфический комплекс с секущими его докарбоновыми гранитоидами является не фундаментом, на котором развивалась кольцевая структура, а неотъемлемой составной частью ее. Намечается центробежное развитие кольцевой структуры с соответствующим уменьшением степени абиссальности гранитоидных интрузий: от ультраабиссальных в центре (ядре) через абиссальные в докарбоновом интрузивном кольце до гипабиссальных (среднеглубинных) верхнепалеозойских на периферии [4]. Докарбоновые интрузии представляют собой единую, эволюционно связанную цепь образований [2–3]. В том же направлении фиксируется увеличение мощности и степени основности вулканитов карбона.

Все это подтверждает не только пространственную, но и тектоническую, генетическую связь двух упомянутых частей кольцевой структуры, в совокупности образующих одну общую Байсунскую кольцевую структуру, унаследованно развивающуюся на протяжении длительного геологического времени в несколько этапов в пределах Байсунского краевого поднятия. Установленная З.А. Юдалевичем и др. (устное сообщение) принадлежность крупных докарбоновых интрузий в Сусызтау к габбро-плагиогранитному ряду, в Байсунтау к калий-натровому и в Сурхантау к натрово-калиевому указывает на гетерогенность субстрата кольцевой структуры, разделенного северо-восточными антитянь-шаньскими разломами на узкие блоки и с несколько различными петрофизическими свойствами и геологическим развитием. Представляет интерес выяснение глубинного строения кольцевой структуры по геофизическим данным: конус с вершиной книзу (к горячей точке) или кверху, цилиндр и т.д. Очевидна также необходимость учета сказанного выше, в том числе всего разреза, включая карбон, при корреляции метаморфического комплекса Юго-Западного Гиссара с Каратегином.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гарьковец В.Г., Бухарин А.К., Кешишян К.А., Клипенштейн В.Я., Масленникова И.А., Панасюченко В.К., Пояркова Э.В.* Схема стратиграфии докембрия западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Тр. V сессии Научного совета по геологии докембрия, Уфа, 1977. Л.: Наука, 1979, с. 166.
2. *Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М., Базарбаев Э.Р., Мирходжаев И.М., Хохлов В.А.* Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1975. 159 с.
3. *Покровский А.В.* Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 221 с.
4. *Далимов Т.Н., Кустарникова А.А., Ярмухамедов А.Р., Кадыров М.Х., Арапов В.А., Рахманов К., Шарипов Т.Т.* Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 286 с.
5. *Арапов В.А., Михайлов В.В., Шаякубов Т.Ш.* Палеозойская вулкано-плутоническая кольцевая структура юго-западных отрогов Гиссара. – Узб. геол. журн., 1971, № 2, с. 46.
6. *Шаякубов Т.Ш., Лапидус С.Я.* О границах и внутреннем строении палеозойской вулкано-плутонической структуры юго-западных отрогов Гиссара. – Узб. геол. журн., 1973, № 4, с. 38.
7. *Шаякубов Т.Ш.* Геология и рудоносность палеозойских вулканогенных формаций Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 128 с.

УДК 551.243:551 (235.216)

Е.В. Христов. А.В. Миколайчук

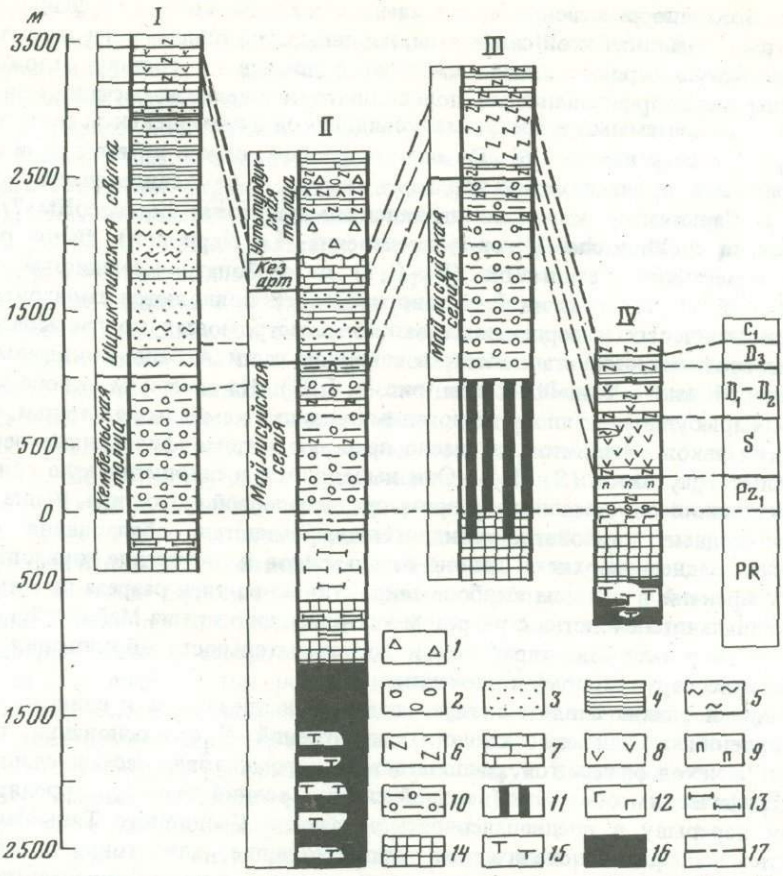
О СТРОЕНИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (МАЙЛИСУЙСКАЯ И КАНСКАЯ СЕРИИ)

В пределах геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня под различными названиями выделяется комплекс зеленых метаморфических сланцев. Обычно к нему относят канскую и майлисуйскую серии, основной фон разреза которых составляют вулканиты, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Иногда в его составе описываются олигомиктовые песчано-сланцевые метаморфизованные отложения типа балыктинской серии Джангджирского хребта. Большинство исследователей относят канскую и майлисуйскую серии к докембрийскому метаморфическому фундаменту [1–4], по другим представлениям [5, 6], они залегают в основании метаморфизованного вулканогенно-терригенного разреза среднего палеозоя. В последние годы было установлено, что рассматриваемые серии входят в состав офиолитового разреза в качестве формации океанического чехла, возраст которой определяется как докембрийский [7] либо как ордовикско-силурийский [8]. Существенные разногласия имеются также в отношении объема и строения зеленосланцевых толщ, противоречиво понимание занимаемой ими структурной позиции.

Нам представляется, что для решения перечисленных дискуссионных вопросов следует рассмотреть район северо-восточной части Ферганы, где выявлен и детально изучен наиболее полный разрез офиолитов [7–10]. Наши исследования в этом регионе позволили уточнить объем майлисуйской серии и характер ее соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями. Выяснилось, что она всюду тектонически перекрывает габбро-амфиболитовый комплекс меланократового фундамента и не связана с ним постепенными переходами, как это считал Г.И. Макарычев [7]. Необходимо подчеркнуть, что различные толкования объема и строения майлисуйской серии возникли вследствие недостаточного внимания к расшифровке сложной складчато-надвиговой внутренней структуры, характеризующейся тонкой тектонической расслоенностью. Это приводит к неоправданному включению в состав серии более слабо метаморфизованных отложений и, в частности, к ошибочному представлению о наличии в основании разреза аповулканических метасланцев терригенных отложений [8].

Майлисуйская серия имеет двухчленное строение. Нижнюю часть ее слагают темно-зеленые альбит-эпидот (цоизит)-актинолитовые сланцы, в верхней доминируют пестрые (зеленые, фиолетово-черные, лиловые, красные) тонкополосчатые аповулканогенные сланцы и метабазальты, заключающие линзы белых мраморов, криноидных мраморизованных известняков, прослои кремней и яшм. О соотношении океанического чехла и меланократового субстрата можно судить по косвенным сведениям. В толще пестрых сланцев обнаружены небольшие по мощности (0,2–0,5 м) линзы конгломерато-брекчий с продуктами размыва пород габбро-амфиболитового комплекса. Эти данные позволяют предполагать, что майлисуйская серия с характерными для нее парагенезисами зеленосланцевой фации отделяется от пород меланократового фундамента перерывом и, возможно, структурным несогласием. Резкий скачок метаморфизма и существенное различие в характере складчатых деформаций подтверждают это предположение. По-видимому, длительная и сложная тектоническая и метаморфическая эволюция пород меланократового догеосинклинального основания, протекавшая в условиях не ниже амфиболитовой фации, завершилась еще в докембрии.

В последние годы в северо-восточном крыле Майлисуйского синклинория (реки Тагаргангсай, Бекечал, Куламасай) выявлены разрезы, в которых пестрые майлисуйские сланцы через переслаивание сменяет 700-метровая серия глубоководных кремней и яшм, в верхней половине переслаивающихся с кремнисто-глинистыми сланцами и пелитоморфными известняками с сингенетичным пиритом (рис. 1, III). В кремнях,



Р и с. 1. Разрезы офиолитовой ассоциации и батиального комплекса Южного Тянь-Шаня (хребты Атбаши, Атойнокский, Алайский)

I – Атбашинская зона, ширяктинский тип разреза; Майлисуйская зона: II – западный (краевой), III – восточный (внутренний) тип разреза; IV – сарталинский тип разреза, по данным [7, 11]. *1* – брекчии; *2* – конгломераты; *3* – песчаники, алевролиты; *4* – глинистые сланцы; *5* – хлорит-серицит-кремнистые сланцы; *6* – кремни, яшмы; *7* – известняки; *8* – спилиты, диабазы, базальты; *9* – пикритовые порфириты; *10* – аповулканические сланцы, метабазальты; *11* – дайки диабазов; *12* – габбро-диабазы; *13* – амфиболиты; *14* – габбро; *15* – дуниты, гарцбургиты; *16* – серпентиниты; *17* – разлом

появляющихся в верхах майлисуйской серии, встречены радиолярии плохой сохранности. По сообщению С.М. Лихоман, они характеризуют возраст вмещающих пород не точнее чем нижний–средний палеозой. В прослоях известняков из низов кремнистого разреза собраны кораллы нижнедевонского облика Pachfavosites sp. indet., Favosites sp. indet (определение И.А. Черновой), а из верхней части – конодонты турне Palmatolepis grcilis Branson et Mehl, Siphonodella lobata (Branson et Mehl)., Siphonodella duplicata (Branson et Mehl)., Gnathodus delicatus Branson et Mehl (определение В.П. Чернышука). Эти данные подтверждают представления об ордовикско-силурийском возрасте майлисуйской серии [8] и дают основание рассматривать ее как метаморфизованный аналог нижней части Сарталинского вулканогенного разреза, с размывом перекрывающего габбро-диабазы меланократового фундамента (*см. рис.* 1, III, IV).

Таким образом, зеленокаменные базальтоиды майлисуйской серии, отвечающие по составу океаническим толеитам [8] и согласно сменяющие их пелагические карбонатно-кремнистые осадки, слагают разрез океанического чехла офиолитов. В то же

время в полосе, непосредственно примыкающей к Срединному Тянь-Шаню, т.е. в юго-западном крыле Майлисуйской синформы, неоднократно описывались разрезы, в которых майлисуйскую серию согласно сменяют отличные по составу отложения. Они представлены метаморфизованными полевошпато-кварцевыми песчаниками и филлитами, обычно включаемыми в состав манубалдинской и намаздекской свит, относимых к нижнему–среднему девону [6]. По нашим данным, самые древние слои олигомиктовых песчаников принадлежат к верхнему силуру, о чем свидетельствуют находки в долине р. Сарытектор кораллов дальянского горизонта Squameolites? kirgisicus Chern., Propora chekhovichae Miron. (определение И.А. Черновой). Выше разрез надстраивают известняки кезартской (D_2–C_1t) и карбонатно-кремнистые отложения устьтурдукской (C_1v_3–s) толщ. В составе последней появляются горизонты кремнистых, зеленосланцевых и серпентинитовых олистостромовых конгломерато-брекчий.

Сходные соотношения установлены в северной части Атбаши-Кокшаальского сектора герцинид Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1, I, II). На северном склоне хр. Атбаши *(долина р. Сарыбулак) на аповулканогенных сланцах кембельской толщи, слагающей* океанический чехол офиолитов, согласно залегают метаморфизованные песчано-сланцевые кислые граувакки (S_2–D_2). Они выделяются в ширикгинскую свиту, залегающую в основании одноименного разреза среднепалеозойского типа. Выше располагаются маломощные карбонатно-вулканогенно-кремнистые образования (D_2–C_2b). Появление в среднем–верхнем девоне базальтоидов и отсутствие горизонтов олистостромовых брекчий в нижнем карбоне ширикгинского типа разреза не затушевывают его принципиального сходства с разрезом юго-западного крыла Майлисуйской синформы как по типу осадков, характеру и последовательности образования формаций, так и по их палеоструктурному положению.

Проведенный анализ свидетельствует о их принадлежности к единому в генетическом отношении комплексу склоновых отложений. В его основании, перекрывая океанический чехол офиолитов, располагается олигомиктовая песчано-сланцевая серия со стратиграфическим объемом (верхний силур–средний девон), коррелятным региональному перерыву в среднепалеозойском разрезе Срединного Тянь-Шаня. Это обстоятельство, а также сиалическое происхождение аллохтонного обломочного материала позволяют рассматривать ее в качестве приконтинентальной формации *высокозрелых осадков, формировавшихся за счет денудации прилегающего* с севера континента. По-видимому, мы имеем дело с краевыми градациями батиального формационного комплекса, аллохтонные терригенные осадки которого были вынесены в пределы бассейна с океанической корой, сформировавшейся в зоне рифтогенного внутриконтинентального раздвига. Фации, переходные к шельфу, здесь неизвестны. Данные по Фергано-Кокшаальскому сектору о том, что при формировании покровно-складчатой структуры в надвиговые перемещения были вовлечены и глубокие горизонты докембрия Срединного Тянь-Шаня [11, 12], делают реальным предположение об их тектоническом срезании и перекрытии. В средней части батиального комплекса залегают известняки, ограниченное распространение имеют базальты и кремни (D_{2-3}), а завершают разрез маломощные глубоководные "конденсированные", преимущественно кремнистые, карбонатно-кремнистые отложения автохтонной пелагической формации, отвечающей по возрасту нижнему, а местами и низам среднего карбона.

Рассматриваемый комплекс среднепалеозойских отложений северной периферии Южно-Тяньшаньской геосинклинали в целом отвечает формационному ряду пассивных континентальных окраин и не может рассматриваться в качестве геоантиклинального [4, 6, 13, 14], разделяющего миогеосинклиналь Срединного и эвгеосинклиналь Южного Тянь-Шаня. Более правомерным представляется вывод о лептогеосинклинальном характере этого комплекса [15]. В Атбашинском и Иныльчекском хребтах среди отложений батиального комплекса широко развиты среднепалеозойские силлы щелоч*ной пикрит-диабазовой ассоциации, что наряду с большим распространением в офио*литах габбро-амфиболитов, характерных для областей вторичного растяжения, и нали-

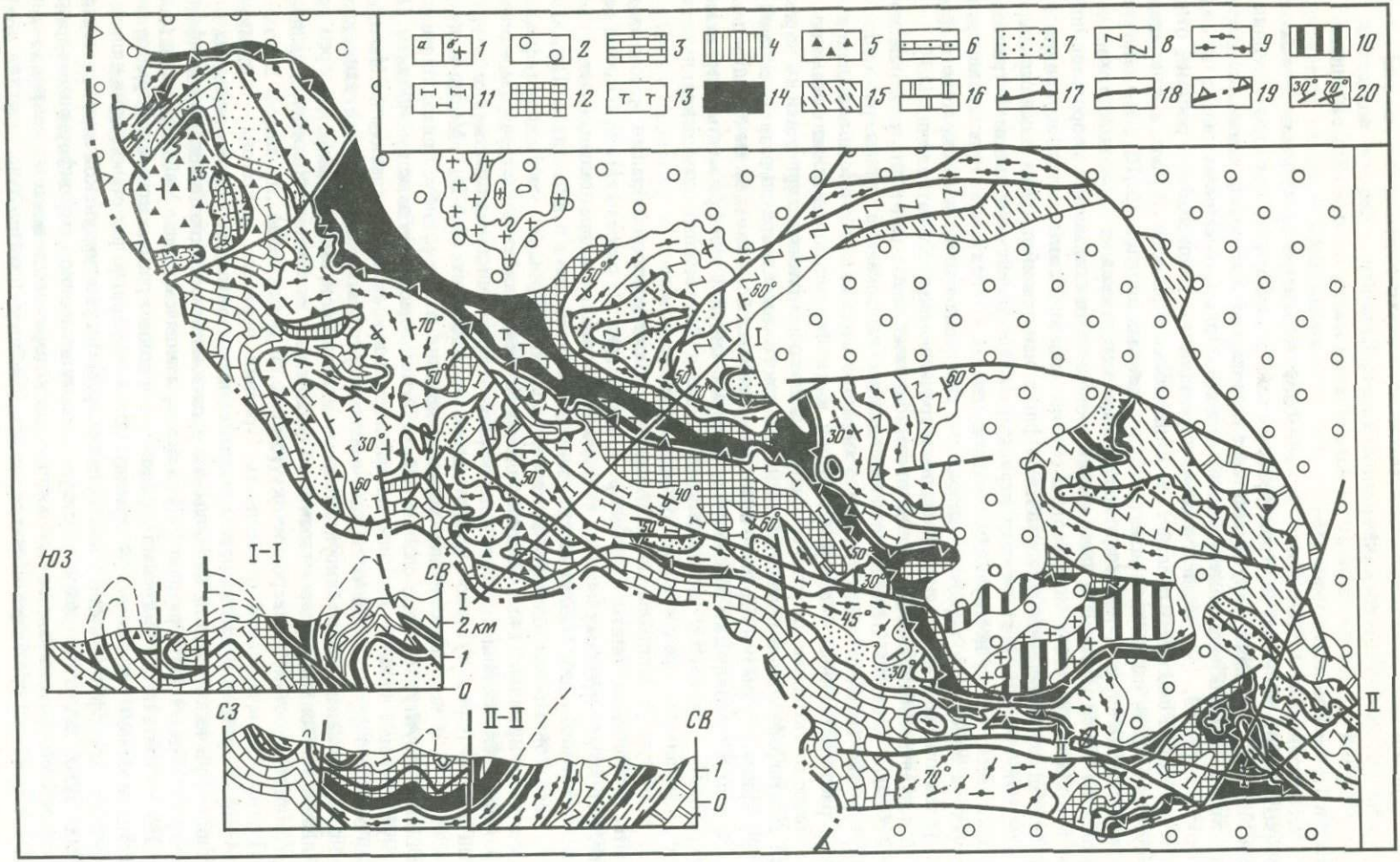
чием мощной дайковой серии свидетельствует о внутриконтинентальной рифтогенной природе заложения эвгеосинклинали Южного Тянь-Шаня. Веским подтверждением этому служит идентичность разрезов докембрия и нижнего палеозоя Срединного Тянь-Шаня и Таримской платформы [16].

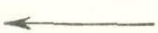
Рассматриваемые образования офиолитовой ассоциации и склоновых отложений занимают наиболее высокое структурное положение в полном нормальном ряду шарьяжей Южного Тянь-Шаня. Структурно ниже располагаются эвгеосинклинальные (средний аллохтон), геосинклинальные (нижний аллохтон) и миогеосинклинальные отложения автохтона [5, 13, 15]. Исследователи, изучавшие шарьяжи данного региона, относят их к категории сколовых пластин, т.е. к шарьяжам II рода по Термье, и констатируют отсутствие связи надвигов с развитием опрокинутых складок [5, 15]. Это заключение можно считать справедливым в отношении нижнего и среднего аллохтонов, характеризующихся почти согласным положением поверхности скольжения с породами подошвы и кровли надвига и однотипным соотношением смежных пластин, при котором предскладчатый среднекаменноугольный флиш, венчающий разрезы геосинклинальных серий, как правило, тектонически перекрывается силурийскими толщами граптолитовых сланцев. По существующим представлениям, относительно простая внутренняя структура присуща и верхнему аллохтону, где выше пород меланократового фундамента тектонически залегают метасланцы и среднепалеозойские отложения [13].

В результате наших исследований последний тезис не находит подтверждения, между отдельными членами офиолитовой ассоциации наблюдаются самые разнообразные структурные соотношения. Строение и морфологические особенности верхнего аллохтона, расшифрованные в северо-восточной части Ферганы, позволяют заключить, что в отличие от сколовых пластин среднего и нижнего аллохтонов с присущей им нормальной стратиграфической последовательностью слоев снизу вверх по разрезу основными структурными формами верхнего аллохтона являются большие лежачие складки-покровы, нередко тектонически расслоенные на серию чешуй. В них фрагменты разреза меланократового основания, океанического чехла и батиального комплекса находятся как в нормальном, так и в опрокинутом залегании.

В сложную изоклинальную антиклиналь, замок которой обращен к юго-западу, смяты габбро-амфиболиты бассейна р. Акджол (рис. 2, разрез I–I). Фрагменты опрокинутого крыла крупных лежачих складок установлены во фронтальных частях надвигов, ограничивающих Майлисуйскую зону с северо-востока и юго-запада. Так, например, автохтонные западнокарасуйские известняки (D_3–C_2b) по Чатскому надвигу обычно перекрывают самые молодые элементы среднепалеозойского разреза – олистостромовые зеленосланцевые брекчии и карбонатно-кремнистые отложения устьтурдукской толщи (C_1v_3–s) либо песчано-сланцевые отложения (S_2–D_2). Местами же они срезаются и в непосредственное соприкосновение с автохтоном приходят располагающиеся структурно выше сланцы майлисуйской серии либо даже амфиболиты. Подвернутое крыло лежачей складки вскрывается и в восточном ограничении Майлисуйской зоны, во фронтальной части одноименного надвига, где весь разрез океанического чехла, представленный майлисуйскими метасланцами и сменяющими их через переслаивание карбонатно-кремнистыми глубоководными отложениями среднего палеозоя, запрокинут к востоку и северо-востоку (см. рис. 2, разрез II–II).

Другая примечательная особенность строения верхнего аллохтона – структурное совмещение разрезов батиального комплекса и одновозрастных им кремнистых отложений океанического чехла, наблюдаемое в тектонических окнах вблизи оси синформы (северо-восточная часть разреза I–I), а также в висячем крыле Майлисуйского надвига. Это обстоятельство указывает на сложную и многократную историю формирования рассматриваемой тектонической единицы. Одна из первых фаз становления аллохтона зафиксирована офиолитокластовыми олистостромами устьтурдукской толщи, о последующих фазах движения свидетельствует преимущественно дисконформный характер поверхностей тектонического скольжения, по которым нижележащие покровно-складчатые структуры срезаются вышележащими. Наиболее показательна верхняя ультра-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
I
II
ЮЗ
I–I
СВ
2 км
1
0
СЗ
II–II
СВ
1
0



Р и с. 2. *Геологическая карта Майлисуйской зоны (междуречье Карасуу–Нарын), юго-западный склон Атойнокского хребта*

1, а – мезозойские и кайнозойские осадки, *1, б* – щелочные гранитоиды (C_3–P); *2* – флишмолассовый комплекс (C_2 m–P); *3* – Срединный Тянь-Шань, Западно-Карасуйский разрез (D_2–C_2 b); *4* – аспидные сланцы (S); Майлисуйская зона: *5* – устьтурдукская толща (C_1 v–s), *6* – кезартская толща (D_2 –C_1 t), *7* – песчаники, сланцы, известняки (S_2 –D_2), *8* – кремнистая серия (S_2 –C_1), *9* – майлисуйская серия (PZ_1 –S_2), *10* – комплекс параллельных даек, *11* – амфиболиты, *12* – габбро, габбро-амфиболиты, *13* – дуниты, гарцбургиты, *14* – серпентиниты; *15* – Каракорумская зона, вулканогенные терригенно-кремнистые осадки; *16* – Баубашатинская зона, вулкано-карбонатные осадки; *17* – надвиги; *18* – крутопадающие разломы; *19* – альпийский Западно-Карасуйский надвиг; *20* – элементы залегания

базитовая пластина, подошва которой в западном крыле Майлисуйской синформы тектонически перекрывает все структурные элементы, вплоть до западнокарасуйских автохтонных известняков.

Рассмотренные особенности строения офиолитового аллохтона присущи не только Северо-Восточной Фергане, но и другим районам северной периферии складчатой системы Южного Тянь-Шаня. Принципиально сходными чертами строения характеризуется Джангджирская синформа [17]. В ней вулканогенно-кремнистые эвгеосинклинальные образования среднего палеозоя перекрываются пластиной, сложенной опрокинутым разрезом балыктинской олигомиктовой серии. В осевой части синформы породы этой серии тектонически перемежаются с аповулканическими сланцами майлисуйского типа. На различных элементах многослойного пакета чешуй залегает ультрабазитовая пластина Балыктинского массива. Фрагменты перевернутых разрезов меланократового фундамента обнаружены нами и в восточной части полосы Канского меланжа. В бассейне р.Шуран зеленосланцевая олистострома нижнего карбона и среднепалеозойские кремнистые отложения тектонически перекрывают тонкую пластину серпентинитов, под которыми в ядрах антиформных складок последовательно вскрываются габброиды, амфиболиты и зеленые метаморфические сланцы канской серии.

Подведем некоторые итоги вышесказанному. Среди зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня четко обособляются две гетерогенные и разновозрастные серии. Нижнюю серию слагают аповулканогенные сланцы и метабазальты океанического чехла офиолитов, которые можно сопоставлять с нижней (ордовикско-силурийской) частью вулканогенного разреза урочища Сартале; верхняя серия представлена олигомиктовыми песчано-сланцевыми отложениями батиального комплекса. На некотором удалении от континентальной окраины они замещались пелагической карбонатно-кремнистой формацией. Для офиолитового аллохтона характерно интенсивное тектоническое скучивание материала, происходившее в процессе многоэтапного формирования серии глубинных складок-покровов. В этом можно видеть причину как зеленокаменных преобразований базальтоидов океанического чехла, так и проявления в ряде мест глаукофанового метаморфизма, что отличает краевые офиолитовые разрезы от внутренних типа Сарталинского. Верхний аллохтон относится к типу глубинных надвигов – шарьяжей, перемещавшихся к югу из корневой зоны на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня. Как было показано ранее [10], его тектоническое отслоение происходило на глубинах 10–12 км и было связано с уровнем автометаморфических преобразований в ультрабазитах меланократового основания.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Огнев В.Н.* Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. – В кн.: Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959, с. 5.
2. *Горянов В.Б., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Фомиченко А.В., Яговкин А.В.* Возраст некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. – Вестн. ЛГУ, 1973, № 18, с. 63.

3. *Ахмеджанов М.А., Абдулаев Р.Н., Борисов О.М., Базарбаев Э.Р., Мирходжаев И.М., Хохлов В.А.* Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1975, с. 170.
4. *Довжиков А.Е.* Тектоника Южного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977, с. 169.
5. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973, с. 216.
6. *Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С.* Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974, вып. 1, с. 5.
7. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. – Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1978, вып. 318, с. 196.
8. *Шванов В.Н.* Майлисуйский океанический комплекс в бассейне р. Карасу-западная на северо-востоке Ферганы. – Вестн. ЛГУ, 1979, № 12, с. 12.
9. *Кнауф В.И., Кузнецов М.П., Нурманбетов К., Христов Е.В., Шилов Г.Г.* Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 75.
10. *Христов Е.В.* Сравнительная тектоника структур на гипербазитовом основании. – В кн.: Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981, с. 72.
11. *Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н., Куренков С.А., Назаров Б.Б., Чернышук В.П.* Новые данные о палеозойском океане в Южной Фергане. – Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 668.
12. *Христов Е.В.* О структурном положении атбашинского метаморфического комплекса. – Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 6, с. 1437.
13. *Буртман В.С., Клишевич В.Л.* О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. – Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 671.
14. *Буртман В.С., Клишевич В.Л.* О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. – Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3, с. 671.
15. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976, с. 164.
16. *Киселев В.В., Королев В.Г., Нурманбетов К.* Каледонская структура Терскей Алатоо и основные особенности ее развития. – В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 36.
17. *Христов Е.В., Христова М.П.* Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшаньского пояса. – Геотектоника, 1978, № 5, с. 72.

УДК 551.24+551.73 (235.216)

Ю.С. Бискэ

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ (ТИПЫ РАЗРЕЗОВ) СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ В НУРАТАУ-КОКШААЛЬСКИХ ГЕРЦИНИДАХ

Нуратау-Кокшаальские герцинские сооружения являются частью Урало-Монгольского пояса, которая ограничена с севера миогеосинклинальной областью Срединного Тянь-Шаня, с юга Таримской плитой и к западу от нее линией Зеравшано-Кульгеджилинского бара [1]. В указанных границах складчатая область сформировалась в основных чертах в среднем карбоне – ранней перми и обладает единым рисунком, который создан надвинутыми к югу тектоническими покровами, в дальнейшем дислоцированными. Географически эта область включает хребты Нуратау, Туркестанский, Алайский, Атойнакско-Ферганский и систему хребтов Кокшаала.

Осадочные и вулканогенные, в основном среднепалеозойские формации, которые образуют вещественное заполнение Нуратау-Кокшаальской складчатой области, в ее поперечных сечениях проявляют устойчивую последовательность, характеризующуюся несколькими основными типами разрезов. Как и в других складчатых областях альпийского типа, вертикальные ряды формаций хорошо выдержаны по простиранию отдельных тектонических единиц (тектонических покровов) и резко меняются при переходе от одного покрова к другому. Ясно, что первой причиной этого были сами шарьяжные перекрытия. Как правило, они не превышали по амплитуде ширины одной формационной зоны и поэтому не часто нарушали первичную зональность. В современной структуре сохранилось, например, последовательное омоложение с севера на юг флишево-олистостромовых толщ (C_2-P_1), залегающих в кровле покровных пластин и связанных происхождением с разрушением продвигавшихся покровов. Исключения, конечно, имеются, и в таких случаях палеотектонические реконструкции сложнее.

Рассмотрим типичные вертикальные ряды формаций (таблица, см. вкл.) в доинверсионном, а точнее, в дошарьяжном комплексе Нуратау-Кокшаала с севера на юг, начиная от глубинного шва между Срединным и Южным Тянь-Шанем, известного под названиями Северо-Нуратинского, Южно-Ферганского, Атбаши-Иныльчекского.

1. **Терригенные (ширикгинские и балыктинские) разрезы.** Логично пытаться искать у северной границы Южного Тянь-Шаня терригенные формации, образованные при размыве позднесилурийской –девонской суши Срединного Тянь-Шаня. Однако эти толщи, скорее всего, поглощены герцинской зоной Беньофа, а их остатки перекрыты отложениями верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя, запечатавшими эту зону. Может быть, они сохранились в Кокшаальском секторе области, где в самом верхнем тектоническом покрове в хр. Атбаши и по рекам Сарыджаз – Каинды имеется мощная (2000 м) ширикгинская свита кварцевых граувакк, сланцев и известняков венлока – основания девона. Вероятным ее аналогом являются балыктинские песчаники и сланцы Джангджирского хребта. Ширикгинская свита перекрыта рифогенными брекчиевыми известняками D_1, а затем маломощным (300–400 м) чехлом отложений $D–C_1$, в котором выделяются пелагические кремнистые, известково-кремнистые пачки и андезито-базальты, а в кровле (C_2) присутствуют песчано-глинистый флиш [2].

Ширикгинская и балыктинская свиты слабо и неравномерно метаморфизованы. В некоторых интерпретациях [3] допускается залегание атбашинского гнейсо-сланцевого комплекса (PЄ) в основании разрезов ширикгинского типа.

2. **Зеленосланцевые разрезы.** Серии эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев и амфиболитов – маджерумская (иттынусайская), канская, майлисуйская – занимают обычно верхнее положение в покровной структуре области [4, 5]. Они образовались при метаморфизме додевонских спилит-диабазовых, иногда толеитовых [6] изверженных пород, но включают также измененные граувакки, кремни, глинистые сланцы, которые большинство исследователей считают верхней частью зеленосланцевых серий. Измененные габбро и амфиболиты иногда рассматриваются как комплекс океанического основания. Метаморфические серии в одних случаях перекрыты неметаморфизованными мелководными песчано-известняковыми осадками нижнего–среднего девона (намаздыкская свита Ферганского хребта и ее аналоги), которые сменяются несколько более глубоководными образованиями $D_3?–C_2b$. В других разрезах перерыва нет, присутствуют граувакки и кремнисто-известково-глинистые породы верхнего силура – нижнего девона (манубалдинская толща), вверх по разрезу степень преобразования пород постепенно понижается. Возраст метаморфизма дискуссионен: скорее всего, герцинский метаморфизм наложен здесь на более ранний, который проявился до девона в вулканических поднятиях (островных дугах?).

3. **Вулканогенные разрезы.** Спилито-диабазовые и щелочно-базальтовые серии – чимкурганская, киргизатинская, каракорумская, ташрабатская, кайнарская – прослеживаются с перерывами вдоль всей Нуратау-Кокшаальской области. Мощность их достигает первых тысяч метров, но может уменьшаться до сотен и десятков метров. Основная часть вулканитов относится к нижнему–среднему девону, низы разреза включают верхний и иногда нижний силур (кератофировая арпатынская свита в Ферганском хребте), верхи, возможно, достигают нижнего карбона. Эффузивы налегают на граптолитовые сланцы силура либо не имеют нормальной подошвы. В районе Сартале в Алайском хребте установлены нижнепалеозойские базальты, которые налегают на габбро-гипербазитовый комплекс океанического основания [7] и выступают из-под граптолитовых сланцев. Распространение их аналогов пока что не ясно, и формирование основной части базальтоидных серий следует связывать не со срединно-океаническим хребтом, а скорее с "внутриплитным" вулканизмом океана или внутреннего моря.

Верхнюю часть вулканогенных разрезов составляют пелагические известняково-туфокремнистые маломощные толщи в объеме $D_2–C_1$ (ходжагаирская свита и ее аналоги), а также локально развитые, но мощные флишоидно-граувакковые отложения этапа шарьирования (чугамская свита и др.). В Ферганском хребте известны разрезы окджатпесского типа, в которых вулканиты надстроены маломощными известняками $D_2–C_2b$ [5].

4. **Пелагические кремнисто-сланцевые (лептогеосинклинальные) разрезы.** Здесь типичен формационный ряд, который включает: 1) силурийские граптолитовые сланцы, местами переходящие в кремнисто-глинистые (турасуйская серия Ферганского хребта) или флишоидные кварц-граувакковые толщи; 2) шаланскую серию радиоляриевых силицитов и яшм с примесью карбонатных, глинистых и пирокластических пород девона и низов нижнего карбона, мощность которых сокращена до первых сотен или даже десятков метров, а перекрыты они столь же маломощными пелитоморфными и микритовыми известняками C_1–C_2b; 3) флишоидную пачку C_2b–m_1.

Формирование подобных отложений в открытом море или даже в океане [4, 8] несомненно, однако попытки объединить все лептогеосинклинальные разрезы в одну зону малоубедительны, так как требуют слишком сложных построений с тектоническими покровами. Существуют три варианта позиций, в которых обнаруживаются разрезы этого типа [5, 9]: 1) в тектонических чешуях, залегающих под вулканогенным покровом (сересуйские разрезы Ферганского хребта, кенсуйские и чакыркорумские в Кокшаальском секторе); 2) между известняковыми платформами-отмелями (чаувайские и ташатинские разрезы Южной Ферганы, аксайские в Кокшаале и др.); 3) южнее известняковых гряд, непосредственно перед терригенным краевым комплексом Таримской плиты или Зеравшано-Кульгеджилинским баром (кочкарчинские разрезы Туркестано-Алая, кугартские в Восточной Фергане, учкошконские и, возможно, карачукурские в Кокшаале). Третья группа отличается от первой присутствием тентакулитовых фаций девона и особенно большей мощностью и более молодым возрастом флишевой формации (кугартская и другие серии – C_2m_2, местами до C_3), т.е. относятся они к разным пелагическим областям. Возможно, что и вторая группа разрезов имеет самостоятельную палеогеографическую роль и отвечает глубоководным межрифовым пространствам типа проливов в современных Багамских банках. Показаны переходы от рифогенных известняков к пелагическим фациям [10].

5. **Карбонатные, вулканогенно- и терригенно-карбонатные разрезы внутренних массивов.** Эта весьма разнообразная по набору формаций группа занимает основную часть территории Нуратау-Кокшаальской складчатой области, однако вряд ли может рассматриваться как образование единой миогеосинклинальной зоны [4]. Наблюдаемые пространственные соотношения позволяют скорее реконструировать несколько карбонатных платформ-отмелей, которые первоначально возникали в силуре вследствие вулканических или тектонических поднятий и затем постепенно погружались, в целом сохраняя очертания до конца среднего палеозоя.

Более северное положение на западе области занимала Меришкор-Матчайская известняковая кулиса. Ее образуют карбонатные формации от венлока–лудлова до башкирского яруса, подстилаемые местами черносланцевыми и флишоидно-граувакковыми, а изредка и грубообломочными отложениями силура. Характерны разрезы, состоящие в основном из рифогенных биокластических известняков, с перерывом в основании визе. Скорее всего, они образовались на южном краю отмели, центральная часть которой заполнена зарифовыми мелководными фациями кантранбашинского типа (доломитистые, оолитовые и амфипоровые известняки), а северный край неизвестен. На юге намечается переход к пелагическим фациям через разрез шахимарданского типа [11] с предрифовыми известняковыми брекчиями и кремнистыми породами.

Продолжение этой кулисы к северу или востоку от г. Ош не ясно. Очень сходные разрезы имеются в грядах Суганташа и Урумбаша, для которых, в свою очередь, вероятно первоначальное единство с известняковым массивом Баубашаты [5]. Если это так, то Матчайская кулиса продолжается в виде Баубашата-Борколдойского массива, включающего в Кокшаальском секторе хребты Торугарт, Оттоташ-Коккия, Уланский, Борколдой, Учкель[1]. Здесь распространены уже в основном вулканогенно-известняковые раз-

[1] Возможен и другой вариант палеогеографической реконструкции, в соответствии с которым борколдойские и уланские разрезы относятся к самостоятельным известняковым отмелям и разделялись пелагическими известняково-кремнистыми разрезами р. Карачукур [9].

резы, чрезвычайно сходные с баубашатинскими и испытавшие лишь правостороннее смещение по Таласо-Ферганскому сдвигу. Формации андезито-базальтовых плагиофировых лав и туфов (босоготашская свита Баубашаты и ее аналоги) соответствует здесь интервалу от живетского до франского, в Борколдое – до фаменского яруса. Установлены резкие изменения ее мощности, переслаивание и замещение вулканитов известняками с мелководным бентосом, с одной стороны, и склоновыми вулканогенно-известняковыми брекчиями – с другой. Объемы и фации карбонатов D_2–C_2 также изменчивы, местами велики перерывы в основании карбона, однако в целом для Баубашата-Борколдойской отмели характерны громадная мощность (2–3 тыс. м) и мелководное происхождение осадков: типичны оолитовые и доломитистые известняки. Эта часть разреза близка по своему строению к карбонатному чехлу Срединно-Тяньшаньской миогеосинклинали (шельфа).

Алайский карбонатный массив превосходит остальные подобные образования по площади. Это почти микроконтинент, занимающий сейчас большую часть Северного Нуратау и высокие районы Туркестано-Алая, по крайней мере до р. Киргиз-ата на востоке. Его фундамент хорошо обнажен на западе и образован формациями верхнего докембрия – силура, в основном песчано-сланцевыми, от которых карбонатный чехол отделен перерывом, местными угловыми несогласиями и (или) молассоидами силура – нижнего девона [12]. Мощность чехла, наоборот, увеличивается по мере погружения фундамента к востоку. В Нуратау (койташский тип разреза) она составляет лишь первые сотни метров, в колонке имеются большие перерывы и представлены в основном отложения нижнего девона, живетские, среднекаменноугольные. В Туркестано-Алае (алайский тип [13]) мощность уже достигает 4 тыс. м и характерным элементом разреза является алайская серия мелководных известняков и доломитов D_2gv–C_1t (около 2,5 тыс. м). На юге, в осевой части Алая, карбонатный чехол "микроконтинента" становится в большей мере известняковым (аугульские, южноалайские разрезы) и непрерывным в течение всего девона – среднего карбона. Северный край Алайского массива не поддается пока однозначной реконструкции. Можно допускать, что здесь первоначально располагались рифовые известняки катранской – яурунтузской и акташской – андыгенской свит. Характерной чертой алайских и койташских разрезов является бокситоносность, приуроченная к нескольким уровням в разрезе башкирского и, возможно, серпуховского ярусов.

Сарыбелесский известняковый массив в Западном Кокшаале относительно невелик и образовался, вероятно, на северном склоне изолированного вулканического поднятия Ортосу. Разрез Сары-Белеса сформирован чистыми рифогенными и зарифовыми известняками венлока – низов московского яруса с местным перерывом перед визе и резко сокращается в мощности к востоку [10]. Он не имеет явной связи с другими карбонатными отмелями среднего палеозоя. Можно допустить, что отдаленным западным продолжением Сары-Белеса являются известняки Кульгеджиле в Алае, которые, в свою очередь, с перерывами прослеживаются в приосевую часть Туркестанского хребта, а далее в Мальгузар и Южный Нуратау.

6. **Терригенные (яссинские и кокшаальские) разрезы.** К окраине Таримской плиты приурочены мощные (3–4 тыс. м и более) морские песчано-сланцевые толщи девона, не имеющие аналогов в других районах Южного Тянь-Шаня. В Восточной Фергане это яссинская и джартюбинская свиты, в Кокшаале – беделькская, тысбельская, айрыторская, кайчинская. Их можно рассматривать как отложения континентального склона и подножия, относительно глубоководные, на что указывают частая градационная слоистость осадков, существенно кварцевый состав песчаников, сочетание планктонной фауны с переотложенным растительным детритом. В подошве разрезов вскрываются местами мелководные известняково-глинистые отложения S_2–D_1 с остатками бентоса (тамчинская свита р. Яссы и др.), а верхнюю часть составляют стратиграфически конденсированные отложения C_{1-2}, а местами и C_3 (джуректашская, карасайнынская свиты) и мощный флишевый комплекс верхнего палеозоя. Изменчивость этих разрезов на протяжении более 500 км не столь велика: на востоке Кокшаала (Сарыджаз)

описаны известковистый флиш турне–визе и мелководные известняки D_1, неизвестные на западе. В Восточном Борколдое (Акташ) намечается переход от терригенных разрезов к северу в лептогеосинклинальный средний палеозой Учкошкона.

7. **Известняковые (кипчалминские и джангартские) разрезы.** Из-под тектонических покровов с палеозоем яссинского и кокшаальского типов вновь вскрываются известняковые пластины, которые на советской территории видны в Кипчалме (Ферганский хребет) и по рекам Джангарт-Сарыджаз в Кокшаале. Вместе с известняками Муздука и Башсугуна [14] они могут рассматриваться как образования Таримского шельфа. Разрезы еще плохо известны и сопоставляются неуверенно. Они включают известняки, доломиты и сланцы S_2–D (Кипчалма, Биргузы, Башсугун), которые по крайней мере в Сарыджазе перекрыты известняками карбона и основания перми. Разрез заканчивается флишоидно-олистостромовой формацией ассельского возраста (саукторская свита Джангарта и др.).

Единство формационных рядов в герцинидах Нуратау-Кокшаала позволяет упростить легенды геологических и тектонических карт для этой части Тянь-Шаня. В недалекой перспективе возможно создание единой для всей области легенды геологических карт, составленной из местных подразделений – серий и свит. Несколько упрощенный вариант такой легенды, использующий уже имеющиеся наименования, представлен в таблице. Для большей конкретности в ней раскрыто вещественное содержание некоторых разрезов.

Здесь были показаны также различия, которые имеются между поперечными формационными профилями разных частей рассматриваемой области (см. таблицу). Однако признаки единства более существенны. Поперечные границы носят неопределенный, условный характер либо явно наложены на первичную зональность и образовались после среднего палеозоя, как в случае Таласо-Ферганского сдвига.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Яговкин А.В.* История развития и схема тектоники герцинид Южного Тянь-Шаня и Куэнь-Луня. – В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973, вып. 1, с. 204.
2. *Христов Е.В., Христова М.П.* Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшаньского пояса. – Геотектоника, 1978, № 5, с. 72.
3. *Христов Е.В.* О структурном положении Атбашинского метаморфического комплекса. – Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 6, с. 1437.
4. *Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 161 с.
5. *Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С. Талашманов Ю.А.* Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд.-во ЛГУ, 1981. 140 с.
6. *Шванов В.Н.* Майлисуйский океанический комплекс в бассейне р. Карасу-западная на северо-востоке Ферганы. – Вестн. ЛГУ, 1979, № 12, с. 12.
7. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
8. *Клишевич В.Л., Назаров Б.Б., Гущин С.А. Клишевич И.А.* Кремнистые толщи палеозоя северного склона Алайского хребта. – Сов. геология, 1976, № 10, с. 116.
9. *Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Клишевич В.Л., Поршняков Г.С., Яговкин А.В.* Типы разрезов палеозоя Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, вып. 2, с. 89.
10. *Бискэ Ю.С.* О палеогеографической и структурной позиции некоторых известняковых разрезов Южного Тянь-Шаня. – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, вып. 2, с. 103.
11. *Горянов В.Б., Бискэ Ю.С., Болгарь Б.Д., Клишевич В.Л., Савицкий Ю.В., Риненберг Р.Е., Яговкин А.В.* Новый тип разрезов среднего палеозоя Южной Ферганы. – В кн.: Вопросы стратиграфии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979, вып. 2, с. 112.
12. *Бискэ Ю.С., Горянов В.Б., Салтовская В.Д., Старшинин Д.А.* Терригенный девон Нуратау-Алайской миогеосинклинали. – Вестн. ЛГУ, 1980, № 18, с. 9.
13. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 215 с.
14. *Фараджев В.А.* Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР). – В кн.: Геол. сб. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1958, № 5/6, с. 346.

УДК 551.24:551.262:551.73 (575.1-15)

А.К. Бухарин, И.А. Масленникова, А.К. Пятков

КАЛЕДОНСКО-ВАРИСССКАЯ ТЕКТОНИКА ЗЕРАВШАНО-ТУРКЕСТАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

В настоящей статье помещены во многом новые данные, полученные авторами за последние три года при изучении Зеравшано-Туркестанской зоны. Эта зона, представляющая собой каледонско-варисское гемиэвгеоантиклинальное поднятие и ограниченная Мурунтау-Северонауратинским (с севера) и Зеравшанским (с юга) глубинными разломами, характеризуется положительным, слабо дифференцированным магнитным полем. Мощность земной коры от 40 км на западе до 55 км на востоке. Общая структура антиклинорная.

Авторами откорректирована южная граница зоны, которая ранее проводилась преимущественно под мезозойско-кайнозойским покровом. Установлено, что южный край Ауминзатау и Бельтау (протяжение 50 км, ширина до 3 км) относится к Зеравшано-Алайской структурно-формационной зоне и сложен пятью толщами кульджуктауского типа в диапазоне от ордовика до нижнего карбона. Граница эта тектоническая и является северо-западным продолжением Зеравшанского глубинного разлома. В Ауминзатау основные складчатые и разрывные структуры Зеравшано-Туркестанской зоны, имеющие северо-западное простирание, притыкаются под углом до 40° к границе с Зеравшано-Алайской зоной, в пределах которой толщи и разломы простираются в субширотном направлении. В данном районе очевидно отсутствие Китармайской подзоны Восточно-Алайской зоны, тектонически выклинивающейся в северо-западном направлении от Зиаэтдинских гор.

Зеравшано-Туркестанская зона отличается широким развитием вуканогенно-терригенного ауминза-бесапанского комплекса венда–венлока, интенсивно изучающегося в последние годы в связи с рудоносностью. Авторами проведена корреляция толщ (свит) этого комплекса Центральных Кызылкумов и его аналогов в Нуратау, в результате чего выявлены два основных подтипа разреза, первый из которых слагает Центральные Кызылкумы и северо-западную, а второй – юго-восточную часть Северного Нуратау и, повидимому, весь Южный Нуратау (рис. 1).

В кызылкумской части Зеравшано-Туркестанской зоны в изолированных горных возвышенностях (Южный Тамдытау, Ауминзатау, Джетымтау, Бельтау, Аристантау, Сангрунтау) додевонский ауминза-бесапанский комплекс образует серию в целом субширотных брахиантиклиналей с однородным разрезом первого подтипа. Его низы представлены отложениями карбонатно-кремнисто-сланцевой тасказганской свиты (до 1600 м), состоящей из двух подсвит: нижней $У\ Є_1$? (с зелеными ортосланцами) и верхней $Є_2–O_1$. Выше согласно залегает бесапанская свита (до 5000 м), в которую входят 4 подсвиты с согласными контактами между собой. Нижняя подсвита ($O_2–_2bS_1$) – тонкополосчатые, часто плойчатые углеродисто-кремнисто-слюдистые метаалевропелитовые сланцы; вторая подсвита ($O_2–_3bS_2$) – углеродисто-кварцевые алевролиты, песчаники с прослоями аргиллитовых сланцев и линзами кварц-кремнистых гравелитов; третья подсвита (S_1bS_3) – песчано-гравийная, с частыми линзовидными прослоями характерных полимиктовых гравелитов, кремней с онколитами, с кремнистыми стяжениями, линзочками и кремнистыми желваковыми водорослями в пестроокрашенных аргиллитах с маломощными линзовидными прослоями тонкослоистых, часто водорослевых известняков и светлых вулканитов кислого состава. Четвертая подсвита (S_1bS_4) представлена преимущественно слюдисто-кварцевыми песчаниками и алевролитами зеленовато-серого цвета, включающими прослои аргиллитовых сланцев с обильными гиероглифами.

Сильная фациальная изменчивость толщ, плохая сортировка и слабая окатанность обломочного материала, большая мощность отложений и развитие полимиктовых песча-

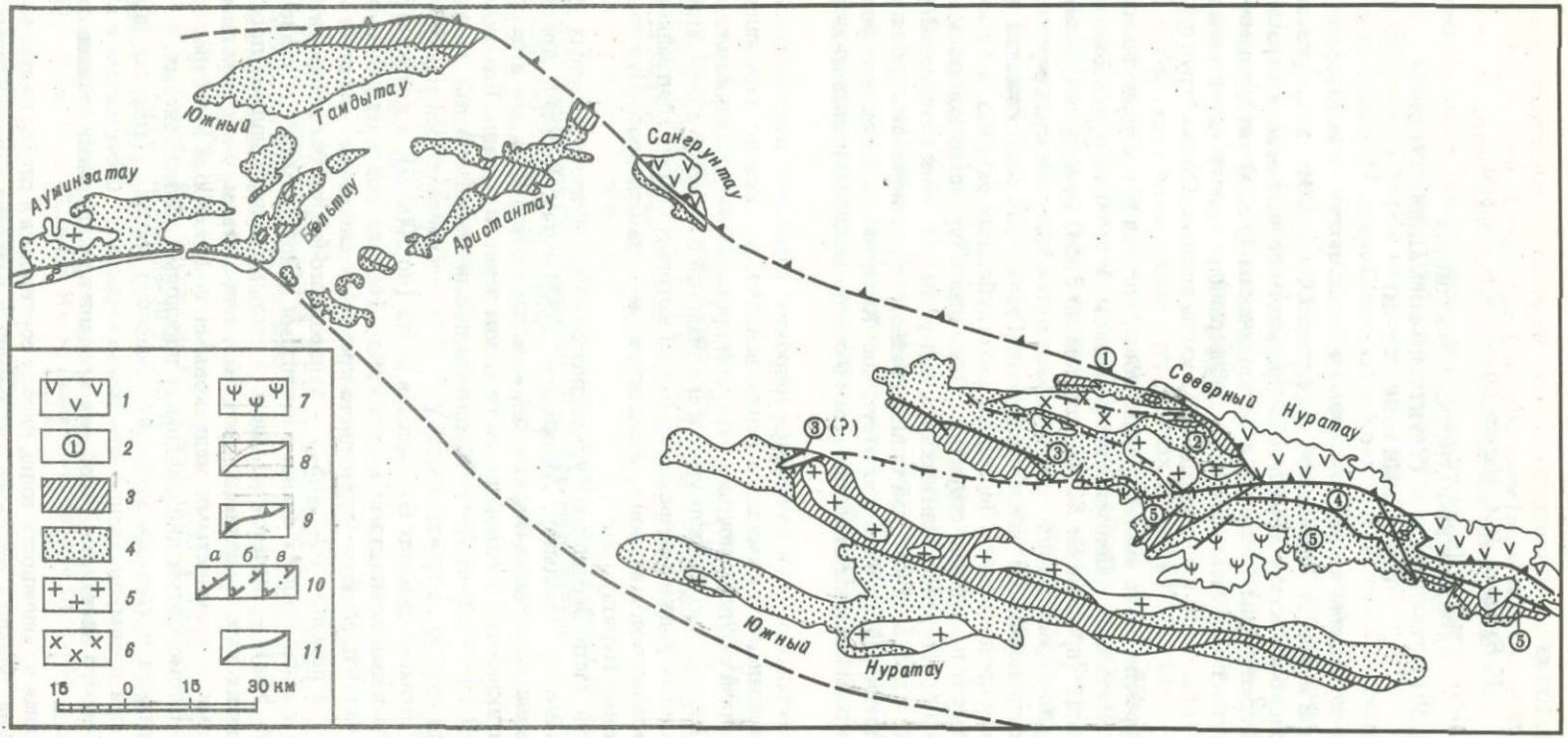


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема западной части Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны. Составили А.К. Бухарин, И.А. Масленникова, 1981 г.

1 – Туркестано-Алайская структурно-формационная зона; *2* – тектонические блоки (*1* – Сангузарский, *2* – Фазильманский, *3* – Шохсайский, *4* – Кельвасайский, *5* – Кошрабатский); *3* – варисский (девонско-каменноугольный) структурный комплекс, *4* – каледонский (вендско-силурийский), *5* – гранитоидный, *6* – габбро-гранитоидный, *7* – сиенит-граносиенитовый; *8* – линии стратиграфического и интрузивного контакта; *9* – тектоническая граница Зеравшано-Туркестанской зоны; *10* – чешуйчатые надвиги (бергштрихи по падению сместителя): *а* – достоверные, *б* – предполагаемые, *в* – предполагаемые под мезозойско-кайнозойским чехлом; *11* – линии сдвигов, сбросов

ников в верхней половине терригенного разреза являются показателями геосинклинальных условий накопления додевонских образований зоны.

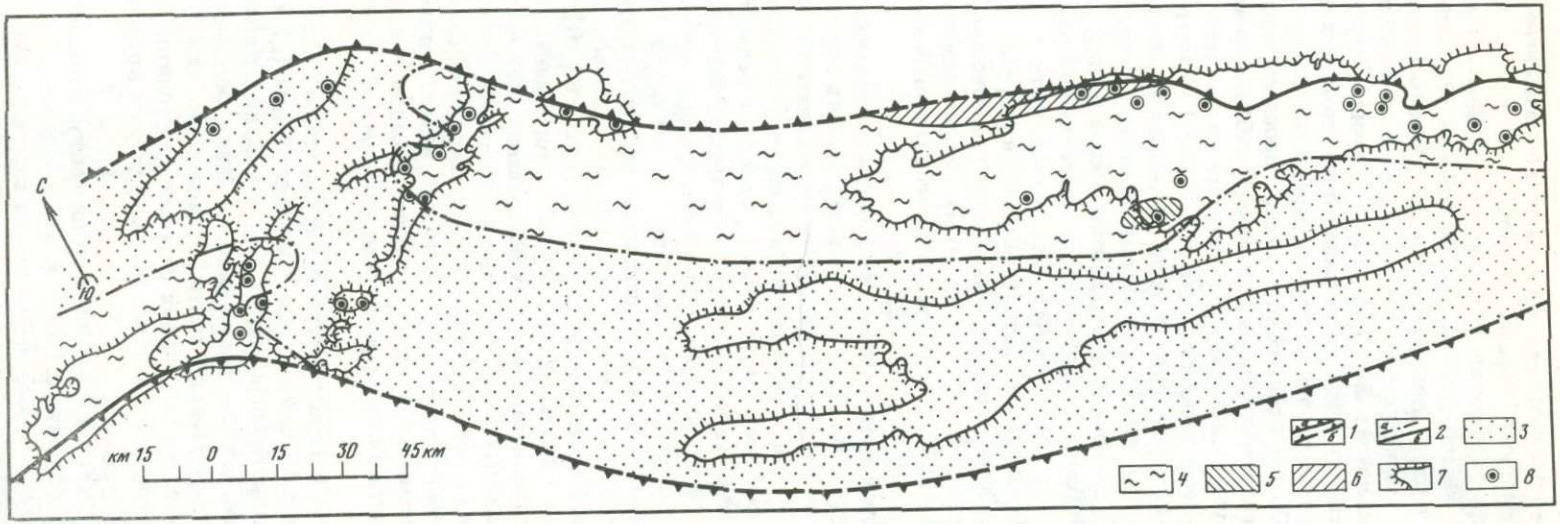
В Северном Нуратау авторами установлено пять основных блоков (см. рис. 1) с севера на юг: Сангузарский (1), Фазильманский (2), Шохсайский (3), Кельвасайский (4), Кошрабатский (5). Каждый блок характеризуется однородным строением разреза и однотипностью структуры, а между собой они разделяются плоскостями чешуйчатых надвигов с общим южным падением и имеют некоторые отличия в разрезах.

Так, в блоке 1 додевонский комплекс представлен лишь верхнетасказганской и нижнебесапанской подсвитами, причем для последней характерно присутствие в нижней трети ее разреза тонких (до 20 см) и редких линзовидных прослоев черных кремнистых пород. Южное надвиговое ограничение блока 1 "залечено" габбро-гранитоидным интрузивом. В блоке 2 отсутствует нижнетасказганская подсвита и четвертая бесапанская подсвита. В нижней бесапанской подсвите, как и в блоке 1, присутствуют прослои кремнистых пород (к востоку от колодца Пистали). Обращает на себя внимание преобладающая темно-серая и черная окраска пород третьей бесапанской подсвиты и присутствие маломощных (до 20 м) тонкокосослоистых известняков на двух стратиграфических уровнях (Сентябсай). В блоке 3 представлен наиболее полный разрез комплекса: он дополняется нижнетасказганской подсвитой (без нижней трети ее разреза), третья бесапанская подсвита приобретает более светлую окраску, в разрезе ее появляются табачно-зеленые, зеленовато-серые и палевые пачки (толщи), а известняково-сланцевые пачки на обоих уровнях становятся мощнее (до 50 м). Предполагается, что фрагмент разреза верхнетасказганской и нижнебесапанской подсвит в северной ветви Южного Нуратау (колодец Султанбай) является частью блока 3.

В блоках 4 и 5 развит второй подтип разреза додевонских отложений, начинающийся с известняково-сланцевой толщи $Є_2–O_1$ – латерального аналога верхнетасказганской подсвиты; выше залегают литолого-стратиграфические эквиваленты первой, второй ордовикских и третьей, четвертой нижнесилурийских подсвит бесапанской свиты. В блоке 4 додевонский комплекс представлен лишь толщей S_1^1 (преимущественно нижний и средний подъярусы – аналоги первых двух пачек третьей бесапанской подсвиты Центральных Кызылкумов). Породы серые (до темно-серых), зеленовато-серые, табачные, палевые. В среднем лландовери довольно много граптолитов. Блок 5 характеризуется отсутствием тасказганской свиты и развитием литолого-стратиграфического аналога верхнетасказганской подсвиты в виде мощной известняково-сланцевой толщи (пока не получившей свитного названия) со скелетной фауной $Є_2^2–O_1^1$. Аналоги бесапанской свиты присутствуют полностью в виде первой и второй подсвиты ордовика и богатых граптолитами известняково-терригенных образований всех частей S_1^1 (аналогов третьей бесапанской подсвиты) и S_1^2 (впервые появившиеся литолого-стратиграфические аналоги четвертой бесапанской подсвиты – наукатсайская свита по Н.Р. Асатуллаеву). Толща S_1^1 более мелкозернистая (преобладают алевропелиты) в сравнении с блоком 4 (преобладают псаммиты) и содержит более мощные и выдержанные известняково-сланцевые горизонты (часто картируемые как самостоятельная живачисайская свита).

Указанные блоки в пределах Северного Нуратау группируются в две системы – северо-западную и юго-восточную. Первая система объединяет блоки 1, 2 и 3, в которых структуры на всем видимом протяжении (до 85 км) имеют выдержанную северо-западную ориентировку. Общим для них также является более сильный региональный метаморфизм, присутствие тасказганской свиты, сравнительно слабое развитие известняков, практическое отсутствие визуальных остатков граптолитов, наличие крупных фрагментов четко выраженных складчатых брахиструктур и крупных габбро-гранитоидных и гранитоидных интрузий.

Вторая система объединяет блоки 4 и 5, вместе граничащие с блоками первой системы по субширотному разлому по линии с. Шох – г. Катта-Фазильман – г. Хаят-Баши – с. Балабан. Блоки 4, 5 образуют полого выпуклую на северо-восток дугу, западная часть которой на всем видимом протяжении (до 50 км) имеет субширотное простира-



Р и с. 2. Палеогеологическая схема западной части Зеравшано-Туркестанской зоны со снятыми нижнедевонскими и более молодыми отложениями. Составили А.К. Бухарин, И.Е. Масленникова, 1981 г.

1 – тектонические границы Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны (значки наружу): *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *2* – предполагаемые границы разновозрастных толщ: *а* – стратиграфические, *б* – тектонические; отложения: *3* – венлокские, *4* – лландоверийские, *5* – средне-верхнеордовикские, *6* – нижне-среднеордовикские; *7* – контуры выходов домезозоя на поверхность (бергштрихи наружу); *8* – пункты стратиграфических соотношений нижнедевонских отложений с подстилающими толщами

ние толщ, образующее с простиранием толщ блоков 1–3 угол в среднем 40°. Восточная часть дуги характеризуется уже обычным для Северного Нуратау северо-западным простиранием толщ. Блокам 4 и 5 свойственно моноклинальное падение толщ на юго-восток при отсутствии заметных складчатых форм. Имеют место дополнительные надвиги внутри блоков ("съедающие" промежуточные части разрезов) и многочисленные сколовые разрывы северо-восточного и северо-западного простираний (сдвиги, взбросы). Помимо изложенного, для второй системы блоков характерно отсутствие нижнетасказганской подсвиты, наличие известняково-сланцевых аналогов верхнетасказганской подсвиты, широкое развитие известняков, обилие граптолитов (за исключением нижнелландоверийских, как и везде в Северном Нуратау). Интрузивные образования представлены калиевыми гранитами Койташского и сиенит-граносиенитами Кошрабатского массивов.

Таким образом, упомянутые две системы блоков имеют существенные различия в строении разреза (что и послужило основанием для выделения двух его подтипов), характере структур, составе интрузивных образований. Прорывание интрузивами отложений C_2^2 свидетельствует об их послемосковском возрасте, а прорывание стыков блоков и разделяющих надвигов – о посленадвиговом внедрении. Общая форма залегания второй системы блоков явно свидетельствует о ее надвиговой природе, движении масс с юго-юго-запада. Не исключено "выныривание" отдельных блоков первой системы по простиранию на юго-восток, о чем может свидетельствовать зафиксированное авторами появление типичной верхнетасказганской подсвиты на перевале Шахристан. Положение с Южным Нуратау не совсем ясно, кроме принципиального сходства его додевонского комплекса со второй системой блоков. Центральнокызылкумская часть имеет явную связь с первой системой блоков (ближе всего к блоку 2).

Отложения нижнего девона в Центральных Кызылкумах несогласно залегают на третьей и четвертой подсвитах бесапанской свиты (амплитуда складок свыше 1500 м), а в Северном Нуратау – на отложениях силура, третьей и первой подсвит бесапанской свиты (амплитуда складок до 4500 м). Следовательно, в Нуратинском сегменте общая амплитуда преднижнедевонских складок и общая мобильность перед ранним девоном заметно выше, чем в Центрально-Кызылкумском сегменте. В целом в Зеравшано-Туркестанской зоне вырисовывается интенсивная позднекаледонская складчатость, сопровождающаяся разломами и разделяющая два структурных этажа – каледонский и варисский.

Преддевонские структуры, изображенные на палеогеологической карте со снятием девонских и более молодых отложений (рис. 2), характеризуются наличием довольно крупных эллиптических складчатых форм, вытянутых согласно границам зоны. Эти брахиантиклинали осложнены мелкими складками вплоть до плойчатости. Согласно той же палеогеологической карте намечаются два преддевонских блока – западный, наклоненный на север, и восточный, наклоненный на юг. Они торцово сочленяются в альпийском прогибе, который разделяет Тамдытау и Бельтау, с одной стороны, Аристантау и Каракатинские высоты – с другой. Линия сочленения совпадает с изломом простирания Зеравшано-Туркестанской зоны, с северо-восточным разломом (по геофизическим данным) и с рудопроявлением золота. К наиболее поднятым частям преддевонских структур приурочены габбро-гранитоидные (Северный Нуратау) и гранитоидные (Ауминзатау) интрузии, а к опущенным – щелочные и калиевые (Северный Нуратау).

В каледонском цикле фиксируются андезито-базальтовая карбонатно-кремнисто-сланцевая ($У–O_1$) и аспидная (O_{1-2}) формации начальной стадии, флишоидная (O_{2-3}, S_1^2) и аркозовая (S_1^1) формации зрелой или предорогенной стадии. В варисском цикле фиксируются карбонатная, флишевая и молассовая формации соответственно начальной ($D–C_2^2$), зрелой (середина C_2^2) стадиям геосинклинального этапа и орогенному этапу (конец $C_2^2–P_1$). Варисский тектогенез привел к формированию складок общего смятия, сопровождающихся чешуйчато-надвиговыми и диагональными разрывами, а также к гранитоидной интрузивной деятельности. Каледонский цикл не был завершен, и вмес-

те с варисским он образует сдвоенный каледонско-варисский (палеозойский) геосинклинальный мегацикл, в котором выделяются начальная (У–S), зрелая или предорогенная (D–C_2^2) и орогенная (C_{2-3}–P) стадии развития. Изложенное, несомненно, должно способствовать конкретизации прогнозно-металлогенических построений.

УДК 550.814 + 551.24 (235.216)

В.Н. Куземко, И.А. Ковальчук, В.И. Павлов

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КОСМОФОТОСНИМКОВ

Зеравшано-Гиссарская горная область охватывает Зеравшанский, Гиссарский и Каратегинский хребты. Она занимает краевую часть герцинской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, разграничена субширотными Зеравшанским и Северо-Гиссарским глубинными разломами на Зеравшано-Гиссарскую и Южно-Гиссарскую тектонические зоны и отделена Южно-Гиссарским глубинным краевым швом от Таджико-Афганского эпибайкальского срединного массива, перекрытого мощным эпигерцинским осадочным чехлом. Зеравшано-Гиссарская зона сложена преимущественно ордовикско-девонскими карбонатно-терригенными отложениями, принадлежащими к каледонскому этажу. В Южно-Гиссарской зоне преобладают гранитоиды и вулканогенные каменноугольные и пермские образования, слагающие герцинский структурный этаж. Для обеих зон характерен субширотный структурный план, сформированный герцинскими тектоническими процессами, интенсивно переработавшими структурные формы более ранних эпох. Вдоль крупных разломов прослеживаются узкие прерывистые грабены, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями эпигерцинского платформенного чехла. Наличие космических фотоснимков (КФС) позволяет дополнить существующие представления о структуре региона новыми данными. Объектом дешифрирования послужили мелкомасштабные КФС.

На фотоизображении земной поверхности цельные линеаменты большой протяженности редки, преобладают короткие отрезки, взаимное расположение которых различно (рис. 1). В одних случаях они сильно сближены и вытянуты цепочкой друг за другом, как бы трассируя пунктиром четкие "концентрированные" швы шириной 1–3 км и протяженностью до 150–200 км. В других случаях линеаменты, ориентированные параллельно или под небольшим углом друг к другу, образуют полосовидные сгущения шириной 10–12 км, которые прослеживаются на 100 км и более. Они сходны с так называемыми скрытыми разломами фундамента [1]. Рассеянный характер линеаментов позволяет предполагать небольшую глубину заложения скрытых разломов. Возможно, именно этим объясняется своеобразие их геологического проявления. Отдельные складки, разрывы, дайки им не подчинены, зато с частью этих разломов совпадают места наибольшего прогибания на некоторых этапах осадконакопления продуктивные рудные узлы.

По ориентировке большинство линеаментов, а также образуемые ими швы и полосы укладываются в четыре системы, из которых две – диагональные (295–315° и 40–50°), а две – ортогональные (265–280° и 0–25°). Для каждой из систем устанавливается лишь частичное совпадение линеаментов с конкретными разломами, отраженными на геологических картах. В большинстве случаев им не соответствуют конкретные разломы, однако анализ всей геологической ситуации позволяет обнаружить многочисленные проявления их в виде таких геологических аномалий, как ундуляции, виргации, перегибы складок, расщепления разломов, изменения мощностей и фаций, резкие изгибы контуров интрузий.

Субширотные разрывы оказали наибольшее влияние на ход тектонического развития региона в течение всего фанерозоя. Но как ни парадоксально, они очень слабо проявле-

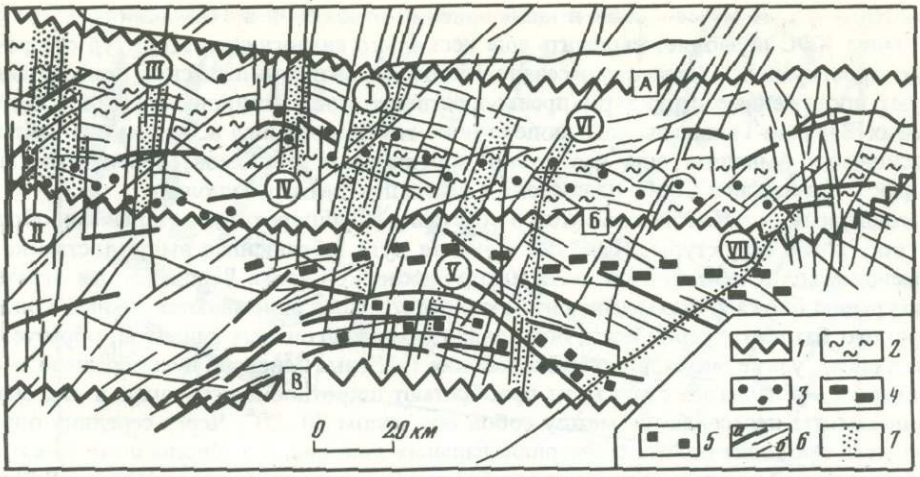


Рис. 1. *Структурная схема Зеравшано-Гиссарской горной области по данным дешифрирования космических фотоснимков*

1 – глубинные разломы: А – Зеравшанский, Б – Северо-Гиссарский, В – Южно-Гиссарский; *2* – Магиан-Барзангинская зона смятия; минерализация: *3* – ртутно-сурьмяная, *4* – редкометальная, *5* – флюоритовая и свинцовая, *6* – линеаменты: *а* – соответствующие известным разломам, *б* – установленные с помощью космических фотоснимков; *7* – зоны скрытых рудоконцентрирующих разломов фундамента: I – Майхура-Такфонская, II – Шинг-Магианская, III – Арчамайданская, IV – Вашанская, V – Варзобская, VI – Тагобикульская, VII – Канязская

ны на КФС. Наблюдаются лишь сгущения линеаментов этого простирания в зонах глубинных разломов, в которых чередование тектонических пластин карбонатных и терригенных пород создает отчетливый линейный рисунок, подчеркнутый узкими мезозойско-кайнозойскими грабенами. Это позволяет наметить продолжение Северо-Гиссарского глубинного разлома из долины р. Каракуль на запад, в бассейн р. Кашкадарьи. Южно-Гиссарский краевой шов проявлен на КФС менее выразительно. Хорошо дешифрируются и геологически подтверждаются лишь отдельные фрагменты его краевых ветвей: на севере – отрезок Богаинского разлома, на юге – Илякского. Судя по торцовому сопряжению крупных линеаментов, краевой шов в районе г. Файзабада косо перекрыт Вахшским надвигом.

Субмеридиональная система представлена многочисленными сближенными линеаментами на КФС и единичными разломами на геологических картах. К предполагаемым субмеридиональным скрытым разломам фундамента рассеянного типа приурочены прямолинейные отрезки речных долин и водоразделов, крутые повороты субширотно текущих рек. Полосы линеаментов проходят по долинам рек Шинг и Магиан, Арчамайдан-Кштут, Фандарья, Варзоб, Тагобикуль, Сардаимиона. При этом с запада на восток их простирание последовательно изменяется от С–0° до СВ–25°. Наиболее примечательным образованием является субмеридиональная полоса линеаментов в междуречье Каняз–Сорбог. Эта структура ограничивает с запада Гармский эпикаледонский срединный массив и представляет собой левосдвиговое нарушение, смещающее зону Северо-Гиссарского разлома. Здесь установлены субмеридиональные разрывы, согласно с ними вытянутые гранитоидные тела, позднепалеозойские дайки и крупные складки.

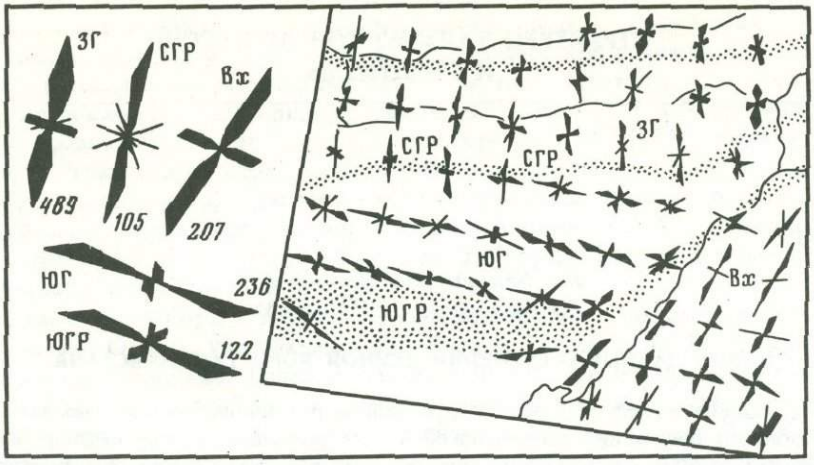
Диагональные системы линеаментов особенно многочисленны в Южно-Гиссарской зоне, где они проявлены в основном как обычные концентрированные разломы, а севернее, в Зеравшано-Гиссарской зоне, продолжаются как скрытые. Намечается несколько диагональных структур, рассекающих всю рассматриваемую территорию. Одна из них прослеживается в северо-западном направлении от г. Нурек, через район оз. Искандеркуль до Магианской долины. С ней совпадают многие известные разломы, разворот палеозойских структур в междуречье Шинга и Кштута, контакт Южно-Варзобского плутона, крутые замыкания складок в районе Вахшской петли, а также резкое изменение

мощностей и фаций мезозойских и кайнозойских отложений в Таджикской депрессии [2]. Анализ КФС позволяет выделить еще несколько аналогичных структур северо-западного простирания. Линеаменты северо-восточной, антитянь-шаньской ориентировки образуют протяженные структуры преимущественно концентрированного типа. Кроме известных Западно-Тяньшаньского поперечного глубинного шва и Вахшского взброса, есть основания выделять еще несколько протяженных разломов, ориентированных вдоль рек Кафирниган и Сорбо на востоке и вдоль притоков р. Туполанг.

Диагональные системы линеаментов в сочетании с субширотными разрывами образуют дугообразные структуры. Наиболее крупная дуга, обращенная выпуклостью на север, расположена в центральной части Южно-Гиссарской зоны. Вероятно, она отражает конфигурацию блока фундамента, так как в нее согласно вписываются южный контакт Гиссарского батолита, серии даек, поле нижнекаменноугольных спилитов, образуемые ими складки, узкие мезозойско-кайнозойские грабены. Севернее дугообразный изгиб сглаживается, складчатые структуры приобретают широтное простирание, а диагональные линеаменты пересекаются между собой под углом 70–80°. Через середину описываемой дуги проходит полоса субмеридиональных линеаментов шириной до 30 км, пересекающая всю Зеравшано-Гиссарскую область. Ее длина превышает 100 км. В Южно-Гиссарской зоне к этой полосе приурочены максимальные мощности турбидитовых (C_2) и флишоидных (C_{2-3}) отложений, вулканогенных (P_1) и молассовых (P_2) образований, а также значительное сужение гранитоидного батолита. В Зеравшано-Гиссарской зоне в эту же полосу попадают Джижикрутский массив с его необычайно полным карбонатным разрезом и Фанский прогиб с наибольшей мощностью мезозойско-кайнозойских отложений. Восточнее и западнее имеется еще ряд дугообразных структур меньших масштабов (северное обрамление Гармского массива, в нижнем течении рек Шинг и Магиан, на р. Арчамайдан, в верховье р. Вашан). Во всех случаях дугу, обращенную выпуклостью на север, пересекает скрытый субмеридиональный разлом.

Сочетание дуга – скрытый разлом, подобное луку и стреле, видимо, не является случайным. Аналогичные образования известны и в других регионах [3]. В Зеравшано-Гиссарской горной области скрытые разломы, выступающие в сочетании с дугами, играют важную рудоконтролирующую роль, хотя в целом металлогенические зоны ориентированы субширотно и согласно вписываются в общую схему тектонического районирования герцинских структур. В местах пересечения скрытыми разломами металлогенических зон располагаются продуктивные рудные узлы. Наибольший интерес представляет упомянутый скрытый разлом, пересекающий большую дугу Южного Гиссара и известный под названием "Кухистанский скрытый разлом" [4]. С ним пространственно совпадают Джижикрутское сурьмяное рудное поле, оловянно-вольфрамовые месторождения и рудопроявления, а на южном окончании разлома – проявления полиметаллической и ртутной минерализации. Вторая значительная рудоконцентрирующая структура сумеридионального простирания проходит по долинам рек Шинг и Магиан, пересекая дугообразный изгиб складок и разломов. К ней приурочены месторождения и многочисленные рудопроявления золото-редкометального ряда. Аналогичная рудоконцентрирующая структура в сочетании с дугообразным изгибом расположена восточнее, вдоль р. Арчамайдан. К ней приурочены редкометальные месторождения и проявления ртутной минерализации. На КФС дешифрируется скрытый разлом по долинам рек Такоб–Тагобикуль. При ширине до 10 км он прослеживается на 100–120 км в направлении СВ–25°. К нему приурочены флюоритовые, оловянные и золото-сурьмяные месторождения и рудопроявления. Рудоконцентрирующими являются, по-видимому, не только субмеридиональные, но и диагональные скрытые разломы.

Наряду с крупными линеаментами на КФС дешифрируется густая сеть мелких линейных структур (мегатрещин) протяженностью менее 8 км. Они подчинены в основном трем направлениям: субмеридиональному (355–20°), запад-северо-западному (280–310°) и северо-восточному (25–50°). Для центральной и восточной частей территории построены векторные диаграммы, показывающие частоту встречаемости мегатрещин различной ориентировки на площади 20 × 20 км (рис. 2). Во всех тектони-



Р и с. 2. Розы-диаграммы ориентировки мегатрещин

Слева – сводные диаграммы, характеризующие тектонические зоны (ЗГ – Зеравшано-Гиссарская, ЮГ – Южно-Гиссарская, Вх – Вахшская) и глубинные разломы (СГР – Северо-Гиссарский, ЮГР – Южно-Гиссарский); цифры показывают количество замеров

ческих зонах присутствуют мегатрещины всех трех направлений, но для каждой из них характерно преобладание мегатрещин одного направления: для Зеравшано-Гиссарской – субмеридионального; для Южно-Гиссарской – запад-северо-западного; для Таджикской депрессии и Дарваза – северо-восточного. Вероятно, развитие мегатрещин отражает структурную эволюцию региона. В карбонатных и зеленосланцевых образованиях каледонского структурного этажа, преобладающих в Зеравшано-Гиссарской зоне, широко развиты субмеридиональные мегатрещины. В Южно-Гиссарской зоне, сложенной преимущественно интрузивными и вулканогенными образованиями герцинского структурного этажа, превалируют мегатрещины запад-северо-западного простирания. А для альпийского этажа Таджикской депрессии характерны мегатрещины северо-восточного направления. Кроме того, в поле развития мезозойско-кайнозойского комплекса "просвечивают" мегатрещины запад-северо-западной ориентировки, возможно отражающие воздействие со стороны фундамента.

Таким образом, дешифрирование КФС не только подтвердило наличие уже известных крупных разрывных нарушений и глубинных разломов, но и позволило выделить ряд скрытых разломов фундамента. Скрытые разломы оказали косвенное влияние на ход тектонических процессов, осадконакопление и магматизм. Субмеридиональные и в меньшей мере диагональные скрытые разломы являются рудоконцентрирующими; к местам пересечения ими широтных металлогенических зон приурочены наиболее продуктивные рудные поля и узлы. Сочетание двух систем диагональных разломов с широтными определило дугообразную конфигурацию структур в центральном секторе Южного Гиссара. Распределение в пространстве мелких линеаментов (мегатрещин) может быть использовано при тектоническом районировании региона, поскольку структурные этажи и тектонические зоны четко различаются по доминирующим ориентировкам этих образований. Мегатрещины не влияли на ход тектонических процессов, но в ряде случаев сыграли значительную роль в формировании структуры рудных полей и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ космических снимков при тектоно-магматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 155 с.
2. *Захаров С.А.* Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Сталинабад: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 229 с.
3. *Ли Сы Гуан.* Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 131 с.
4. *Баратов Р.Б., Мушкин И.В.* Актуальные проблемы эндогенной металлогении Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань). – В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 125–132.

ЧАСТЬ V

СТРУКТУРЫ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ГИНДУКУША

УДК 550.311

Я.А.Беккер, Ю.Ф.Коновалов, Г.В.Кошлаков, Д.Р.Мучаидзе

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТАДЖИКИСТАНА

Территория Таджикистана охватывает фрагменты различных складчатых поясов, скученных в области сближения Евразийской и Памиро-Индостанской литосферных плит. Острота многих проблем тектоники этого региона сохраняется до настоящего времени. Естественно, что данные о глубинном его строении, как геологические, так и геофизические, и их совместная интерпретация представляют значительный интерес.

Современное геологическое строение региона, его тектоническая активность, проявляющаяся в молодых дислокациях, больших скоростях и амплитудах вертикальных и горизонтальных движений, высоком фоне сейсмичности, – результат длительной и очень сложной структурной эволюции земной коры на большой части территории Азиатского материка. Древняя континентальная кора в Таджикистане и прилегающих районах обнажается на поверхности в виде останцов кристаллических пород дорифейского возраста, известных вдоль юго-западной окраины Гиссара, в Каратегине, на Памире и в Афганском Бадахшане. Ее наличие предполагается и в фундаменте Ферганской и Афгано-Таджикской межгорных впадин. О том, что геосинклинальное развитие значительной части рассматриваемой территории в палеозое происходило на коре континентального типа, свидетельствует сиалический состав терригенных компонентов некоторых зеленосланцевых толщ, залегающих в основании палеозойского разреза Южного Тянь-Шаня. Вместе с тем в последние годы все большее распространение получают представления о заложении палеозойских геосинклиналей на коре океанического типа. Аналогами этой коры являются породы офиолитовой ассоциации, известные в Южном Тянь-Шане и на Северном Памире. В разрезе фанерозойских формаций выделяются и другие комплексы – индикаторы основных палеотектонических режимов геологического прошлого, что позволяет подходить к геосинклинальному этапу развития региона с позиций А.В.Пейве и др. [1], которые понимают его как процесс преобразования океанической коры в континентальную. Эта проблема и роль офиолитов в структуре и эволюции земной коры Южного Тянь-Шаня и Памира рассматриваются во многих работах [2–5].

Все сказанное имеет прямое отношение к пониманию закономерностей формирования, строения и возраста земной коры и отдельных ее слоев, природы гравитационного и магнитного полей, к интерпретации сейсмических и электрометрических данных. Это же относится и к пониманию тех структурных преобразований, которые претерпел рассматриваемый регион на мезо-кайнозойском этапе развития, к концу которого на его месте возникли высочайшие на Земле неотектонические поднятия с самыми глубокими корнями гор и глубочайшие межгорные впадины с мощной корой синформного строения (Фергана) или с тонкой корой антиформного типа (Афгано-Таджикская впадина).

По сейсмологическим данным [6–10], мощность земной коры Таджикистана составляет под Кураминским хребтом 42–45 км, в западном окончании Ферганской впадины 45–50 км, под Южным Тянь-Шанем 45–60 км, в Афгано-Таджикской впадине 31–45 км, на Памире она колеблется от 55–65 до 70–75 км. Верхний ("осадочный") слой коры охватывает комплекс сложнодислоцированных образований от рифея до кайнозоя. Его подошва определяется положением кровли геофизического "гранитного" слоя, понима-

емого нами как верхний уровень гранитизированных пород с включениями фрагментов древней сиалической коры. В пределах Афгано-Таджикской впадины подошва "осадочного" слоя располагается на отметках 12–14 км, что соответствует поверхности, выделяемой здесь в качестве "консолидированного" основания [11], а по сейсмологическим данным – кровле "гранитного" слоя [12] или горизонта "А" [13]. В Южном Тянь-Шане поверхность "гранитного" слоя, прослеженная по обменным волнам, находится на отметках 4–5 км под Гиссарским хребтом, воздымается до 1–2 км под Туркестанским хребтом, плавно погружается в сторону Ферганской впадины до 4–5 км и под Кураминским хребтом залегает на глубинах 7–13 км. Это определяет вертикальную мощность геофизического "осадочного" слоя коры в 5–14 км.

"Гранитный" слой коры в Афгано-Таджикской впадине отличается небольшой мощностью (до 10–17 км), увеличиваясь под Южным Гиссаром до 20–30 км и образуя здесь корневое утолщение. Далее к северу мощность его выдерживается в пределах 25–27 км. Для "гранитного" слоя характерны значительная расслоенность, наличие многочисленных отражающих площадок и обменообразующих границ. Здесь выделяется весьма четкая сейсмическая поверхность, разделяющая его на два подслоя, интерпретируемых как "гранито-гнейсовый" и "диоритовый" [7] или как собственно "гранитный" слой и слой волновода [6, 14].

Следующая в разрезе земной коры сейсмическая граница отождествляется условно с поверхностью геофизического "базальтового" слоя. Мощность его в Афгано-Таджикской впадине выдерживается в пределах 10–15 км, увеличиваясь в северной ее части до 20 км. Под Гиссарской долиной, где поверхность Мохо резко приподнята, мощность "базальтового" слоя сокращается до 10–15 км и остается такой же под Южным Гиссаром. Севернее, вплоть до зоны Южно-Ферганского разлома, мощность слоя нарастает до 25–30 км, чем и обусловлено резкое корневое утолщение земной коры под Южным Тянь-Шанем. Под западной частью Ферганской впадины и Кураминским хребтом толщина "базальтового" слоя вновь сокращается до 12–15 км. Поверхность Мохо является наиболее резкой сейсмической границей. Однако в ряде районов поверхность эта расплывчата и нарастание скоростей от коры к мантии происходит относительно плавно.

Следует иметь в виду, что сейсмологические данные по глубинному строению земной коры, полученные для горных районов Средней Азии, исключительно сложны и трудны для интерпретации, что накладывает определенный отпечаток на достоверность полученных сейсмических моделей строения земной коры таких регионов, как Памир и Тянь-Шань. Это видно хотя бы по различным вариантам построений, выполненных по одним и тем же профилям. Расхождение в определении мощности земной коры на Памире разными сейсмологами достигает 20–25 км [15]. В связи с этим важное значение приобретают результаты других методов исследования земной коры, в частности привлечение материалов гравиметрии и глубинного магнитотеллурического зондирования (МТЗ).

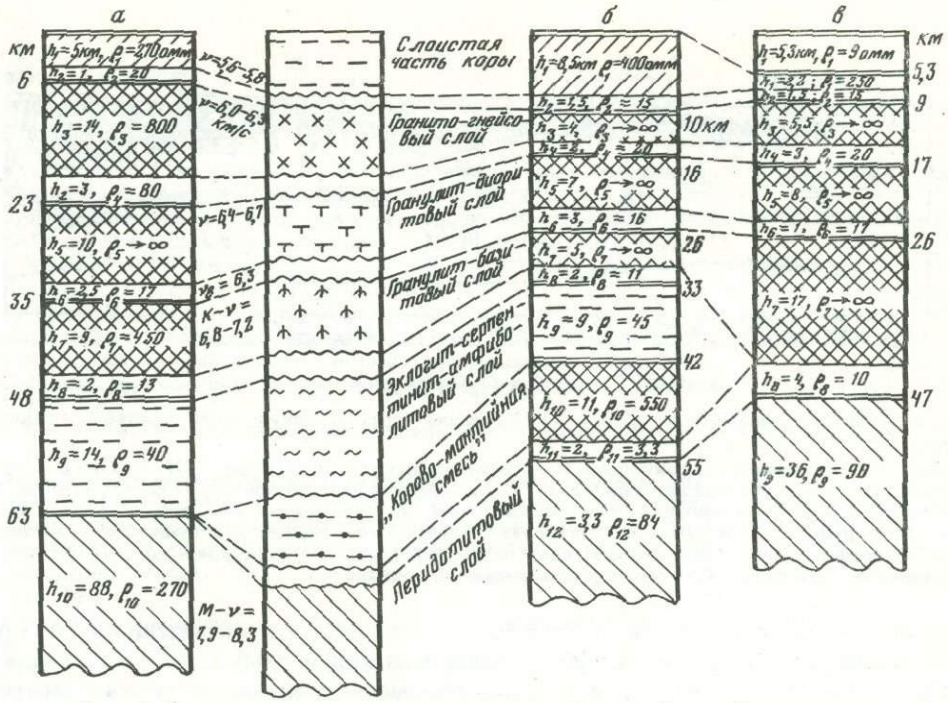
Комплексное использование данных гравиметрии и сейсмологии, основанное на их корреляционном анализе, позволило построить схему рельефа поверхности Мохо для территории Центрального и Юго-Западного Таджикистана. Методика и результаты этих исследований рассмотрены в наших предыдущих работах [10, 16]. Здесь отметим, что наряду с областями, где наблюдается высокая корреляционная зависимость данных обоих методов, существуют аномальные зоны потери корреляции и изменения кажущихся скоростей преломленных волн. Подобные протяженные линейные зоны шириной 10–20 км могут интерпретироваться как зоны глубинных разломов в подошве земной коры. Комплексный анализ геофизических и геологических материалов позволил увязать эти зоны с известными разломами, выделяемыми на поверхности: Южно-Ферганским, Зеравшанским, Южно-Гиссарским, Илякско-Вахшским и др. Построенная по этой методике схема рельефа поверхности Мохо в пределах Афгано-Таджикской впадины отличается от аналогичной схемы, приводимой в работе [6], не субширотной, а субмеридиональной вытянутостью изолиний.

В последние годы авторами получены новые данные о расслоенности земной коры, основывающиеся на материалах МТЗ. Благоприятные условия для постановки работ

этим методом создаются линейно-контрастными формами современных макроструктур, отвечающими двумерно-неоднородной геометрии теоретических моделей МТЗ, и контрастной расчлененностью разрезов по электропроводности в складчатых областях. В пределах Южного Тянь-Шаня, Гиссарской долины и Южного Памира получен ряд геоэлектрических разрезов коры. Кривые МТЗ, отображающие изменение функции электропроводности с глубиной, наблюдались в интервале периодов от 10 с до 30 мин. Максимальная толщина скин-слоя в пунктах зондирования превышала 100 км, что позволило исследовать структуру коры на полную ее мощность. Наблюдения проводились в координатной системе, отвечающей главным осям двумерной неоднородности. Направление осей определялось по импедансным и магнитным полярным диаграммам, главные оси которых были направлены по простиранию и вкрест макроструктур. Соответственно при обработке и интерпретации рассматривалась двумерная аппроксимация – продольная (Е-поляризация) и поперечная (Н-поляризация) кривые. Наблюденные импедансные кривые пересчитывались в кривые кажущегося сопротивления и кажущейся проводимости. В результате совместной интерпретации этих кривых удалось выполнить послойное расчленение разрезов. Основной материал был получен по продольным кривым, практически не искаженным эффектом экранирования токов вблизи субвертикальных неоднородностей разреза.

Представленные на рис. 1 геоэлектрические разрезы земной коры расчленены на серию мощных слоев высокого сопротивления, разделенных низкоомными относительно маломощными слоями. Сопоставление их с сейсмическими разрезами [6–10] позволяет в целом идентифицировать геоэлектрическую и сейсмологическую модели земной коры. Однако более убедительным оказалось сопоставление геоэлектрических моделей с геолого-петрологическими, которые на сегодняшний день являются наиболее полными [10, 17]. Удается выделить геоэлектрические горизонты, сопоставимые с гранито-гнейсовым, гранулит-диоритовым, гранулит-базитовым и серпентинитовым слоями, а также со слоем корово-мантийной смеси. Примечательно, что на Южном Памире и в Гиссарской долине слой корово-мантийной смеси в геоэлектрическом разрезе не выделяется. В последнем разрезе не выделяется и серпентинитовый слой. Примечательно также, что на скоростных разрезах Памира и Южного Тянь-Шаня серпентинитовый слой, как, впрочем, и вся структура базитовой (нижней) части коры, корреляционно не прослеживается. В то же время часть коры (20–25 км) расчленяется по данным ГСЗ и МОВЗ более уверенно, чем по данным МТЗ. В связи с этим комплексирование сейсмических и магнитотеллурических наблюдений на совмещенных профилях должно повысить надежность глубинных исследований. Сравнительно небольшой объем МТЗ пока не позволяет выполнить районирование территории Таджикистана по типам коры, как это делается по сейсмическим и геолого-петрологическим данным. Однако можно отметить, что максимальная мощность гранито-гнейсового и диоритового слоев, наблюдаемая в разрезах Памира, составляет соответственно 14 и 10 км. Кровля гранулит-базитового слоя залегает здесь на глубине 35 км, а в разрезах Южного Тянь-Шаня и Душанбинского прогиба – на глубине 26 км. Максимальная мощность гранулит-базитового слоя, равная 17 км, устанавливается в разрезах Гиссарской долины. Кровля перидотитового слоя верхней мантии на Южном Памире залегает на глубине 62–64 км, в Южном Тянь-Шане – на глубине 54–57 км, в Гиссарской долине – на глубине 45–48 км.

На геоэлектрических разрезах в расслоенности земной коры прослеживается определенная закономерность. Каждому уровню петрофизической зональности соответствует пара слоев, один из которых мощный и плохо проводящий, другой, залегающий на нем, маломощный (1,5–4 км) и хорошо проводящий. Можно полагать, что послойная петрофизическая дифференциация коры в областях, испытавших новейший орогенез, имеет четкие рубежи в виде переходных слоев повышенной электропроводности (десятки и сотни сименсов, см. рис. 1). Из экспериментальных работ известно [18–20], что присутствие единиц процентов воды существенно повышает электропроводность кристаллических пород. Особенно резко она повышается при температурах 500–700° С, т.е. наиболее характерных для глубинных слоев коры. Увеличение концентрации воды в ко-

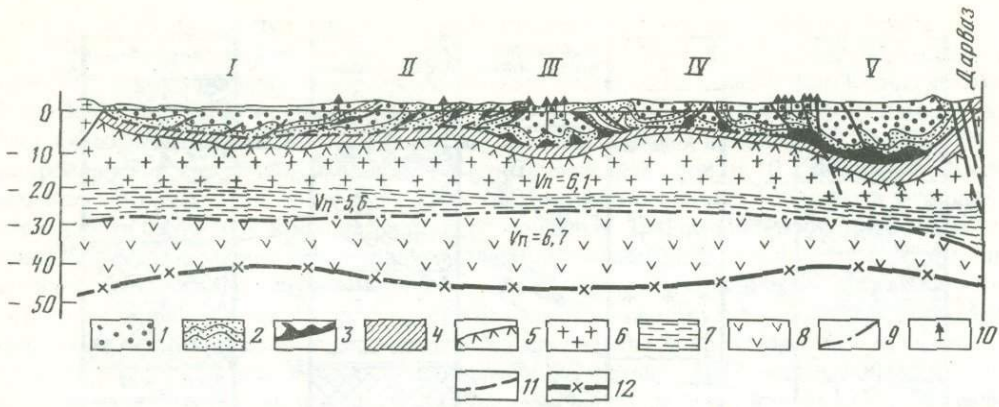


Р и с. 1. Сопоставление геоэлектрических разрезов земной коры Таджикистана
а — Южный Памир; б — Южный Тянь-Шань; в — Гиссарская долина

ре связывается с процессами разуплотнения, частичного плавления и гравитационной дифференциации в верхней мантии под влиянием меняющихся с глубиной РТ-условий. При подъеме магматического расплава часть водной фазы поглощается наиболее проницаемыми породами коры. Такие породы, вероятнее всего, и принадлежат к переходным (контактным) слоям, разделяющим основные петрографические (геофизические) слои коры (см. рис. 1). Преимущественно щелочной состав пород коры Памира и Южного Тянь-Шаня в значительной степени способствует диссоциации флюидов и, следовательно, образованию в таких слоях аномальной электропроводности с ионным носителем.

Приведенные данные МТЗ, указывающие на значительную расслоенность земной коры в орогенических складчатых областях и на четкую коррелируемость с петрофизическими данными, насколько нам известно, получены впервые. Представляется несомненной необходимость расширения аналогичных работ как в Памиро-Тяньшаньском регионе, так и в других складчатых областях в целях подтверждения и дальнейшего исследования геоэлектрической модели земной коры.

Более широкое применение МТЗ получило при изучении глубоко погребенного фундамента Афгано-Таджикской впадины. Результатом этих исследований, охвативших с большой полнотой основную территорию впадины, включая Гиссарскую и Сурханскую долины, явилось построение структурной карты поверхности герцинского фундамента, приводимой в работе [10]. До недавнего времени сведения о его структуре исчерпывались весьма ограниченными данными сейсморазведки КМПВ, материалами сейсмологических исследований и картами, базировавшимися на комплексном анализе и корреляционной зависимости результатов гравиметрии и сейсмологии. Новая информация о фундаменте, дополняющаяся данными глубокого бурения и детальных сейсморазведочных работ, выполненных в последние годы, позволяет более обоснованно подойти к решению таких спорных проблем, как тектоническое строение осадочного чехла, соотношение структуры надсолевого и подсолевого дисгармоничных комплексов, направление глубокого поисково-разведочного бурения на нефть и газ.



Р и с. 2. Геолого-геофизический разрез земной коры через северную часть Афгано-Таджикской впадины

Зоны: I – Сурханская синклинорная, II – Кафирниганская антиклинорная, III – Вахшская синклинорная, IV – Обигармская антиклинорная, V – Кулябская синклинорная; *1* – неоген-антропоген; *2* – мел-палеоген; *3* – соленосная толща верхней юры; *4* – подсолевая юра-триас (?); *5* – кровля герцинского фундамента по данным электроразведки МТЗ; *6* – герцинский комплекс "гранитный" слой; *7* – волновод; *8* – "базальтовый" слой; *9* – поверхность "базальтового слоя"; *10* – буровые скважины; *11* – разрывы; *12* – поверхность Мохоровичича

Бурением скважин глубиной 4–5 км было установлено, что сместители крупных разрывов, разделяющих системы чешуй и складок в антиклинорных зонах, выполаживаются с глубиной, переходя нередко в многослойные мелкие надвиговые чешуи пород мела и палеогена (рис. 2). Под главной надвиговой поверхностью рядом скважин вскрыты отложения неогена и в целом установлено повторение разреза мезо-кайнозойского комплекса. Устанавливаются и большие амплитуды горизонтальных перекрытий, достигающие 10–15 км и более. Скученность и нагромождение складок-чешуй и их последовательное перекрытие особенно эффектны в пределах северной части впадины, где чешуйчатые пакеты прижаты к форланду, местами запрокинуты либо круто взброшены на него. Очевидно, что надсолевой комплекс сорван с основания по соленосной толще и дислоцирован резко дисконформно к структуре подсолевого чехла и фундамента. Подсолевой комплекс чехла, куда входят юрские карбонатные и терригенные отложения, а также местами, вероятно, и триасовые, слабо изучен, и структура его не ясна. Можно лишь предполагать, что мегаструктурные формы поверхности фундамента и подсолевого комплекса грубо конформны и отвечают выделяемым в Афгано-Таджикской впадине антиклинорным и синклинорным зонам. Не исключено, однако, что в подсолевом комплексе чехла развиты автономные формы дислокаций, дисгармоничные по отношению к выше и ниже залегающим образованиям.

По данным МТЗ, гипсометрически наиболее высокое положение кровли фундамента устанавливается на севере Кафирниганской и Обигармской антиклинорных зон – до 8 км от земной поверхности в выделяемых здесь крупных брахиформных поднятиях. В синклинорных зонах та же поверхность опускается до 10–13 км, а на восточной периферии Кулябской зоны – до 17 км. Можно предположить, что столь интенсивное погружение поверхности фундамента связано здесь с крупным разломом, трассирующимся в субмеридиональном направлении по линии складок Пушион–Бештентяк, что совпадает с резким увеличением суммарной мощности неогеновых отложений вдоль этой линии. Не исключено, что с этим погребенным разломом генетически связаны залежи нефти на месторождениях Бештентяк и Сульдузы, а также проявления углеводородов в скважинах на структурах Северный Пушион и Ходжасартис.

Выявленные поднятия по фундаменту на севере Афгано-Таджикской впадины, которым могут соответствовать антиклинальные поднятия кровли верхнеюрских известняков, представляют значительный интерес при поисковых работах на нефть и газ в подсолевом комплексе.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Океаны и геосинклинальный процесс. – Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657.
2. *Макарычев Г.И.* Проблема становления "гранитного" слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня. – Геотектоника, 1974, № 5, с. 3.
3. *Куренков С.А.* Тектоническая эволюция офиолитовых комплексов Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань). – Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 455.
4. *Христов Е.В., Христова М.П.* Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса. – Геотектоника, 1978, № 5, с. 72.
5. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов Л.Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. – Геотектоника, 1977, № 4, с. 68.
6. *Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70.
7. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 211.
8. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня 1973–1974 гг. М.: Наука, 1977, с. 19.
9. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 184.
10. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981, с. 282.
11. *Фихцева Л.М.* Глубинное строение Южно-Таджикской впадины по данным КМПВ. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 85.
12. *Кулагин В.К.* О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. – В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1968, с. 5.
13. *Булин Н.К., Проняева Е.А.* Глубинное строение Таджикской депрессии по сейсмологическим данным. – Сов. геология, 1970, № 12, с. 114.
14. *Лукк А.А., Нерсесов И.Л., Чепкунас Л.С.* Методика выделения слоя пониженной скорости в коре и мантии Земли. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 2, с. 15.
15. *Булин Н.К.* О мощности земной коры на Памире. – Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 167.
16. *Беккер Я.А., Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С.* Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 16.
17. *Мушкин И.В.* Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979, с. 136.
18. *Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Начало плавления гранита и электропроводность его расплава в зависимости от высокого давления паров воды. – Геохимия, 1964, № 3, с. 195.
19. *Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б.* Влияние давления на температуры плавления альбита и базальта по данным измерения электропроводности. – Геохимия, 1965, № 12, с. 1395.
20. *Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971, с. 74.

УДК 551.24 (235.211)

В.И.Дроков

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ГИНДУКУША

Рассмотренные в статье структуры расположены на соседних территориях Афганистана и Южного Таджикистана. Ряд смежных составляющих их тектонических регионов представляют собой части единых крупнейших структур Западной, Средней и Высокой Центральной Азии. Все вместе они входят составной частью в Средиземноморский складчатый пояс и обрамляющую его здесь с севера Туранскую плиту.

Южнотаджикская часть тектонических структур интенсивно исследуется уже более 50 лет и к настоящему времени достаточно хорошо изучена [1–22]. Афганская часть до недавнего времени была слабо исследована, а ряд регионов страны вообще представлял собой на геологических и тектонических картах белые пятна. В результате проведенных здесь за последние 20 лет совместных советско-афганских исследований положение существенно изменилось. К настоящему времени составлены геологические и тектонические карты в масштабах 1 : 500 000, 1 : 1 000 000, 1 : 1 500 000, 1 : 2 000 000 и 1 : 2 500 000 [23–29]. Все основные структуры, выделенные ранее на Памире и в Южно-Таджикской впадине, были прослежены в Афганистане и изучены здесь с достаточной полнотой [30–36].

Накопленный материал позволяет различать в пределах Афганистана и Южного Таджикистана следующие основные тектонические регионы: раннекиммерийские складчатые области – Афгано-Северопамирскую и Фирузкох-Бандитуркестанскую (I); эпираннекиммерийскую платформу – Северо-Афганскую (II); среднекиммерийскую складчатую область – Афгано-Южнопамирскую (III); позднекиммерийские складчатые области – Южно-Афганскую и Хиндурадж-Хазарскую (IV); раннеальпийскую складчатую область – Афгано-Восточноиранскую (V); среднеальпийские складчатые области – Сулейман-Киртарскую и Туркмено-Хоросанскую (VI); позднеальпийские наложенные впадины – Афгано-Южнотаджикскую (VII), Афгано-Южнотуркменскую, Сейстанскую и др.

Выделение разновозрастных складчатых областей произведено в соответствии с традиционными принципами тектонического районирования, с учетом возраста последнего геосинклинального цикла и времени завершающих складчатых движений. Одновозрастные пары складчатых областей (Афгано-Северопамирская и Фирузкох-Бандитуркестанская, Южно-Афганская и Хиндурадж-Хазарская, Сулейман-Киртарская и Туркмено-Хоросанская) различаются между собой географическим положением и режимом развития.

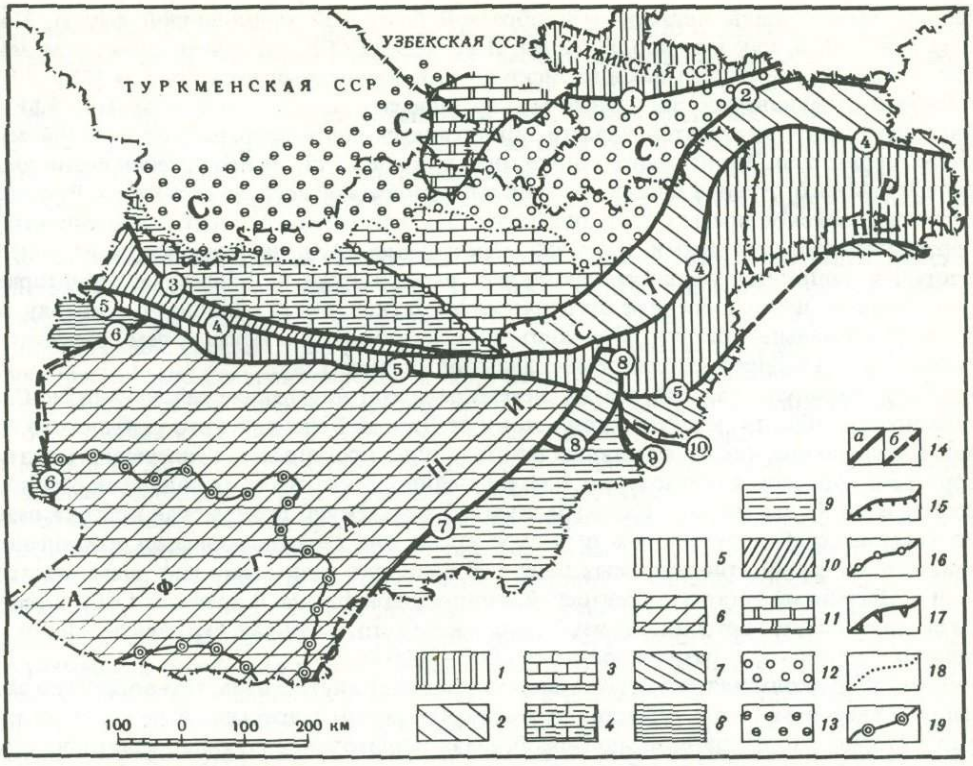
Расположение регионов в плане подтверждает подмеченную ранее исследователями геологии Средней Азии тенденцию к закономерному последовательному омоложению с севера на юг возраста складчатых сооружений. Иная тенденция свойственна позднеальпийским наложенным впадинам. План их расположения обусловлен рисунком горных сооружений на новейшем этапе развития Средиземноморского складчатого пояса.

Современные контуры, параметры и генеральные простирания рассматриваемых регионов неоген-четвертичные. Донеогеновый их рисунок был несколько иным. Восстановить его сейчас трудно. Современными границами регионов служат крупные протяженные межрегиональные разломы или системы сближенных разломов. План расположения их неоген-четвертичный. Кинематическая природа большинства из них сдвиговая.

Далее рассмотрим каждый из выделенных регионов (рисунок).

1. **Раннекиммерийские складчатые области.** Сооружения этого возраста развиты в северной трети рассматриваемой территории, к югу от Южно-Тяньшаньских позднегерцинских структур. Располагаясь между герцинидами на севере и киммеридами на юге, они сочетают в себе признаки тех и других: в начале развития это типичные герциниды, в конце развития – настоящие киммериды. Завершающие движения, положившие конец морскому геосинклинальному развитию этих территорий и превратившие их в складчатые сооружения, прошли на рубеже триаса и юры. По типу развития в составе ранних киммерид Афганистана и Южного Таджикистана различаются две области – Афгано-Северопамирская и Фирузкох-Бандитуркестанская.

Афгано-Северопамирская область. Традиционно территория этой области считалась герцинской и нередко объединялась с герцинидами Южного Тянь-Шаня, но широкое развитие здесь типично морских мощных геосинклинальных образований перми и триасовых гранитов, неизвестных севернее, склоняет нас к отнесению ее к ранним киммеридам. По отношению к поздним герцинидам Южного Тянь-Шаня она на ступень моложе. Афганская часть области охватывает систему хребтов Западного Гиндукуша и Северо-Западного Бадахшана, советская часть – весь Северный Памир. Границами области в большинстве пунктов служат разломы: на севере и северо-западе – Афгано-Северопамирский, на юге и юго-западе – Афгано-Центральнопамирский. Лишь в крайней юго-западной части структуры области, плавно погружаясь, без существенных тектонических осложнений постепенно уходят под чехол Северо-Афганской платформы, обнажаясь там в ядрах положительных структур и в глубоких врезах долин в качестве складчатого основания плиты. К востоку от Памира непосредственным продолжением области служат структуры Западного Куньлуня. Длина рассматриваемой части области более 800 км, а общая площадь ее превышает 60 тыс. км^2, простирание структур S-образное: на крайнем юго-западе субширотное, в центре северо-восточное до субмеридионального, на востоке опять субширотное с выпуклостью к северу.



Р и с. 1. Схема основных тектонических регионов Афганистана и Южного Таджикистана

1 – поздние герциниды Южного Тянь-Шаня; *2* – Афгано-Северопамирская область; *3–4* – Паропамиз-Бандитуркестанское поднятие, платформенный чехол на складчатом основании; *3* – афгано-северопамирского типа, *4* – фирузкох-бандитуркестанского типа; *5* – Афгано-Южнопамирская область; *6* – Южно-Афганская область; *7* – Хиндурадж-Хазарская область; *8* – Афгано-Восточноиранская область; *9* – Сулейман-Киртарская область; *10* – Туркмено-Хоросанская область; Мургаб-Верхнеамударьинская впадина; *11* – периклиналь Юго-Западного Гиссара; *12* – Афгано-Южнотаджикская впадина; *13* – Афгано-Южнотуркменская впадина; *14* – межрегиональные разломы: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые; *15* – граница ненарушенного залегания платформенного чехла на складчатом основании афгано-северопамирского типа; *16* – линия предполагаемого разлома (скрытого под платформенным чехлом) между складчатыми основаниями афгано-северопамирского и фирузкох-бандитуркестанского типов; *17* – контур периклинали Юго-Западного Гиссара; *18* – граница Паропамиз-Бандитуркестанского поднятия и Мургаб-Верхнеамударьинской впадины; *19* – граница впадины Сейстан в пределах Южного Афганистана; межрегиональные разломы (номера в кружках): 1 – Вахшский, 2 – Афгано-Северопамирский, 3 – Сиахбубакский, 4 – Афгано-Центральнопамирский, 5 – Карганау-Кунарский, 6 – Западно-Афганский, 7 – Мукур-Чаманский, 8 – Альтимурский, 9 – Саробийский, 10 – Сафедкохский

В строении Афгано-Северопамирской складчатой области участвуют нижнепротерозойские, палеозойские и триасовые толщи, в различной степени метаморфизованные и прорванные раннепротерозойскими, раннекаменноугольными, пермскими и позднетриасовыми интрузиями [37]. Накопленный материал позволяет различать в составе Афгано-Северопамирской складчатой области четыре принципиально различные группы структур: Джавай-Белеулинский стабильный массив и три складчатые системы – Дарваз-Заалайскую, Бамиан-Каракульскую, Дарваз-Сарыкольскую. Каждая из них, в свою очередь, делится на структурно-фациальные зоны, подзоны, участки и т.д. [30, 37].

Дарваз-Заалайская складчатая система занимает внешнюю северо-западную часть области, протягиваясь непрерывной полосой через всю ее территорию. Это наиболее контрастная часть области, обладающая пестрым составом одновозрастных отложений. В разрезе ее преобладают фации относительных поднятий – различные по составу вулканиты, рифовые известняки, конгломераты, пестроцветы и т.д. Во всех частях разреза

обильно представлены остатки разнообразной бентосной мелководной фауны. Мощность отложений, как правило, большая. В пределах СССР, например, суммарная мощность только каменноугольных и пермских отложений превышает 12 тыс. м [38].

Джавай-Белеулинский стабильный массив занимает осевую – ядерную часть Афгано-Северопамирской складчатой области, протягиваясь почти непрерывной полосой через всю ее территорию. Это наименее контрастная часть области. На протяжении всего послепротерозойского периода массив вел себя как устойчивая жесткая структура. В ранне- и среднепалеозойское время он, по-видимому, развивался как относительное поднятие, а в позднепалеозойское время, напротив, как глубоко опущенная структура, в пределах которой в застойных условиях накопились выдержанные на обширных территориях, однообразные, почти лишенные органических остатков, внизу карбонатные, вверху терригенные батиальные осадки. Мощность их в несколько раз меньше, чем одновозрастных отложений в Дарваз-Заалайской складчатой системе [38].

Бамиан-Каракульская складчатая система занимает внутренние районы Афгано-Северопамирской области, к югу и юго-востоку от Джавай-Белеулинского стабильного массива. Первично она, как и предыдущие две структуры, простиралась непрерывно через всю территорию области, а сейчас в результате новейших тектонических подвижек оказалась разобщенной на две части – Каракульскую и Бамианскую. Допермская история развития системы слабо изучена, а в пермское время она характеризовалась накоплением карбонатных фаций относительных поднятий с широко развитыми рифовыми постройками и обильными остатками бентосной мелководной фауны. В пределах СССР в тесной связи с рифовыми постройками известны, кроме того, основные вулканиты. Мощность только пермской части разреза достигает 2000–3000 м.

Дарваз-Сарыкольская складчатая система занимает внутреннюю, юго-восточную часть Афгано-Северопамирской области, протягиваясь почти непрерывной полосой по всей ее территории. Это исключительно своеобразная территория, сложенная удивительно монотонной, повсеместно однообразной серией тонкотерригенных палеозойских пород, сформированных в условиях устойчивого относительно глубоководного прогиба с застойным гидродинамическим режимом вод. На последнее указывает почти полное отсутствие остатков бентосной фауны и обилие кристалликов пирита во всех породах разреза.

Каждая из рассмотренных частей области характеризуется своим стилем складчатости. Наиболее простые, широкие, часто нелинейные брахиформные структуры свойственны Джавай-Белеулинскому стабильному массиву. Значительно более сложные типично линейные структуры характеризуют Дарваз-Заалайскую и Бамиан-Каракульскую складчатые системы. Очень сложные многоступенчато-изоклинальные, до сих пор практически не расшифрованные структуры свойственны Дарваз-Сарыкольской складчатой системе.

Фирузкох-Бандитуркестанская область. Ее территория простирается к юго-западу от Афгано-Северопамирской складчатой области. Большая часть принадлежащих ей структур перекрыта чехлом Северо-Афганской платформы и комплексом среднеальпийских структур Туркмено-Хоросанской области. Скрытой оказалась и граница ее с Афгано-Северопамирской областью. Примерно она проводится по линии, соединяющей северные предгорья хр. Банди-Туркестан и грабен Яковланг-Бамиан.

В разрезе различаются докембрийские, каменноугольные, пермские и триасовые образования. Характером разреза они существенно отличаются от одновозрастных образований Афгано-Северопамирской области, обнаруживая вместе с тем некоторую аналогию с таковыми Северного Кавказа и Крыма. Докембрийские образования представлены здесь метаморфитами мощностью до 4000 м. Разрез карбона двучленный. Внизу (2000–2500 м) обнажаются кислые–средние вулканиты предположительно раннетурнейского возраста, выше с размывом залегают тонко- и груботерригенные образования верхнего турне–среднего карбона мощностью до 4000 м. Верхний карбон неизвестен. Пермские отложения залегают с размывом на карбоне и представлены тонкотерригенными красноцветными образованиями мощностью от 1000 до 3800 м. Триасовые отложе-

ния залегают с размывом на пермских и имеют трехчленное строение. Нижний триас пестроцветный, с кислыми вулканитами, мощностью 180–890 м. Ладинский, карнийский и норийский ярусы сложены темноцветной песчано-сланцево-алевролитовой флишоидной толщей мощностью до 4000 м. Интрузивный магматизм двух возрастов: докембрийский – основной и позднетриасовый – кислый, преимущественно гранитоидный.

Структуры области линейные, в триасовой части разреза нередко изоклинальные, преимущественно субширотные с отклонением на востоке к северо-востоку, на западе к северо-западу. К структурам Афгано-Северопамирской области они причленяются под углом.

II. **Эпираннекиммерийская платформа – Северо-Афганская.** В общесреднеазиатском плане это крайняя юго-восточная часть Туранской плиты, в пределах Афганистана она именуется Северо-Афганской платформой. Площадь ее здесь более 150 тыс. км^2, строение двухэтажное. Нижний этаж (складчатое основание) составляют раннекиммерийские структуры Афгано-Северопамирской и Фирузкох-Бандитуркестанской складчатых областей; верхний этаж (платформенный чехол) – неметаморфизованные слабоскладчатые образования юры, мела и палеогена. Общая мощность их варьирует от нескольких сот метров до 2000–3000 м. Отложения нижней и средней юры преимущественно континентальные, терригенные, в ряде районов угленосные, верхней юры – морские, в основном карбонатные, в верхах разреза лагунно-континентальные с эвапоритами. Нижнемеловые образования преимущественно терригенные, красноцветно-пестроцветные, на севере морские, на юге континентальные; верхнемеловые – сплошь морские, в основном карбонатные, во многих районах рифовые. Палеогеновые отложения в основном морские, внизу карбонатные, вверху преимущественно терригенные. Локальные и региональные размывы и несогласия в платформенной части разреза фиксируются в верхах средней и верхней юры, в подошве и кровле мела и в низах эоцена. Крупнейшими структурами Северо-Афганской платформы являются Паропамиз-Бандитуркестанское поднятие и Мургаб-Верхнеамударьинская впадина. Каждая из них распадается на ряд структур меньшего порядка.

С периодом неогеновой активизации платформы связаны внедрения даек и малых тел субвулканических гранитоидных пород минераловодского типа. Все они приурочены к Паропамиз-Бандитуркестанскому поднятию. С их внедрением связано формирование магматогенных антиклиналей.

III. **Среднекиммерийская складчатая область – Афгано-Южнопамирская.** Территория этой области расположена к югу от предыдущих трех регионов. В состав ее входят складчатые образования Среднего Афганистана, Центрального и Южного Бадахшана, Южного Памира, Вахана и Нуристана [32, 36, 37]. Генеральные простирания структур субширотные, в памирской части плавно выпуклые к северу. Длина области с запада на восток более 1200 км, максимальная ширина с севера на юг около 200 км, а общая площадь порядка 120 тыс. км^2. Первоначально область имела значительно большую ширину, но в результате новейших горизонтальных перемещений площадь ее оказалась существенно сокращенной, особенно в афганской части.

Границами области служат разломы: на севере Афгано-Центральнопамирский, на юге Карганау-Кунарский. Западным продолжением области, по-видимому, являются предгорья Туркмено-Хоросанских гор (Иран), восточным продолжением – северные хребты и осевая часть Западного Каракорума (Китай).

Область пережила несколько этапов геосинклинального развития, но все они оказались незавершенными, лишь последний, начавшийся в позднем палеозое и закончившийся в юре, стал решающим в истории ее геологического развития. Время завершения складчатых движений, приведших к окончанию геосинклинального развития области и к вступлению ее в орогенный этап развития, приходится на границу юры и мела.

В строении области принимают участие в различной степени измененные осадочно-вулканогенные, метаморфические и интрузивные образования архея, протерозоя, всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Из всех рассматриваемых регионов здесь мы имеем наиболее полный разрез земной коры. Причем домеловые образования преиму-

щественно морские, а все более молодые – в основном континентальные. Строение области исключительно контрастное. Наряду с участками относительно простого строения здесь широко развиты зоны тектонических чешуй, каскады узких изоклинальных складок, останцы шарьяжей и другие сложные и сложнейшие структуры. По сложности и контрастности строения область не имеет аналогов во всем рассматриваемом секторе Средиземноморского пояса.

По характеру разрезов в ней различается большое количество структурно-фациальных зон, подзон, участков [14–19], но по типу развития они группируются в две складчатые системы – Рудикафган-Центральнопамирскую и Ходжамурод-Юго-Восточнопамирскую. Первая развивалась в режиме относительных поднятий, вторая – в режиме относительных прогибов. В пределах Памира обе системы четко разграничены Рушанско-Северопшартским разломом [21], а в Афганистане в результате многоамплитудных новейших горизонтальных сближений принадлежащие каждой из них структурно-формационные комплексы оказались растасованными [36, 37].

Третьей крупной структурой Афгано-Южнопамирской складчатой области является Нуристан-Памирский стабильный массив, включающий Юго-Западный Памир, Южный Бадахшан и Нуристан. Площадь его около 40 тыс. км^2. Складчатое основание массива слагают глубоко метаморфизованные пара- и ортопороды архея – нижнего протерозоя, а осадочный чехол – относительно слабо метаморфизованные терригенно-карбонатные породы верхнего палеозоя, нижнего и среднего мезозоя. По площади резко преобладают породы складчатого основания, тогда как осадочный чехол представлен небольшими останцовыми обнажениями, сохранившимися от размыва, как правило, в грабен-синклиналях. Характером разреза осадочный чехол напоминает одновозрастные образования Центрального и Юго-Восточного Памира. Идентичен последним и гранитоидный магматизм массива. Все это заставляет рассматривать Нуристан-Памирский стабильный массив как часть Афгано-Южнопамирской складчатой области.

IV. **Позднекиммерийские складчатые области.** Сооружения этого возраста развиты к югу от средних киммерид. Они занимают огромные территории не только в рассматриваемом секторе, но и во всех внутренних районах Средиземноморского складчатого пояса. Последний геосинклинальный цикл их закончился на рубеже раннего и позднего мела. Допозднемеловые толщи здесь преимущественно морские, все более молодые – континентальные. Складкообразовательные движения, завершившие здесь последний геосинклинальный цикл, проявились в начале позднего мела. По типу развития и географическому положению в составе поздних киммерид Афганистана различаются две области – Южно-Афганская и Хиндурадж-Хазарская. На территории Южного Таджикистана складчатые сооружения этого возраста не формировались.

Южно-Афганская область расположена к югу от среднекиммерийских сооружений Среднего Афганистана. Границами области являются разломы: на севере Карганау-Кунарский, на западе Западно-Афганский, на востоке Мукур-Чаманский. Южная граница проходит сразу к югу от государственной по южному склону гор Чагаи. В плане территория напоминает трапецию. Длина ее северной стороны 750 км, южной 450 км, высота с севера на юг 500 км, а общая площадь 300 тыс. км^2.

По типу развития в пределах Южно-Афганской складчатой области различаются три группы структур первого порядка: Гильменд-Аргандабский стабильный массив и две складчатые системы – Фарахрудская и Дарирудская.

Гильменд-Аргандабский стабильный массив расположен в восток-юго-восточной части Южно-Афганской складчатой области и окружен структурами складчатых систем Фарахруд и Дарируд [37]. Форма массива в плане миндалевидная, простирание северо-восточное, площадь около 100 тыс. км^2. В разрезе его различаются докембрийское складчатое основание и палеозойско-нижнемеловой осадочный чехол. Последний преимущественно карбонатный, мощностью от нескольких сот метров до 2–5 км. В юго-восточной части массива в неясных соотношениях с чехлом залегает офиолитовая серия пород предположительно раннемелового возраста. И складчатое основание и осадочный чехол прорваны крупными интрузиями гранитоидных пород мел-палеогенового возраста.

Складчатые структуры массива своеобразны: по стилю линейные, по морфологии брахиформные северо-восточного простирания.

Фарахрудская складчатая система расположена в запад-северо-западной части Южно-Афганской области [37]. Форма ее в плане клиновидная, простирание северо-восточное, площадь порядка 150 тыс. км^2. В строении ее внутренних районов существенное место занимают *тонкотерригенные аспидные и флишоидные серии карбона – нижнего мела* общей мощностью свыше 10 тыс. м, а периферийных – образования офиолитовой формации. Интрузивный магматизм развит спорадически и представлен небольшими массивами гранитоидных пород мел-палеогенового возраста. Структуры линейные, нередко изоклинальные, северо-восточного простирания.

Дарирудская складчатая система занимает крайнюю юго-юго-восточную часть Южно-Афганской области. Форма ее в плане клиновидная, простирание северо-восточное, площадь около 50 тыс. км^2. В строении ее существенное значение имеют нижнемеловые толщи с большим объемом кислых–средних вулканитов. Интрузии редкие, мел-палеогенового возраста, гранитоидного состава. Структуры линейные и брахиформные неглубокого заложения.

Хиндурадж-Хазарская область. Относящиеся к ней структуры большей частью расположены за пределами рассматриваемой территории, в труднодоступной и слабо изученной Хиндурадж-Хазарской горной области. В Афганистане к ней относятся целиком горные сооружения Кабулистана и Спингара, а также небольшие части юго-западных предгорьев Западного Хиндураджа и южных предгорьев Северо-Восточного Гиндукуша. Общая площадь их в пределах Афганистана около 40 тыс. км^2.

В строении области участвуют в разной степени метаморфизованные докембрийские, палеозойские и мезозойские осадочно-вулканогенные толщи, прорванные докембрийскими и мел-палеогеновыми интрузиями преимущественно гранитоидного состава. *Область мозаичная по строению, гетерогенная по генезису. В составе ее различаются* Кабульский стабильный массив, блок Спингар и структурно-фациальные зоны Кунар и Ташкупрук [37].

Лучше изучен к настоящему времени Кабульский стабильный массив, расположенный на крайнем западе области. В плане он имеет миндалевидную форму с длинной осью, ориентированной в субмеридиональном направлении. Площадь массива 12 тыс. км^2. Со всех сторон он ограничен разломами. Разрез массива двухэтажный. Складчатое основание его сложено докембрийскими метаморфитами, а осадочный чехол – преимущественно карбонатными породами перми-триаса. В высшей степени интересной является *офиолитовая серия пород позднетриасового возраста, завершающая разрез чехла.* Тесно связаны с ней гипербазиты, широко развитые по площади массива. Структуры массива брахиформные, сильно осложненные новейшими субгоризонтальными подвижками-срывами.

V. **Раннеальпийская складчатая область – Афгано-Восточноиранская.** Относящиеся к ней структуры большей частью расположены за пределами рассматриваемой территории. В Афганистане к ней относятся пограничные с Ираном Западно-Афганские горы. Простирание области субмеридиональное, резко дискордантное по отношению к простираниям структур в соседних областях. По своей природе это наложенное сооружение, развившееся на киммерийских структурах Южного Афганистана и Восточного Ирана. Альпийский комплекс ее представлен позднемеловой серией карбонатно-вулканогенно-*терригенного флиша мощностью до 5 тыс. м, смятого в линейные и брахиформные* структуры субмеридионального простирания. Крупнейшими структурами области являются прогиб Аспаран и поднятие Кишмаран. Интрузивные образования редки и представлены небольшими массивами гранитоидных пород в субвулканической фации.

VI. **Среднеальпийские складчатые области.** Тектонические сооружения этого возраста развиты в Юго-Восточном Афганистане и в пригерирудской полосе Северо-Западного Афганистана. Последний геосинклинальный цикл их приходится на палеоген, а складкообразовательные движения, завершившие геосинклинальный этап развития областей, прошли по границе палеогена и неогена. Географически и по режиму развития в составе

средних альпид Афганистана различаются две области – Сулейман-Киртарская и Туркмено-Хоросанская.

Сулейман-Киртарская область заходит в пределы Афганистана небольшой частью (35 тыс. км^2). Границами области на западе служат разломы Альтимур и Мукур-Чаман, на севере – разломы Сароби и Сафедкох. Геологическое лицо области определяет темноцветная палеогеновая серия (4,5–7,5 км) морских тонкотерригенных пород флишоидного строения. Залегает она с размывом, но без резких угловых несогласий на верхнепалеозойско-мезозойских карбонатно-терригенных образованиях, перекрывается резко несогласно пестроцветными континентальными груботерригенными породами неогена. Интрузивные образования редки и представлены небольшими массивами кислых субвулканических пород условно миоценового возраста. Известные здесь массивы гипербазитов условно считаются эоценовыми, но, скорее всего, они допалеогеновые. Структуры области линейные и брахиформные, северо-восточного простирания. Крупнейшие региональные структуры области – прогиб Катаваз и поднятие Хост-Матун.

Туркмено-Хоросанская область заходит в пределы Афганистана небольшой частью (10 тыс. км^2) и здесь выклинивается. Границами области служат разломы: на севере Сиахбубакский, на юге Афгано-Центральнопамирский. По своей природе это наложенная структура, развившаяся на южном перикратонном основании Северо-Афганской платформы. Догеосинклинальную часть ее разреза составляют структурно-формационные комплексы Северо-Афганской платформы, геосинклинальную часть – многокилометровая морская вулканогенно-терригенная серия пород палеогенового возраста. Некоторые части разреза серии напоминают дикий флиш. Интрузивные образования представлены небольшими телами субвулканических пород кислого состава. Складчатые структуры напряженные, узкие, линейные, субширотного простирания. Широко развиты зоны тектонических чешуй.

VII. **Позднеальпийские наложенные впадины.** Образования этого возраста широко развиты во всем рассматриваемом секторе Средиземноморского складчатого пояса. В отличие от ранее описанных это не геосинклинальные сооружения. Они возникли в период неоген-четвертичной активизации пояса как отрицательные компенсационные структуры, куда сгружался весь сносимый с растущих гор обломочный материал. С учетом предыдущего этапа развития различаются эпиплатформенные и эпигеосинклинальные впадины.

Крупнейшей эпиплатформенной впадиной в пределах рассматриваемой территории является Мургаб-Верхнеамударьинская. В составе ее различаются две впадины меньшего порядка – Афгано-Южнотаджикская и Афгано-Южнотуркменская. Разделом между ними служит периклиналь Юго-Западного Гиссара. Наиболее прогнутой является Афгано-Южнотаджикская впадина, расположенная внутри высокогорных сооружений и принявшая основной объем снесенного с них обломочного материала. Максимальная мощность неоген-четвертичных отложений насчитывает здесь 13 тыс. м [33]. Значительно менее прогнутой является Афгано-Южнотуркменская впадина, расположенная в предгорьях низких гор Паропамиза и Западного Банди-Туркестана. Мощность неоген-четвертичных отложений исчисляется здесь всего лишь сотнями метров.

Крупнейшей эпигеосинклинальной депрессией в пределах рассматриваемой территории является впадина Сейстан на юге Афганистана. Площадь ее около 100 тыс. км^2. Мощность неоген-четвертичных отложений в ней, по данным геофизических исследований, порядка 2–3 тыс. м. Складчатым основанием впадины являются подзнекиммерийские геосинклинальные структуры Южно-Афганской области.

Выводы

Почти на всех опубликованных мелкомасштабных тектонических картах рассмотренная территория закрашена одним цветом альпийских сооружений. Приведенные данные заставляют отказаться от этой давней традиции. Накопленный к настоящему времени фактический материал убедительно свидетельствует о проявлении здесь ранне-, средне-

и позднекиммерийских движений, последовательно, с севера на юг, выводивших один регион за другим из зоны геосинклинального режима. В ранне- и среднеальпийское время геосинклинальные условия осадконакопления существовали здесь лишь на небольшой площади, а в позднеальпийское время вся территория была охвачена орогенными движениями, обусловившими возникновение и развитие предгорных, межгорных и внутригорных наложенных впадин. Геосинклинальные прогибы мигрировали к югу от рассмотренной территории, в пределы современных гор Макран, где известен неогеновый флиш [40].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Наливкин Д.В.* Тектоника Памира. – В кн.: Тр. XVII сессии МГК. М., 1939, т. 2, с. 473–479.
2–3. *Чихачев П.К.* Тектоника Юго-Западного Таджикистана. – В кн.: Геология СССР, т. XXIV, ч. I. М., 1959, с. 515–548.
4. *Кухтиков М.М.* Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. – Учен. зап. Тадж. ун-та, 1958, с. 99–125. (Тр. фак. естеств. наук; Вып. 3).
5. *Захаров С.А.* Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. – Тр. АН ТаджССР, 1958, т. 95, с. 1–229.
6. *Захаров С.А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. – Тр. ИГ АН ТаджССР, 1962, т. 5, с. 4–72.
7. *Захаров С.А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 308 с.
8. *Губин И.Е.* Памир и сопредельные страны. – Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2, с. 101–117.
9. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
10. *Муратов М.В., Архипов И.В.* О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 34, вып. 4, с. 97–121.
11. *Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 244 с.
12. *Власов Н.Г.* Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. – В кн.: Геология Средней Азии. Л., 1961, с. 82–102.
13. *Власов Н.Г.* Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Л., 1969, с. 82–95.
14. *Дронов В.И., Левен Э.Я.* К вопросу о геологии Юго-Восточного Памира. – Сов. геология, 1961, № 11, с. 9–36.
15. *Дронов В.И.* Бартангский комплекс. – Сов. геология, 1963, № 3, с. 142–146.
16. *Дронов В.И.* Рушанский комплекс. – В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1963, вып. I, с. 38–52.
17. *Дронов В.И.* Структурно-фациальные подзоны Центрального и Юго-Восточного Памира. – В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 14–23.
18. *Дронов В.И.* О южной границе Центрального Памира. – В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. II, с. 133–137.
19. *Дронов В.И., Андреева Т.Ф.* Структурно-фациальное районирование Памира. Описание маршрута экскурсии и разрезов юрских отложений Памира. – В кн.: Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. Ташкент: Фан, 1968, с. 4–18.
20. *Руженцев С.В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968, вып. 192. 204 с.
21. Карта тектонического районирования юга СССР, м-б 1 : 2 500 000/Ред. Г.Х.Дикенштейн, К.Н.Кравченко, М.В.Муратов. М.: ГУГК, 1974. 6 л.
22. *Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А.* Проблемы тектоники Памира. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 190–196.
23. *Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 206 с.
24. *Dronov V.I., Denikaev Sh.Sh., Kafarsky A.Kh.* et al. Geological Map of Afghanistan. Scale 1 : 10 000 000. – Prin. Cartogr. Inst., Kabul, 1972, 4 sh.
25. *Dronov V.I., Karapetov S.S., Kalimulin S.M.* et al. Geological Map of Central and South-Western Afghanistan. Scale 1 : 5 000 000. Prin. Cartogr. Inst. Kabul, 1972, 3 sh.
26. *Дронов В.И., Кафарский А.Х., Стажило-Алексеев К.Ф.* и др. Геологическая карта Афганистана. М-б 1 : 500 000. Л.: Ленингр. картфабрика Мингео СССР, 1978. 19 л.
27. *Sborshchikov I.M., Dronov V.I., Denikaev Sh.Sh.* et al. Tectonic Map of Afghanistan. Scale 1 : 1 000 000. Prin. Cartogr. Inst., Kabul. 1972. 4 sh.
28. *Dronov V.I., Karapetov S.S., Kalimulin S.M.* et al. Tectonic Map of Central and South-Western Afghanistan. Scale 1 : 1 500 000. Prin. Kabul Times, Kabul. 1973.

29. *Sborshchikov I.M., Dronov V.I., Chmyriov V.M.* et al. The main features of the tectonics of Afghanistan. – In: Geology and Mineral Resources of Afghanistan. Prin. Kabul Times. Kabul, 1973, p. 1–30.
30. *Kafarsky A.Kh., Abdullah I.* Tectonics of North-East Afghanistan (Badakhshan, Wakhan, Nurestan and relationship with the adjacent territories). – In: Geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya Karakorum-Hindukush-Pamir. Atti Accad. naz. Lincei, Roma, 1976, p. 87–113.
31. *Кафарский А.Х., Чмырев В.М., Аверьянов В.Б.* и др. История геологического развития и тектоническая зональность позднегерцинской складчатой области Северного Афганистана и связь ее с Северным Памиром. – В кн.: III науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1975, с. 52–54.
32. *Дронов В.И., Феруз Н.М.* О положении структур Южного Памира в пределах Афганистана. – В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1976, с. 65–66.
33. *Дронов В.И.* Основные тектонические регионы Афганистана и Памира. – В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул. 1976, с. 59.
34. *Дронов В.И., Чмырев В.М., Стажило-Алексеев К.Ф.* О главной тектонической линии Афганистана. – В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1976, с. 66–67.
35. *Дронов В.И., Чмырев В.М., Кафарский А.Х., Стажило-Алексеев К.Ф.* Положение Афганистана в структурах Средиземноморского пояса. – В кн.: IV науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1976, с. 58–59.
36. *Дронов В.И., Адбулла Ш.* Геологические границы и геологическое строение Среднего Афганистана. – В кн.: V науч.-метод. конф. КУ и КПИ. Кабул, 1977, с. 64.
37. Геология и полезные ископаемые Афганистана. Кн. 1. Геология. М.: Недра, 1980. 536 с.
38. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
39. *Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И.* Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970, вып. 80. 288 с.
40. *Воскресенский И.А., Кравченко К.Н., Мовшович Э.Б., Соколов Б.А.* Очерк геологии Пакистана М.: Недра, 1968. 168 с.

ЧАСТЬ VI

ГАРМСКИЙ ГЕОДЕЗИЧЕСКИЙ ПОЛИГОН

УДК 551.24 (575.3)

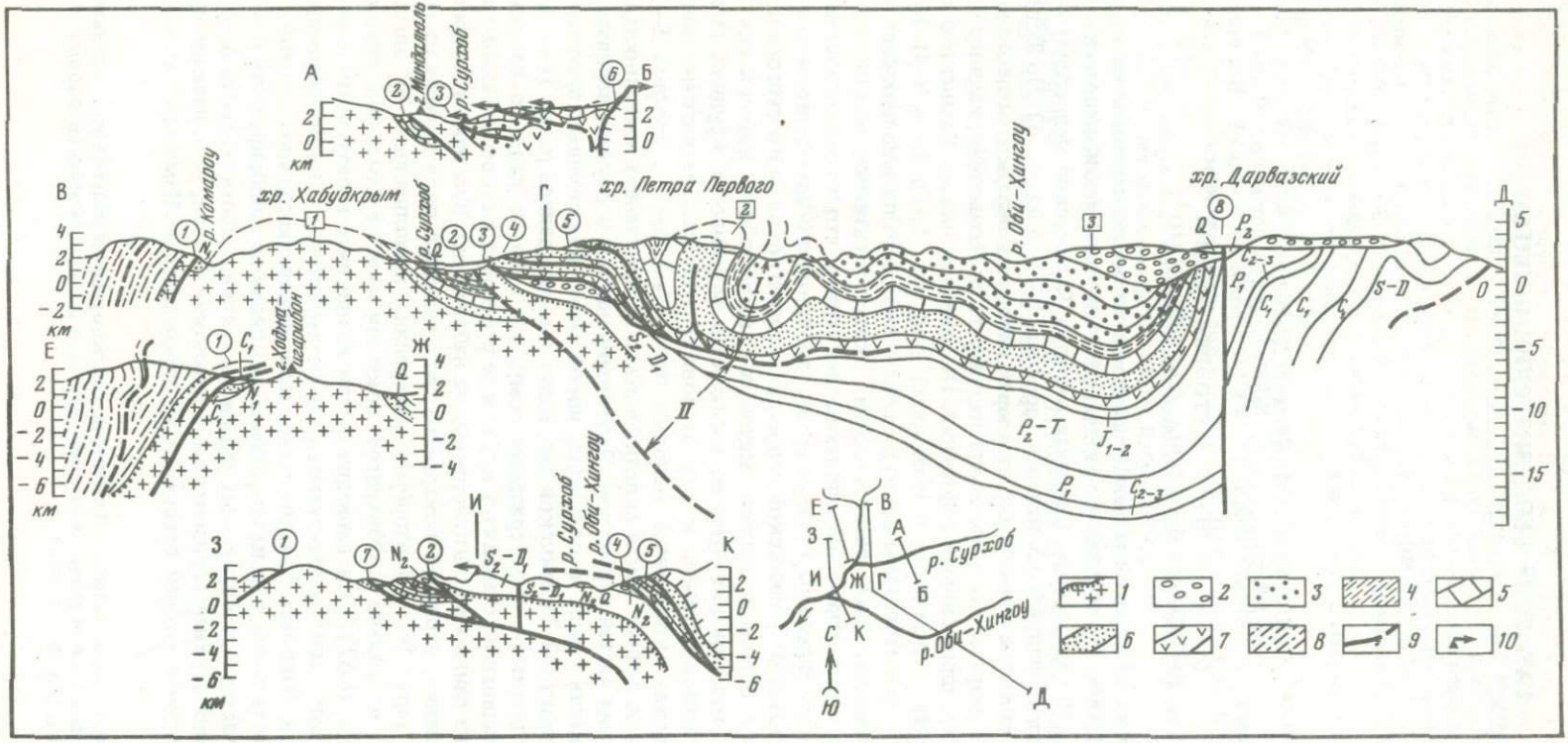
Т.В. Гусева, А.А. Лукк, А.К. Певнев,
Ю.П. Сковородкин, В.И. Шевченко

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ РАЙОНА ГАРМСКОГО ПОЛИГОНА (ТАДЖИКИСТАН)[1]

Гармский геодезический полигон включает смежные части трех крупнейших структур Средней Азии – Памира, Тянь-Шаня и разделяющей их Таджикской депрессии. На северном склоне хр. Петра Первого (северная окраина Таджикской депрессии) можно наблюдать три пологих чешуйчатых надвига (профиль В–Г–Д на рис. 1). По Юстинскому и Яфучскому надвигам породы верхней юры, нижнего и верхнего мела несколько раз повторяются в разрезе. Все вместе они надвинуты по Вахшскому надвигу на кайнозойские, вероятно, плиоценовые отложения. На северном склоне Вахшского хребта имеются два надвига – Яфучский и Юстинский (см. рис. 1, профиль З–И–К). Поверхности надвигов ориентированы во всех случаях почти параллельно плоскости слоев нарушенных отложений, они располагаются около стратиграфической границы верхнеюрских и меловых отложений. Это позволяет считать, что перечисленные надвиги развились из расположенного на глубине срыва, проходящего приблизительно в основании меловых отложений Таджикской депрессии и ориентированного субгоризонтально, в соответствии с общим залеганием меловых – кайнозойских пород к югу от хр. Петра Первого. С этим предположением согласуется морфология крупных складок, располагающихся непосредственно к югу от полосы чешуйчато-надвиговых дислокаций. Так, Нурачанская антиклиналь меловых пород (см. рис. 1, профиль В–Г–Д) имеет изоклинальную форму. Такая складка должна быть отделена поверхностью срыва от более глубоких частей структуры. Этой поверхностью и служит, вероятно, упоминавшаяся плоскость срыва в основании пород мела. Аналогичные представления о морфологии дислокаций Таджикской депрессии высказывались ранее [1–3 и др.].

Достаточно убедительное подтверждение тому, что вниз по падению Вахшский и аналогичные ему надвиги не становятся круче и не переходят в субвертикальные разломы, мы находим из данных магнитометрических наблюдений. Как известно, пространственное распределение вариаций локального геомагнитного поля зависит от формы деформируемого тела [4]. Повторные измерения, выполненные 26 августа и 9 сентября 1976 г. по долине р. Обихингоу, показали наличие изменений локального геомагнитного поля ($\delta\Delta T$). Эти вариации могли возникнуть в результате изменения намагниченности тела, аппроксимируемого по форме клином, ориентированным по простиранию хребта. Наиболее близкое совпадение экспериментальной кривой $S\Delta T$ и рассчитанной для тела такой формы теоретической кривой по линии профиля В – Г – Д (см. рис. 2) получается при следующих параметрах клина: протяженность по простиранию 4 км, глубина верхней горизонтальной плоскости 0,5 км, угол падения нижней плоскости 30° (глубина нижней плоскости не определяется). Изменение намагничен-

[1] Публикуется в дискуссионном порядке. В частности, согласно существующим представлениям, гора Миндалюль – горст на южной окраине Гиссарского хребта, а не часть Дагана-Миндалюльского надвига, см. рис. 1. – Отв. ред. *И.Е. Губин.*



Р и с. 1. Геологические профили через территорию Гармского полигона

1 – среднепалеозойские граниты и их активный контакт; *2* – плиоцен; *3* – миоцен; *4* – палеоген; *5* – верхний мел; *6* – нижний мел; *7* – верхняя юра; *8* – метаморфические породы верхнего протерозоя (ягнобская свита); *9* – надвиги и разрывы других типов; *10* – геодезические пункты и векторы скоростей современных горизонтальных смещений в плоскости геологических профилей; I,II – тектонические пластины земной коры. Цифры в кружках – надвиги: 1 – Даштихирсунский, 2 – Дагана-Миндалюльский, 3 – Вахшский, 4 – Юстинский, 5 – Яфучский, 6 – Петровский, 7 – Хильмонинский; 8 – Дарваз-Каракульский взброс. Цифры в квадратах: 1 – Кабуд-Крымское поднятие, 2 – Нуранчская антиклиналь, 3 – Тавильдаринский прогиб

ности клина могло быть следствием роя землетрясений, происшедших 2–3 сентября в приосевой части хр. Петра Первого в промежутке между указанными выше датами проведения магнитометрических наблюдений. Изменение намагниченности клина на расчетную величину 1×10^{-5} ед. СГС могло быть результатом изменения напряжения горизонтального сжатия клина в азимуте 135°. Нижняя поверхность клина хорошо совпадает по углу наклона с положением Вахшского надвига на соответствующем отрезке профиля, достроенного на глубину по геологическим данным, и не противоречит углу наклона этого надвига вблизи Гарма, определенному геодезическим методом [5].

Морфологически аналогичные надвиги (с перемещением с юга на север) были обнаружены на южном склоне хр. Каратегин-Кабудкрым, на южном крыле Кабудкрымского поднятия. К их числу относятся Дагана-Миндалюльский и Хильмонинский надвиги среднепалеозойских гранитов и известняков силура–девона на меловые–кайнозойские (вероятно, вплоть до плиоцена) отложения, располагающиеся на южном крыле поднятия (см. рис. 1, профили А – Б, З –И – К). Это дает основания предполагать, что существует еще одна поверхность срыва, находящаяся около кровли древнего кристаллического фундамента. К числу срывов на этом уровне относится и Даштихирсунский надвиг на северном крыле Кабудкрымского поднятия (профили В – Г – Д, Е – Ж, З – И – К). Перемещение по нему – с севера на юг.

В приосевой части хр. Петра Первого расположено несколько крутых разрывов типа Петровского. Эти разрывы ориентированы почти параллельно слоистости смещаемых отложений (по крайней мере в южном крыле разрывов; профили А – Б, В – Г – Д), поэтому их можно включать вместе с Вахшским в группу чешуйчатых надвигов и полагать, что вниз по падению они приобретают наклон в южном направлении и выполаживаются в соответствии с изменением залегания меловых отложений южного крыла разрывов.

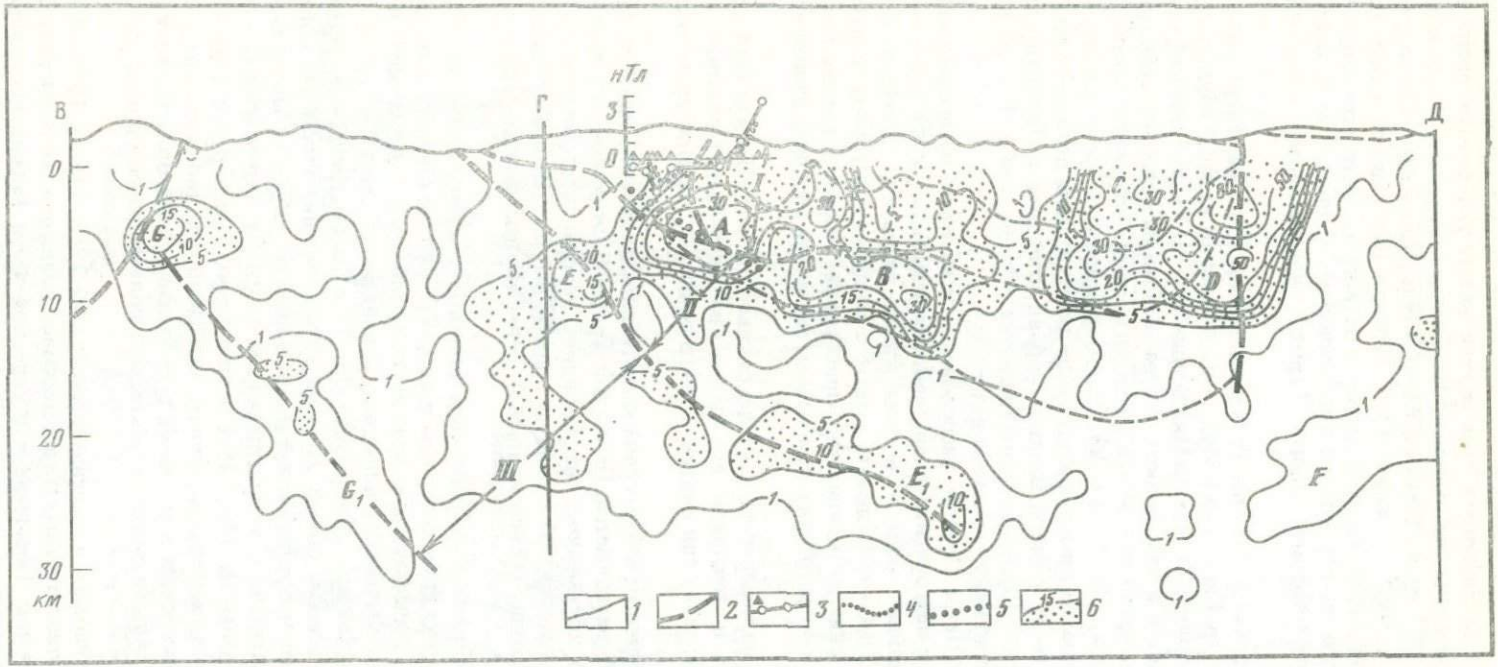
Можно думать, что срыв осадочного комплекса северной части Таджикской депрессии и Южного Тянь-Шаня и расслоение его на две самостоятельные пластины (I и II на рис. 1) связаны с действием сил сжатия, ориентированных горизонтально и вкрест простирания структур.

К югу от хр. Петра Первого, в приосевой части Тавильдаринского прогиба, степень дислоцированности пород уменьшается. На южном крыле Таджикской депрессии в полосе Дарвазского хребта вскрываются палеозойские породы, наклоненные на север. Они образуют крутую флексуру, смыкающую поднятый блок Памира с Таджикской депрессией. Здесь же проходит субвертикальный Дарваз-Каракульский (Каракульско-Момукский) разлом.

Существенная асимметрия Кабудкрымского поднятия, ограничивающего Таджикскую депрессию с севера с крутым северным и пологим южным крылом (см. рис. 1), позволяет предположить существование чешуйчато-надвиговых дислокаций на еще более глубоких уровнях в земной коре в пределах "гранитного" слоя.

Изучение сейсмотектонической деформации [6, 7] в рассматриваемом регионе в полосе шириной 10 км, осевой линией которой служила линия геологического профиля В – Г – Д, показало, что в подавляющем большинстве случаев главная ось укорочения P близгоризонтальна и ориентирована в узком азимутальном секторе 130–155° (преобладают азимуты 140–145°) почти строго поперек простирания геологических структур. Это можно рассматривать как свидетельство того, что в целом исследуемая территория находится в условиях преобладания близгоризонтального сжатия в указанном азимуте. Аналогичный результат был получен ранее и для всего Гармского полигона [8–10].

По данным линейно-угловых и линейных измерений 1967–1968 и 1974–1977 гг. были получены скорости относительных горизонтальных смещений геодезических пунктов, расположенных в Южном Тянь-Шане и в северной части Таджикской депрессии [11]. Причем здесь за неизменные приняты координаты пункта, располагающегося на вершине горы Ходжаигарибон на хр. Каратегин-Кабудкрым (см. рис. 1, профиль



Р и с. 2. Результаты тектономагнитных измерений и плотность распределения гипоцентров землетрясений с К ⩾ 6 по глубине в полосе геологического профиля В–Г–Д

1 – основные геологические границы; *2* – линии разрывов; *3* – пункты магнитометрических измерений и наблюденные изменения модуля полного вектора магнитного поля $\delta \Delta T$; *4* – теоретически рассчитанная кривая изменения полного вектора магнитного поля; *5* – вычисленное положение Вахшского надвига на глубине по тектономагнитным данным; *6* – изолиния числа гипоцентров на единицу объема; I, II, III – тектонические пластины

Е – Ж). Хребет представляет собой антиклинальный выступ кристаллического архейско-палеозойского фундамента региона. Для пунктов, располагающихся в пограничной полосе Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии, типична, как правило, та или иная северная составляющая перемещений (профили А – Б, З – И – К). Выделяющиеся здесь надвиги (Вахшский, Дагана-Миндалюльский и др.) наклонены в южном направлении, перемещения по ним происходили с юга на север. Для пунктов в водораздельной части хр. Петра Первого и в прилегающей с юга части Таджикской депрессии характерны перемещения в южном направлении (профиль А –Б). Выявленные здесь разрывы (один их них Петровский) имеют крутой наклон в северном направлении.

Рассмотрим распределение гипоцентров землетрясений по глубине в пределах полосы геологического профиля В – Г – Д. Здесь были выбраны все землетрясения с энергетическим классом $K \geqslant 6$ за время с 1973 по 1980 г., когда определения координат гипоцентров отличались наиболее высокой точностью. Общее количество землетрясений при этом составило около 1600. Гипоцентры землетрясений упомянутой выше полосы шириной 10 км сносились по нормалям на вертикальную плоскость, след которой на дневной поверхности соответствует линии профиля В – Г – Д. Затем точечное поле гипоцентров сглаживалось скользящим квадратом со стороной 2 км (рис. 2). Цифры на изолиниях соответствуют числу гипоцентров в параллелепипеде длиной 10 км с боковой квадратной поверхностью со стороной 2 км за интервал времени 8 лет.

Один из наиболее интенсивных максимумов сейсмичности – максимум *А* соответствует продолжению на глубине Вахшского надвига, там, где он проходит ниже Нуранчской антиклинали (см. рис. 1) и где, как предполагается, все чешуйчатые надвиги хр. Петра Первого сливаются в единую поверхность срыва на уровне верхнеюрских гипсов. Далее к югу эта поверхность, судя по нашим построениям, оказывается несколько выше следующего, субгоризонтального сгущения очагов (максимум *В*). Это может быть связано либо с ошибками достройки геологического профиля на глубине, либо с тем, что здесь может располагаться еще один срыв (не выходящий на дневную поверхность) – в основании или среди верхнепалеозойских пород. Фронтальные, приповерхностные части надвигов почти асейсмичны.

Очень плотное субвертикальное сгущение очагов (максимум *D*) располагается в южной части геологического профиля, в точности соответствуя Дарваз-Каракульскому разрыву. Несколько севернее, по оси Тавильдаринского прогиба, располагается еще одно, слабее выраженное субвертикальное сгущение очагов (максимум *С*). Можно предположить, что ему соответствует не выявленный пока разлом, параллельный Дарваз-Каракульскому. Интересно отметить, что сгущения очагов землетрясений, отвечающие Дарваз-Каракульскому и этому предполагаемому субвертикальным разломам, не распространяются глубже 10 км. Не исключено, что эти разломы подрезаны снизу предполагаемой плоскостью согласного пластового срыва – в данном случае располагающегося на южном крыле Таджикской депрессии. Аналогичные представления о неглубоком заложении сдвига Сан-Андреас были высказаны В.Г. Трифоновым [12].

Между максимумами *В* и *С* в сейсмогенном объеме Таджикской депрессии располагается значительный минимум, делящий этот объем на две части – северную и южную. Этому минимуму сейсмичности соответствует наименее дислоцированный участок мезозойско-кайнозойской осадочной толщи (см. рис. 1).

Ниже рассмотренного сейсмогенного объема, отвечающего комплексу кайнозойских, мезозойских и верхнепалеозойских пород Таджикской депрессии, располагается, концентрически облекая его, практически асейсмичная зона мощностью около 5–7 км. Она отделяет этот объем от второго, более глубокого, слабее выраженного горизонта сейсмичности E–E_1, который располагается почти параллельно подошве основного сейсмогенного объема Таджикской депрессии. Как уже отмечалось, кроме срыва на уровне гипсов верхней юры, в рассматриваемом регионе выявляется еще одна поверхность срыва – около кровли кристаллического фундамента. По аналогии со срывом на уровне верхней юры можно предположить, что глубинный горизонт сейсмичности отвечает этой второй плоскости срыва. Интересно, что на том же "стратиграфическом" уров-

не, ниже основного сейсмогенного объема, на южном крыле Таджикской депрессии намечается слабо выраженная область повышения сейсмичности F, симметричная по отношению к горизонту $E–E_1$.

Ниже уровня $E–E_1–F$ очаги землетрясений отсутствуют. Однако в пределах Кабудкрымского поднятия выявляется достаточно четкая зона повышенной сейсмичности $G–G_1$, круто (50–60°) наклоненная на юг. По аналогии ее можно рассматривать как результат подвижек по срыву, располагающемуся в "гранитном" слое, а Кабудкрымское поднятие в этом случае – как фронтальную часть наиболее глубинной, третьей сверху надвиговой пластины (см. рис. 2, III).

Таким образом, верхняя часть земной коры Гармского полигона разделяется на три тектонические пластины. Геологическая структура региона, его сейсмичность и современные движения определяются взаимными перемещениями и деформациями этих трех пластин. Рассмотренные нами материалы однозначно указывают на то, что земная кора региона испытывает деформацию субгоризонтального сжатия в азимутальном секторе 130–155°. По поводу природы этого сжатия можно высказать два предположения.

Можно считать, что сжимающие напряжения возникают за счет сближения Евразиатской и Индийской плит литосферы. Из этой гипотезы следует, что менее прочный материал осадочного комплекса Таджикской депресии раздавливается между окаймляющими его более прочными породами Тянь-Шаня и Памира. Однако есть основания сомневаться в безусловной справедливости этого представления. Чешуйчато-надвиговые дислокации, морфологически очень сходные с рассмотренными, наблюдаются, в частности, на Большом Кавказе. Однако в этом случае их невозможно объяснить общим сокращением поперечных размеров деформированной территории из-за унаследованного характера развития основных прогибов и поднятий указанного сооружения [13]. Поэтому представляется возможным самостоятельное, автономное перемещение и дислоцирование верхних пластин земной коры, не связанное непосредственно с какими-либо подвижками блоков или плит литосферы. Поскольку в случае с Большим Кавказом поперечные размеры складчатого сооружения не изменяются, но надвиги образуются, а признаки компенсирующих их растяжений отсутствуют, возникает мысль о возможности существенных изменений объема пород верхней части коры как о причине тектонических деформаций и сопутствующих явлений за счет гипотетического поступления с глубины (из низов коры или из мантии) некоторого количества добавочного вещества (вероятно, с термальными солевыми растворами). При этом характер деформирования осадочной толщи, зажатой между неподвижными упорами (Кабудкрымским и Дарвазским поднятиями), будет эквивалентен приложению горизонтальных сжимающих напряжений к пассивной пластине горных пород.

Результаты существующих геодезических, магнитометрических измерений и геологических наблюдений по району Гармского полигона могут быть в той или иной мере согласованы с обеими гипотезами.

Отмеченный характер распределения гипоцентров по глубине объясняется обычно как результат повышения пластичности вещества земной коры за счет роста температуры и давления с глубиной. В нашем же случае специфика этого распределения заключается в том, что подавляющее большинство гипоцентров землетрясений не только по глубине, но и территориально приурочено к объему, представленному кайнозойскими, мезозойскими и верхнепалеозойскими породами Таджикской депрессии. Если уменьшение числа очагов с глубиной можно объяснить ростом пластичности пород, то аналогичные изменения при переходе к смежным поднятиям в это объяснение не укладываются. Следовательно, асейсмичность доверхнепалеозойских пород в пределах Таджикской депрессии и в смежных поднятиях приходится в рамках первой гипотезы объяснять разными причинами.

С позиций второй гипотезы такое распределение сейсмичности объясняется тем, что сейсмогенные напряжения возникают непосредственно в осадочном чехле Таджикской депрессии в результате увеличения объема пород чехла, не затрагивая фундамента.

В конечном итоге мы приходим к выводу, что однозначные доказательства в пользу одной из двух перечисленных точек зрения в данном случае отсутствуют. Вполне вероятно, что механизмы, наличие которых предполагается первой и второй гипотезами, действуют одновременно. Возможно, что перемещение нижней пластины, сложенной кристаллическими породами, связано со сближением литосферных плит, в то время как деформации и перемещение осадочных пород Таджикской депрессии по отношению к фундаменту имеют автономный характер и вызываются увеличением объема пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
2. *Захаров С.А.* Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. – Геотектоника, 1967, № 3, с. 55.
3. *Кошлаков Г.В., Кузнецов Е.С., Кулагин В.К., Куюмов А.И., Беккер Я.А., Мучаидзе Д.Р., Орлов Е.С.* Основные результаты геолого-геофизических исследований по изучению сейсмоопасных зон в Таджикистане. – В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975, с. 78.
4. *Нерсесов И.Л., Сковородкин Ю.П., Гусева Т.В.* Результаты комплексных исследований на Гармском геодинамическом полигоне. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 5, с. 47.
5. *Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В.* О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига. – Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3, с. 673.
6. *Лукк А.А., Юнга С.Л.* Сейсмотектоническая деформация Гармского района. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10, с. 24.
7. *Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры. – Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, № 10, с. 14.
8. *Кучай О.А.* Механизм очагов землетрясений и некоторые особенности тектонических движений земной коры Памира и южной части Таджикской депрессии. – В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 159.
9. *Нерсесов И.Л., Симбирева И.Г.* Закономерности распределения напряжений в очагах слабых землетрясений Гармского района и связь их с сейсмичностью. – В кн.: Тр. III Всесоюз. симпоз. по сейсм. режиму. Новосибирск: Наука, 1968, ч. 1, с. 102.
10. *Симбирева И.Г., Лукк А.А., Нерсесов И.Л.* Изменение динамических параметров очагов слабых землетрясений Гармского района в связи с возникновением сильных землетрясений. – В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 138.
11. *Буланже Ю.Д., Гусева Т.В., Певнев А.К., Улашина С.А.* Характер современных горизонтальных движений в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню. – Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 3, с. 587.
12. *Трифонов В.Г.* Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980, 48. с.
13. *Шевченко В.И.* Основное противоречие между фиксизмом и мобилизмом на примере Кавказа. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 8, с. 24.

УДК 550.311 + 550.361

Ф.Н. Юдахин

О ПРИРОДЕ ДРЕВНИХ И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В работе [1] отмечалась связь палеозойской структуры Киргизского Тянь-Шаня с рельефом границы Мохоровичича. Указывалось, что в целом поднятиям подошвы земной коры соответствуют срединные массивы, прогибам – складчатые геосинклинальные области. В настоящей статье анализируется взаимоотношение древних и новейших тектонических структур рассматриваемого района со скоростными неоднородностями верхней мантии и величиной радиогенного теплового потока.

В последние годы на территории Тянь-Шаня существенно увеличилась сеть сравнительно равномерно расположенных сейсмических станций. Это позволило изучить сейсмологическими методами строение верхней мантии более детально, чем это было сделано в работе [2]. Исследования выполнены совместно с Л.П. Винником по его методике. Не останавливаясь подробно на описании полученной карты скоростных неоднородностей верхней мантии, поскольку этому вопросу посвящена специальная работа, изложим основные выводы, полученные при анализе карты.

В результате ее сопоставления с сетью важнейших глубинных разломов Тянь-Шаня, разграничивающих различные складчатые области и срединные массивы, выявляется четкое соответствие положения и простирания основных тектонических элементов изученного региона и скоростных неоднородностей мантии. Такое совпадение фанерозойского структурного плана с особенностями строения верхней мантии свидетельствует об обусловленности палеозойской тектоники состоянием подкорового субстрата. Мощность изученного слоя мантии составляет около 150 км. Таким образом, верхняя мантия характеризуется мозаичным блоковым строением. Обращает на себя внимание следующая закономерность. Срединным массивам Муюнкумо-Наратскому и Сырдарьинско-Ферганскому соответствуют высокоскоростные блоки мантии[1].

Каледонская складчатая область Северного Тянь-Шаня и герцинская Ферганo-Кокшаальская характеризуются мантией с низкими или нормальными скоростями. При этом наиболее низкоскоростная мантия отмечена в восточных частях Туркестано-Алайского и Кокшаальского секторов Фергано-Кокшаальской области и в центральной части складчатой области Северного Тянь-Шаня в районе Сонкульской и Джумгальской впадин. Более сложная картина распределения скоростей продольных волн в мантии отмечается в каледонско-герцинской складчатой области Срединного Тянь-Шаня. Его Чаткальскому сектору соответствует высокоскоростная мантия, в то время как Нарынскому – аномально низкоскоростная. Таким образом, в пределах Киргизского Тянь-Шаня к блокам мантии с идентичными скоростными характеристиками приурочены тектонические структуры с одинаковой историей развития в фанерозое. Это свидетельствует о том, что источник движений, приведших к формированию крупных

[1] Под высокоскоростными и низкоскоростными подразумеваются те блоки, где скорость прохождения продольных волн V_p отличается от нормальной (8,1 км/с) соответственно в большую или меньшую сторону на 2–3%.

палеозойских тектонических элементов изученного региона, располагается в верхней мантии.

В остаточных гравитационных полях после исключения влияния масс земной коры низкоскоростным блокам мантии соответствуют отрицательные, а высокоскоростным – положительные аномалии силы тяжести. Это может указывать в первом случае на разуплотнение вещества мантии, явившееся следствием ее аномального разогрева, во втором случае на наличие плотного и относительно холодного подкорового субстрата. Следовательно, палеозойская тектоника Тянь-Шаня была обусловлена наличием скоростных, или, что то же самое, плотностных, неоднородностей верхней мантии. Четкое территориальное соответствие палеозойских структур и разноскоростных блоков мантии свидетельствует о длительности существования последних, по крайней мере с верхнепротерозойского времени.

Перейдем к вопросу формирования новейших тектонических структур, возникших в послеолигоценовое время в результате активизации эпигерцинской платформы. С этой целью обратимся к данным о тепловом потоке и температурах на поверхности Мохоровичича в пределах Киргизского Тянь-Шаня. Экспериментальные определения теплового потока на изученной площади выполнены в очень малом объеме, в основном в пределах Ферганской, Иссык-Кульской, частично в Чуйской и Нарынской впадинах [3–5]. В связи с этим нами совместно с К.Е. Калмурзаевым и В.А. Белицким были выполнены теоретические расчеты теплового потока, возникающего за счет генерации радиогенного тепла. При проведении расчетов принята четырехслойная модель земной коры, полученная в результате интерпретации данных сейсмологии и разведочной геофизики. В выбранной модели выделялись осадочный, "гранитный" и "базальтовый" слои.

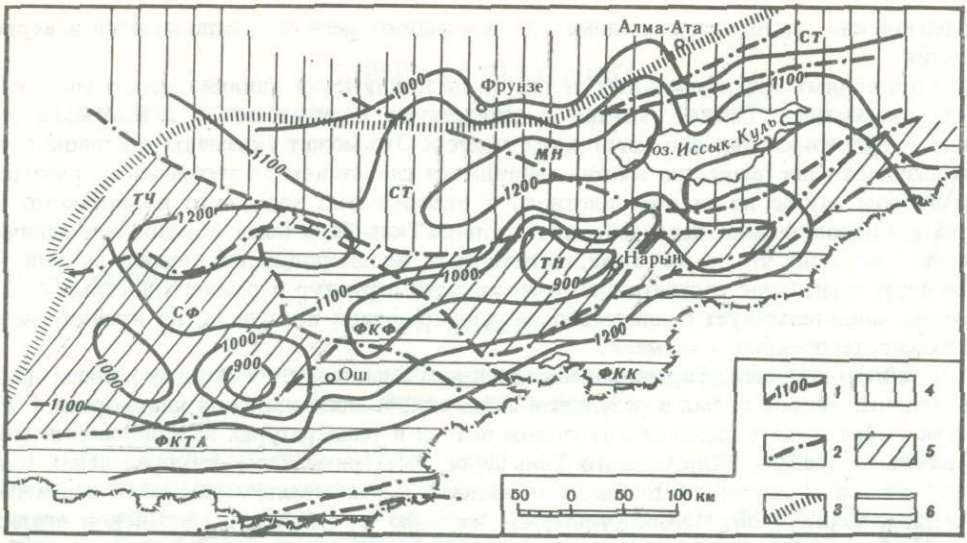
"Гранитный" слой подразделялся на два подслоя: гранито-гнейсовый – верхний и "диоритовый" – нижний. Согласно данным работы [6], генерация радиогенного тепла составляла (в ед. 10^{-6} Вт/м^3): для осадочного слоя 1,42; гранито-гнейсового подслоя 2,56; "диоритового" подслоя 1,30; "базальтового" слоя 0,46; верхней мантии 0,013. Теоретические расчеты показали, что значения теплового потока на изученной площади изменяются от $6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2 (1,4 мккал/см^2 · с до $8{,}5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2 (2,0 мккал/см^2 · с) и отличаются от экспериментальных определений не более чем на 10–15%. Это свидетельствует о близости выбранной для теоретических расчетов модели земной коры к реально существующему разрезу и о возможности использования указанных вычислений для дальнейших выводов.

К этому следует добавить, что экспериментальные определения теплового потока зачастую подвержены влиянию локальных тепловых аномалий, связанных с выносом тепла по глубинным разломам, с циркуляцией термальных вод в вертикальном и латеральном направлениях и пр. Расчетные величины теплового потока свободны от влияния локальных неоднородностей и отражают особенности его регионального распределения. На основании вычисленных по методике [7] значений теплового потока для территории Киргизского Тянь-Шаня определена температура на поверхности Мохоровичича (рис. 1).

Как известно, большая часть радиоактивных элементов содержится в верхней "гранитной" оболочке земной коры. Их количество резко уменьшается с глубиной (таблица).

На величину температуры поверхности мантии влияет мощность не только осадочного и "гранитного", но и "базальтового" слоя. Максимальные температуры на поверхности Мохоровичича (до 1200°К) наблюдаются в местах наибольшей глубины ее погружения (зоны Алайского, Туркестанского, Чаткальского, Киргизского и Терскейского хребтов) [1]. В центральных частях Ферганской и Нарынской впадин расчетные температуры на поверхности мантии уменьшаются до 900°К и менее.

Напомним, что при определении температур на поверхности мантии учитывался только тепловой поток, обусловленный генерацией радиогенного тепла. Для мантии принимался средний тепловой поток, равный $2{,}3 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, согласно оценке [8]. При нали-



Р и с. 1. Схема распределения температур на поверхности Мохоровичича в Киргизском Тянь-Шане

1 – изолинии температур на поверхности Мохоровичича, °К; *2* – глубинные разломы, разделяющие складчатые области и срединные массивы; *3* – глубинный разлом, отделяющий Тянь-Шаньский эпиплатформенный ороген от Туранской плиты и Казахского щита; складчатые области различного возраста: *4* – каледонская, *5* – каледонско-герцинская, *6* – герцинская; *СТ* – складчатая область Северного Тянь-Шаня; *МН* – Муюнкумо-Наратский срединный массив; *ТЧ* и *ТН* – Чаткальский и Нарынский секторы складчатой области Срединного Тянь-Шаня; *СФ* – Сырдарьинско-Ферганский срединный массив; *ФКТА, ФКФ* и *ФКК* – Туркестано-Алайский, Ферганский и Кокшаальский секторы Фергано-Кокшаальской складчатой области

чии на глубине малоплотной разогретой мантии температуры на ее поверхности могут быть значительно выше. Таким образом, в условиях Киргизского Тянь-Шаня возможен разогрев вещества верхней мантии под земной корой до температуры плавления (1400–1500°К).

В связи с вышеуказанным схема развития земной коры изученной территории представляется в следующем виде. Континентальная кора с "гранитным" и "базальтовым" слоями в пределах Киргизского Тянь-Шаня сформировалась в раннем архее [9]. В позднем протерозое и палеозое на рассматриваемой территории неоднократно возникали геосинклинальные прогибы, разделенные относительно поднятыми стабильными участками земной коры. Положение этих тектонических элементов определялось плотностными неоднородностями верхней мантии. Разделяющие их глубинные разломы обусловили простирание кромок срединных массивов и геосинклинальных прогибов. Разломы были заложены еще в раннедокембрийское время [10] и имели длительную историю существования, испытывая периоды активизации и относительного покоя. По данным В.В. Киселева и В.Г. Королева [10], большинство глубинных разломов проявлялось в палеозойской и новейшей истории тектонического развития региона. Поскольку глубинные разломы контролировали и заложение позднедокембрийских геосинклинальных прогибов, на месте последних развивались палеозойские геосинклинали.

Таким образом, в позднерифейское время (1000–700 млн. лет назад) возникли практически все существующие в фанерозое структуры – геосинклинальные прогибы и срединные массивы [10]. Прогибы заполнялись продуктами разрушения срединных массивов, занимающих относительно приподнятое положение (рис. 2). При этом разрушалась верхняя часть земной коры, где сконцентрирована основная масса радиоактивных элементов.

Испытывая восходящие вертикальные движения, земная кора срединных массивов наращивалась снизу веществом мантии, содержащим весьма незначительное количество

Содержание радиоактивных элементов в слоях Земли по [6]

Слой Земли	Содержание радиоактивных элементов, %		
	U	Th	K
Осадочный	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	2,0
Гранитный	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	2,8
Базальтовый	$0,9 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-3}$	1,0
Перидотитовый	$0,1 \cdot 10^{-4}$	$0,1 \cdot 10^{-3}$	0,3

радиоактивных элементов. В результате общее количество радиоактивных элементов в земной коре на участках развития срединных массивов резко сокращалось. Одновременно шло их накопление в геосинклинальных прогибах. При этом радиоактивными элементами обогащался "гранитный" слой земной коры, формирующийся в результате гранитизации осадков, и "базальтовый" слой, который поглощал вещество погружающегося в него "гранитного" слоя с высоким содержанием радиоактивных элементов. В свою очередь, низы "базальтового" слоя, характеризующиеся малыми концентрациями урана, тория и калия, поглощались верхней мантией.

За 700–1000 млн. лет существования в Тянь-Шане геосинклиналей и срединных массивов произошло значительное перераспределение между ними радиоактивных веществ. К моменту становления эпигерцинской платформы (около 240 млн. лет назад) земная кора, по-видимому, имела в пределах рассматриваемой территории мощность порядка 40 км. Она состояла из разделенных глубинными разломами блоков, часть из которых являлась бывшими геосинклиналями, а другая – бывшими срединными массивами. В первых блоках "гранитный" и "базальтовый" слои характеризовались высоким, а во вторых – низким по отношению к средним величинам содержанием радиоактивных элементов. За счет их распада произошла генерация радиогенного тепла. Она была значительно большей в геосинклинальных зонах по сравнению со срединными массивами. В связи с этим температура на поверхности мантии под прогибами стала выше, а под массивами ниже, чем показано на рис. 1, поскольку в расчетах принималось среднее содержание радиоактивных элементов для обоих случаев.

Произошел разогрев мантии до температур плавления ее вещества. Вызванное этим разуплотнение ее верхних подкоровых слоев привело к увеличению их объема и движению земной коры вверх. Напротив, блоки коры, испытавшие режим развития срединных массивов и "обедненные" источниками радиогенного тепла, сохранили верхнюю мантию нерасплавленной и, образуя вместе с ней тяжелые блоки литосферы, стали погружаться. При этом горные хребты Киргизский, Таласский, Кунгей- и Терскей-Алатоо, Туркестанский, Алайский, Кокшаал-Тоо и другие возникли на месте позднедокембрийских и палеозойских геосинклинальных прогибов. Наиболее крупные межгорные впадины образовались там, где были древние срединные массивы.

Так, Ферганская впадина имеет в основании тело Сырдарьинско-Ферганского срединного массива, Чуйская и Иссык-Кульская – Муюнкумо-Наратского, Нарынская – Сарыджазско-Нарынского. Центральные части Чуйской, Иссык-Кульской и Ферганской впадин являются зонами устойчивых новейших прогибаний [11]. Нарынская впадина и ряд более мелких, таких, как Джумгальская, Кочкорская, Чон-Кеминская, Аксай-Чатыркульская и другие, испытывали прогибание в неогене, а с плиоцен-плейстоцена вовлечены в поднятие, продолжающееся до настоящего времени [11]. По мнению О.К. Чедия, об этом свидетельствует гипсометрическое положение их современной дневной поверхности, находящейся на высоте 2000–3000 м и более, что нельзя объяснить одной лишь перекомпенсацией. Именно под последними впадинами отмечается разуплотнение мантии. Примем во внимание, что под Нарынской и Верхненарынской депрессиями земная кора утоняется до 40–45 км по сравнению с увеличением ее мощности к северу и югу до 60–65 км.

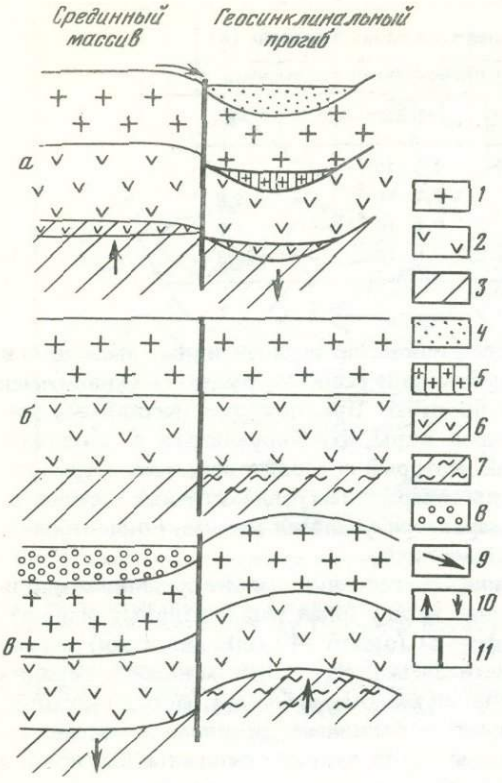


Рис. 2. Схема развития земной коры Киргизского Тянь-Шаня

Стадии: *а* – геосинклинальная, *б* – платформенная, *в* – орогенная; *1* – "гранитный" слой; *2* – "базальтовый слой"; *3* – верхняя мантия; *4* – продукты разрушения срединного массива, обогащенные радиоактивными элементами; *5* – часть "гранитного" слоя, поглощенная "базальтовым"; *6* – часть "базальтового" слоя, поглощенная верхней мантией; *7* – расплавленное вещество мантии; *8* – осадочное заполнение межгорных впадин; *9* – направление сноса продуктов разрушения срединного массива; *10* – направления вертикальных движений земной коры; *11* – глубинный разлом

Наблюдаемые при изучении механизмов очагов землетрясений сбросовые подвижки блоков земной коры, узкая вытянутая форма, опускание фундамента на 4–5 км ниже уровня моря на фоне сводового поднятия региона, проявления кайнозойских толеитовых базальтов и гидротермальной деятельности, повышенная сейсмичность бортов при асейсмичности центральной части и ряд других фактов позволили нам ранее [12] высказаться в пользу рифтовой природы Нарынской и Верхненарынской впадин. Подобная же ситуация отмечается и в районе Чон-Кеминского грабена. Здесь в тело Муюнкумо-Наратского срединного массива острым клином внедряются каледонские складчатые сооружения Северного Тянь-Шаня (см. рис. 1). И именно в пределах этого клина отмечаются два локальных пятна разуплотненной мантии. В рассматриваемом районе при землетрясениях также происходят сбросовые подвижки, наблюдаются выходы палеогеновых базальтов и источники термальных вод. Мощность земной коры сокращена до 50–55 км. Исходя их этого, Чон-Кеминский грабен следует отнести к зарождающейся рифтовой зоне. Подведем некоторые итоги вышесказанному.

1. Тектоническое развитие Киргизского Тянь-Шаня в позднедокембрийское и палеозойское время определялось наличием в его пределах разнородных блоков мантии, разделенных, по-видимому, глубинными разломами. Блоки с разуплотненной верхней мантией обусловили образование геосинклинальных прогибов, блоки с мантией повышенной плотности – срединных массивов.

2. Активизация эпигерцинской платформы в олигоценовое время, приведшая к формированию современной структуры исследуемого района, явилась следствием неравномерного разогрева земной коры в результате генерации радиогенного тепла. На участках бывших позднедокембрийских и палеозойских геосинклинальных прогибов произошел повышенный разогрев земной коры, вызвавший расплавление и расширение подкоровых слоев верхней мантии. На площадях развития срединных массивов, напротив, выделилось пониженное количество радиогенного тепла. Это привело к формированию горных хребтов на месте древних геосинклинальных прогибов и межгорных впадин, имеющих в основании срединные массивы.

3. На ряде площадей Киргизского Тянь-Шаня (Нарынская, Верхненарынская, Чон-Кеминская впадины) отмечаются явления рифтогенеза, обусловленные вторжением под земную кору разогретого вещества мантии. В результате этого межгорные впадины и окружающие их горные сооружения в настоящее время испытывают общее сводовое поднятие.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. – В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин: Докл. сов. геологов на XXVI сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1980, с. 101–110.
2. *Винник Л.П.* Исследование мантии земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976, с. 47–63.
3. *Зуев Ю.Н., Таль-Вирский Б.Б., Магдиев Р.А.* Глубинный тепловой поток и некоторые его источники. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 134–152.
4. *Любимова Е.А., Фирсов Ф.В.* Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. – В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М.: Наука, 1966, с. 88–106.
5. *Шварцман Ю.Г.* Глубинный тепловой поток центральной части Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980, с. 76–92.
6. *Семененко Н.П.* Континентальная кора. Киев: Наук. думка, 1975, с. 3–196.
7. *Боганик И.С.* Распределение температур на поверхности мантии в пределах континентальной части территории СССР. – Сов. геология, 1980, № 5, с. 114–123.
8. *Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность земли. Л.: Недра, 1979, с. 3–175.
9. *Бакиров А.Б., Королев В.Г., Киселев В.В.* Земная кора Тянь-Шаня, состав, становление и развитие. – Изв. АН КиргССР, 1980, № 2, с. 3–13.
10. *Киселев В.В., Королев В.Г.* Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972, с. 3–78.
11. *Чедия О.К.* Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 157–162.
12. *Юдахин Ф.Н.* Нарынская рифтовая зона в Срединном Тянь-Шане. – Изв. АН КиргССР, 1981, № 2, с. 21–27.

УДК 551.24

О.К. Чедия

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА ПАМИРО-ТЯНЬШАНЬСКОГО СЕКТОРА

Новейший Тянь-Шаньский ороген почти всеми исследователями рассматривается как эпиплатформенный, в пределах которого, начиная с работ Б.А. Петрушевского [1], справедливо выделяются две основные структурные доновейшие области: эпигерцинский щит к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома и эпигерцинская плита к юго-западу от названной структурной линии. Относительно природы Памирского орогена мнения противоречивы. Одни исследователи считают его эпигеосинклинальным альпийским сооружением, другие весь Памир связывают с эпиплатформенным горообразованием. Последнего взгляда придерживается и автор, который в пределах Памира выделял три доновейшие структурные области: эпигерцинскую плиту Северного Памира, эпикиммерийскую плиту Центрального Памира и эпикиммерийский щит Южного Памира [2]. На карте новейшей тектоники СССР 1980 г. под редакцией Н.И. Николаева весь Памиро-Тяньшаньский сектор отнесен к реконструктивному типу развития земной коры, т.е. весь этот регион рассматривается как эпиплатформенный ороген.

Как известно, межгорные и предгорные впадины этой орогенической области выполнены частью мезозойско-кайнозойскими, частью только кайнозойскими отложениями, верхние слои которых, начиная с позднего олигоцена, повсеместно представлены континентальной молассой. Эти отложения во впадинах дислоцированы с различной интенсивностью; в дислокациях участвуют и все четвертичные отложения, и выровненные поверхности этого возраста. Конседиментационный характер данных складок, обоснованный в 40-х годах С.С. Шульцем [3], признается всеми. Морфологически среди складок мезозойско-кайнозойского покрова, выделяются: моноклинали, брахискладки, выраженные в рельефе и скрытые под почти горизонтально лежащей верхнекайнозойской толщей, коробчатые складки, гребневидные складки, нередко осложненные диапировыми куполами, сложные поднятия с выходами в их ядрах домезозойских образований, наконец, в Таджикской депрессии в зоне Памиро-Алайского сближения имеются даже

линейные (голоморфные) складки и чешуйчато-надвиговые структуры [4]. Природа перечисленных складок самая различная: имеются складки штамповые, гравитационные, диапировые, приразломные, из которых подавляющее большинство связано с продольным изгибом. Причины последнего также многообразны: тут и давление рамы впадин, давление выжимающихся блоков фундамента, изменение объема пород при автометаморфизме и т.п. Во всяком случае, какой бы точки зрения на причины складкообразования ни придерживался тот или иной автор, новейшая складчатость во впадинах признается всеми.

Но вот парадокс! Как только мы из впадин переходим в горное обрамление, сложенное главным образом домезозойскими породами, так большинство исследователей перестают видеть складки и начинают говорить о глыбах или блоках и лишь сравнительно небольшая часть геологов говорит о "складках основания", "складках большого радиуса кривизны", "глыбовых складках" или "глыбово-складчатых структурах". "Исчезновение" складок в горном обрамлении впадин происходит у тех исследователей, которые не владеют геоморфологическими методами анализа, что совершенно необходимо для чтения новейшей структуры древних толщ.

Почти любой хребет среднеазиатских гор асимметричен. На его пологом склоне, как правило, имеются фрагменты пенеплена, на котором кое-где сохранились остатки бронирующих его мезозойско-кайнозойских толщ, мощности которых несоизмеримо малы в сравнении с таковыми во впадинах. На крутом склоне не сохраняется ни фрагментов пенеплена, ни покровных отложений. Именно поэтому многие исследователи воспринимают хребты как односторонние горсты. Однако при тщательном анализе рельефа может быть установлен складчатый характер хребта в целом, если наблюдения перенести в его периклинальные части. В них нередко видно, что пологое крыло через антиклинальный замок переходит в крутое флексурообразное крыло, которое на самой периклинали, вдающейся во впадину, бронировано отложениями покрова. Последние по восстанию шарнира складки будут смыты, и из-под них сначала выглянет откопанный пенеплен, также очерчивающий антиклинальную структуру хребта, а еще далее и последний будет размыт или съеден гляциально-нивальными агентами денудации. По восстанию шарнира складки все бóльшую роль в ее строении будет играть взброс, разделяющий смежные хребет и впадину, – локальный краевой разлом в понимании Н.М. Синицына [5]. И это совершенно естественно: в условиях сжатия флексура переходит во взбросо-надвиг, в условиях растяжения – в сброс или в серию ступенчатых сбросов. И если продольные сбросы, сопряженные с мегаструктурами, нам практически неизвестны, то взбросы имеют повсеместное развитие.

При геоморфологическом анализе морфологии хребтов (мегаскладок) с помощью специализированных геолого-геоморфологических профилей в пределах горного обрамления впадин нами выделены: антиклинории, осложненные разрывами; глыбово-складчатые структуры брахиморфные или линейно-вытянутые, а также чешуйчато-надвиговые структуры. На составленных нами и другими исследователями картах новейшей тектоники довольно хорошо видны особенности в размещении складок (параллельное, левокулисное, правокулисное, виргации, торцовое сочленение и т.п.). Наиболее важной особенностью глыбовых складок следует, на наш взгляд, считать их групповую асимметрию, когда у нескольких мегаскладок оказываются пологими северные крылья, крутыми – южные или наоборот. В таких случаях мы говорим о складках южной или северной асимметрии (название дается по крутому крылу, оборванному разломом). Отлично, например, видна южная асимметрия всех структур Чаткало-Кураминской системы, а также Южно-Ферганских структур севернее впадин 40-й параллели. Особенно хорошо видна асимметрия на идеализированных профилях [6], с которых сняты новейшие отложения и орогеническая ярусность рельефа, вместо чего экстраполируется положение уже размытого или скрытого под осадками покрова пенеплена. Такая групповая асимметрия обычно объясняется ориентировкой бокового давления (стресса), и в этом случае складки таких групп следует объяснять продольным изгибом, т.е. тангенциальным сжатием (растяжение, естественно, образовать складчатость

не может). Так, для всего Южного (Приферганского) Тянь-Шаня характерна встречная асимметрия структур: все структуры севернее впадин 40-й параллели, а на востоке севернее Наукатской и Узгенской, обладают южной асимметрией. Все структуры к югу от этой линии характеризуются северной асимметрией. Встреча векторов тангенциальных напряжений приходится на цепочку указанных впадин. Ферганская же межгорная впадина полностью относится к группе структур южной асимметрии. Таким образом, для Южного Тянь-Шаня в новейшем этапе характерно субмеридиональное сжатие.

Для большей части Северного Тянь-Шаня (эпигерцинского щита) весьма типична обратная ориентировка групповой асимметрии складок: складки взбрасываются на окружающие платформы Казахстана и Тарима. Видимо, этот факт послужил одной из причин создания гипотезы о рифтовой природе Тянь-Шаня [7, 8]. Для подтверждения этой идеи необходимо было найти "осевую линию" эпигерцинского щита, от которой все новейшие структуры центробежно расходились бы к периферии. Весьма характерно, что исследователи, специально занимавшиеся детальным изучением новейшей тектоники данного региона, такие, как И. Садыбакасов [9] или В.И. Макаров [10], этого сделать не смогли. Более того, по данным этих исследователей, в меридиональной полосе западного Иссык-Куля для всего Тянь-Шаня констатируется южная асимметрия.

Осевую плоскость с разбегающимися от нее структурами показывают Ч.У. Утиров [11] и Ф.Н. Юдахин, основываясь на постулате о рифтовой природе Тянь-Шаня. Первый рисует эту плоскость в направлении следующих грабенов: Суекского, Каракуджур-Тюпского, Болгартского, Тарагайского, Иньльчекского. Эта плоскость, как и перечисленные грабены, существует, по Утирову, с раннего плейстоцена, прежде же она проходила южнее. Ни с оценкой возраста этих грабенов, большей частью существующих с миоцена, ни с положением осевой плоскости мы согласиться не можем.

Для постплатформенной рифтовой стадии типично излияние базальтов. Орогенная стадия Тянь-Шаня именуется В.И. Поповым и другими [8] "рифтовой", и это, в частности, аргументируется наличием в данное время базальтовых излияний [8, с. 47–48] – платобазальтов, траппов и их субвулканических корней. Видимо, такое положение базируется на представлении А.В. Леонова [12] о том, что в долине р. Байламтал базальтами рвется чуйская свита (плиоцен). Наши тщательные исследования района (совместно с В.М. Язовским) показали ошибочность этого представления, вызванную недооценкой разрывной тектоники. В действительности в долине р. Байламтал, как и в долинах рек Сулутерек, Торуайгыр, при слиянии Большого и Малого Нарына и в других местах, базальты представляют собой покровы мощностью в первые десятки метров с базальтовыми туфами и следами размыва вверху. В целом, как и везде, эти образования залегают в низах сулутерекской свиты, которая отлагалась в эоцене, судя по фауне Торуайгырского разреза [13], до начала формирования моласс орогенического комплекса [14].

Абсолютные датировки базальтов 55 млн. лет [15] и 52 млн. лет [16] также никак не могут относиться к позднему олигоцену–миоцену, с которых начинается новейший орогенический этап, т.е. рассмотренные базальты относятся еще к платформенному этапу развития. Одно лишь из этих представлений совершенно очевидно – для заложения новейших впадин растягивающие усилия в коре были необходимы. Дальнейшее же усложнение впадин, как и рост гор в целом, проходило в условиях постоянного субмеридионального сжатия, что обусловило формирование конседиментационных и конэрозионных складок и глыбовых складок продольного изгиба, о чем говорилось выше.

Возможно, в условиях давления рамы платформенного типа вектор ориентировки тангенциального перемещения масс направлен навстречу сжимающим усилиям, что типично для большей части Северо-Восточного Тянь-Шаня. В условиях же высокоподнятой рамы (например, Южный Памир) вектор тангенциального перемещения масс в смежном орогене подчиняется направлению давления рамы, как это свойственно Северному Памиру и Туркестано-Алайской системе Тянь-Шаня.

Авторы работы [8] пишут, что данные по напряжениям в очагах землетрясений для Западного и Восточного Тянь-Шаня и Куньлуня "свидетельствуют о преобладании в рифтовом поясе поперечного растяжения". Тот же вывод был сделан для Таджикской депрессии Т.И. Кухтиковой значительно ранее [17], и это вполне естественно, так как при субмеридиональном сжатии растяжение будет субширотным. Чтобы убедиться в этом, достаточно наложить на карту Среднеазиатского региона эллипсоид деформации, малая ось которого (ось сжатия) ляжет субмеридионально, а большая ось (ось растяжения) вытянется по широте.

В отличие от Ч.У. Утирова и Ф.Н. Юдахина, строящих свои представления о рифтовой природе Тянь-Шаня на идее В.В. Белоусова о "базальтовой подушке", В.И. Попов и его соавторы [8] видят невозможность объяснения с этих позиций образования новейших мегаскладок (не глыб) Тянь-Шаня. Поэтому ими вместо "базальтовой подушки" выдвигается "астеносферная гипотеза". Ее основное отличие от первой заключается в допущении дифференциации самой астеносферы, в которой возникает множество вздутий, равное количеству "элементарных сводов" (глыбовых складок. – *О. Чедия*) на поверхности.

Не вдаваясь в детали таких широко известных представлений, отметим лишь следующее парадоксальное с этих позиций явление. Сейсмоактивный слой Тянь-Шаня имеет мощность до 20, редко 30 км, т.е. все землетрясения здесь коровые. На Центральном же Памире, который, с точки зрения [8], является эпигеосинклинальным орогеном с неглубоким коровым гранитоидным магматизмом, глубины очагов землетрясений достигают 300 км! Таким образом, субмеридиональное растяжение земной коры в Памиро-Тяньшаньском секторе могло быть ощутимым лишь в предорогенную стадию развития региона. Видимо, именно тогда, во время заложения впадин, могли кое-где образоваться нормальные сбросы (сопряженные системы нам неизвестны), которые в процессе орогенеза на фоне общего субмеридионального сжатия были превращены в поддвиги, как, например, на северных склонах Терскейского, Киргизского хребтов и т.д. Однако основным типом новейших разрывов являются взбросо-надвиги, нередко со сдвиговой компонентой.

Нормальные широтные сбросы нам практически неизвестны. Все грабены, а точнее, грабен-синклинали представляют собой либо односторонние, либо двусторонние рампы. Региональное субмеридиональное сжатие, в целом рассчитанное по нашей методике, базирующейся на учете деформации доорогенного пенеплена, составляет в среднем 0,04–0,05, т.е. 4–5 км на первоначальную стокилометровую ширину зоны в начале новейшего этапа [6].

Доказывая новейшее фоновое тангенциальное сжатие, автор отнюдь не намерен умалить значение автономных вертикальных движений, без которых трудно было бы объяснить рост поперечных структур одновременно с основными "продольными" структурами, консервативность краевых разломов и прочие особенности геологического строения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Петрушевский Б.А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
2. *Чедия О.К.* Основные закономерности новейшего развития гор Средней Азии. – В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973, с. 3.
3. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. – Учен. зап. ВГО. Нов. сер., 1948, вып. 3, с. 211.
4. *Чедия О.К.* К характеристике альпийской структуры южного Дарваза. – Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, 1957, т. 77, вып. 2, с. 63.
5. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1970, с. 211.
6. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах. – В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с. 73.
7. *Паталаха Е.И., Чабдаров Н.М.* Условия образования рельефа Северного Тянь-Шаня и вероятный механизм процесса. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов Юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 80.

8. *Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И.* Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978, с. 165.
9. *Садыбакасов И.* Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972, с. 115.
10. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977, с. 170.
11. *Утиров Ч.У.* О механизме образования новейших структур Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1980, с. 27.
12. *Леонов А.В.* Новейший вулканизм Северного Тянь-Шаня. – В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966, с. 119.
13. *Жуков Ю.В.* О находке остатков млекопитающих в коктурпакской свите хребта Кунгей-Алатау. – В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 69.
14. *Язовский В.М., Феоктистов Ю.М.* К геологии палеоген-неогеновых отложений Кокмойнокской впадины (Северный Тянь-Шань). – В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973, с. 65.
15. *Крылов А.Я.* Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам. – В кн.: Тр. XXI сессии МГК: Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 222.
16. *Аракелянц М.М., Додонова Т.А., Шанин Л.А.* Сопоставление новых данных по абсолютной геохронологии и петрологии (в пределах Киргизской ССР). – В кн.: Материалы петрографического II Среднеазиатского регионального совещания. Душанбе: Дониш, 1971, с. 130.
17. *Кухтикова Т.И.* Механизм землетрясений Таджикской депрессии. – Тр. Ин-та сейсмологии и сейсмостойкого стр-ва АН ТаджССР, Душанбе, 1962, т. 10, с. 17.

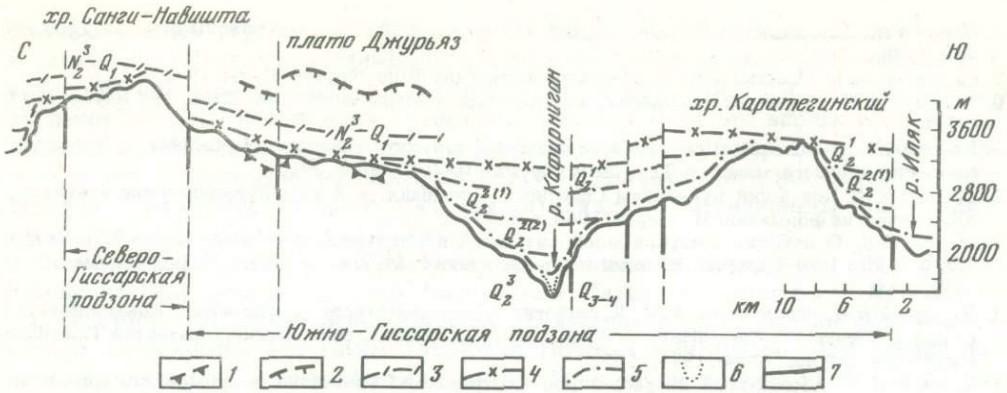
УДК 551.24:551.79.551.4 (575.3)

Л.М. Лысков

ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА

В облике рельефа Южного Тянь-Шаня четко проступают черты ярусного строения. Здесь принято выделять три основных яруса, которые по укоренившимся представлениям [1–6 и др.] датируются как P_3–N_1^1 (верхний), N_1^2–Q_1 (средний) и Q_2–Q_4 (нижний). Считается, что вершинный уровень всех крупных хребтов (верхний ярус) соответствует предорогенной поверхности выравнивания, коррелятной подошве новейшей молассы.

Некоторые авторы [7, 8] указывают на существование в отдельных районах Гиссаро-Алая и более древнего рельефа, в частности фрагментов домезозойского пенеплена. По поводу данных представлений на стратификацию рельефа и основывающихся на них неотектонических и геоморфологических построений высказаны серьезные возражения [9–11]. Несостоятельность традиционных взглядов по рассматриваемому вопросу можно проиллюстрировать на примере некоторых районов Гиссаро-Алая. Так, на южном склоне Гиссарского хребта в бассейнах рек Джурьяз, Варзоб, Лучоб, Ханака широко развита древняя поверхность выравнивания, задокументированная как реликт домезозойского пенеплена [8]. Конечно, домезозойский пенеплен здесь присутствует, но он находится в разрезе и перекрыт плащом мезозоя и палеогена. В верховьях Лучоба в составе плаща присутствуют и отложения миоцена, дислоцированные конформно с подстилающей толщей палеогена и мела. В действительности же упомянутая будто бы древняя поверхность выравнивания срезает отложения чехла, включая неогеновые, а также образования палеозоя, где чехол не сохранился (рис. 1). Ясно, что эта поверхность выравнивания не может быть древнее плиоценовой, поскольку она сформирована на породах, включая миоценовые. В пределах участков, где поверхность выработана на образованиях палеозоя, ее не следует отождествлять с древним пенепленом, так как она сформирована после денудации отложений чехла. Основываясь на корреляции со стратифицированным рельефом северного борта Предгиссарской впадины и долины Кафирнигана, мы получаем возможность интересующую нас поверхность выравнивания датировать раннечетвертичной эпохой.



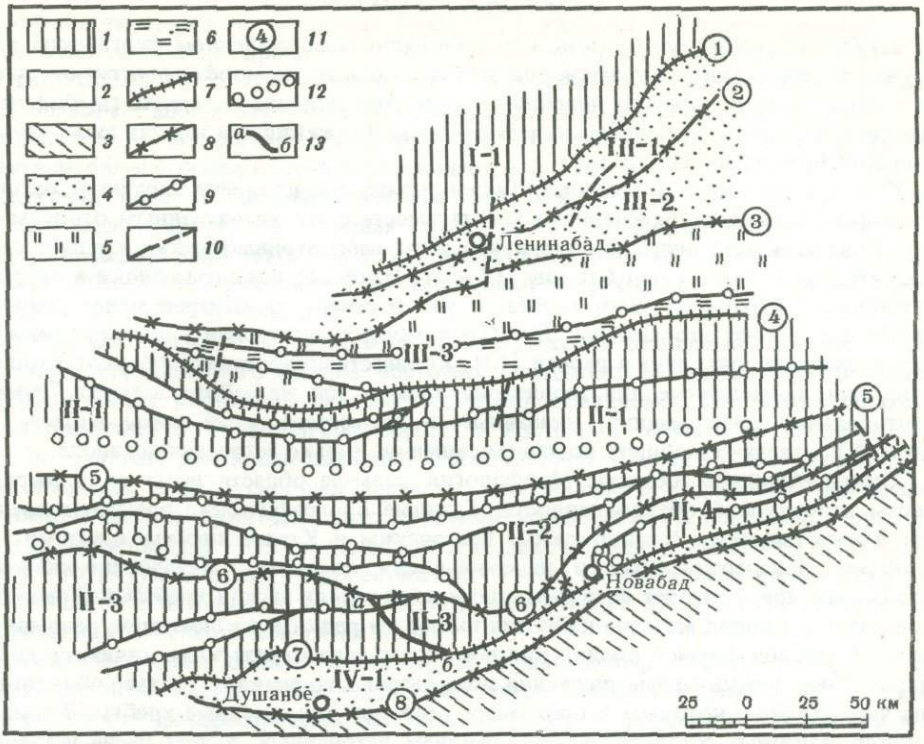
Р и с. 1. Геолого-геоморфологический профиль южного склона Гиссарского хребта

Поверхности выравнивания: *1* – предмеловая, *2* – позднеолигоценовая, *3* – позднеплиоценовая, *4* – раннечетвертичная, *5* – среднечетвертичная; *6* – позднечетвертичный-современный эрозионный врез; *7* – разрыв (линию профиля см. рис. 2)

Картина, близкая к описанной, имеет место на юго-востоке Гиссаро-Алайской области в левобережье Питаукуля, западнее пика Шумкар. Здесь зафиксирован [8] рельеф (пенеплен) домезозойского возраста, хотя в строении этой территории участвуют отложения мела, палеогена и неогена. При этом весьма важен факт положения неогеновых пород на абсолютной высоте около 4000 м, свидетельствующий о высотной позиции поверхности выравнивания, срезающей эти отложения. Существующая морфоструктурная ситуация и в данном случае дает основание датировать рельеф "древнего пенеплена " ориентировочно ранним плейстоценом. Сходную по содержанию аргументацию стратификации верхнего яруса рельефа можно было бы привести и по другим районам, в частности по району р. Сох (участки долин Калай-Махмуда, Ходжа-Ачкана).

Приведенные критические высказывания относительно традиционных взглядов на стратификацию рельефа, по существу, в той же мере касаются и северного обрамления Ферганской депрессии – Кураминского хребта и Моголтау. Неотектонические реконструкции для этой территории обычно базируются на представлении о широком распространении здесь сохранившегося древнего рельефа в виде "доэоценовой" поверхности выравнивания. В частности, эта поверхность развита, по Н.П. Костенко, О.К. Чедия и А.К. Трофимову, в водораздельной части Кураминского хребта.

По нашим представлениям, упомянутая доэоценовая поверхность выравнивания имеет более молодой, раннечетвертичный возраст. Такая возрастная датировка обосновывается следующими данными. "Доэоценовая" денудационная поверхность развита широко на востоке Кураминского хребта, где составляет так называемое Ангренское плато. По периферии плато на правобережье и частично левобережье Ангрена (в его верховьях) и на левобережье Гавасая поверхность выравнивания перекрыта отложениями палеогена и нижнего неогена, залегающими конформно с последней. Правомерно допущение, что ранее чехол этих пород имел распространение несколько шире сохранившегося в настоящее время. Следовательно, видимую ныне поверхность выравнивания, оформившуюся в результате полной денудации пород чехла, по крайней мере вблизи участков его современного присутствия, не следует рассматривать как доэоценовую. Особенности площадного распространения и фациального состава меловых и палеогеновых отложений показывают, что морской бассейн в то время занимал фактически всю территорию современного Кураминского хребта [12, 13 и др.]. В настоящее время его большая часть лишена отложений этого возраста, они снесены. Наблюдаемый ныне рельеф, в том числе и осевой части хребта, сформирован после денудации пород чехла и, естественно, не может иметь доэоценовый возраст. На востоке Кураминского хребта древняя поверхность выравнивания сформирована на магматических породах палеозоя, в долине Ангрена и на левобережье Гавасая – на отложениях палео-



Р и с. 2. *Схема неотектонического (четвертичного) районирования территории Северного и Центрального Таджикистана*

1—2 – области устойчивых поднятий: *1* – унаследованные поднятия, *2* – прогибы, втянутые в поднятие; *3* – новейшие складчатые (инверсионные) поднятия; *4* – унаследованные прогибы, участками втянутые в поднятие; *5—6* – районы с неустойчивым режимом движений: *5* – с преобладающей тенденцией к поднятию, *6* – сохраняющие тенденцию к прогибанию; 7—10 – разрывы, границы: *7* – областей, *8* – зон, *9* – подзон, *10* – прочие; *11* – номера и названия разрывов: 1 – Северо-Ферганский, 2 – Дигмай-Махаутауский, 3 – Южно-Ферганский, 4 – Заамин-Хайдаркансский, 5 – *Зеравшанский*, *6* – *Каракульско-Питаукульский*, *7* – *Южно-Гиссарский*, 8 – *Илякско-Вахшский*; *12* – условная граница структурных элементов; *13* – линия геолого-геоморфологического профиля; структурные области: I – Чаткало-Кураминская, II – Гиссаро-Алайская, III – Северо-Ферганская, IV – Южно-Таджикская; индексы и названия структурных зон, перечисленных областей: I-1 – Кураминская, II-1 – Мальгузар-Туркестанская, II-2 – Фанско-Зеравшанская, II-3 – Гиссарская, II-4 – Каратегинская, III-1 – Северо-Ферганская, III-2 – Центрально-Ферганская, III-3 – Южно-Ферганская, IV-1 – Предгиссаро-Алайская

гена и миоцена. Соответственно время формирования ее следует считать послемиоценовым. На основании изложенного возраст поверхности плато можно принять с некоторой условностью древнечетвертичным.

Материалы геолого-геоморфологического анализа, примеры которых только что отмечены, позволяют утверждать, что существующий рельеф Гиссаро-Алая и Кураминского хребта сформирован в основном в четвертичную эпоху. Элементов рельефа древнее плиоценовых здесь нет, они уничтожены денудацией в процессе интенсивного восходящего развития гор. Возраст верхнего яруса рельефа названных горных областей условно принимается как N_2^3—Q_1, *среднего* – Q_2 *и нижнего* – Q_{3-4}. *В соответствии с принимаемой стратификацией основных генераций рельефа количественная оценка суммарных поднятий, рассчитанная на весь неотектонический этап* [13, 14], *фактически должна отвечать лишь четвертичной эпохе неотектогенеза.*

По особенностям новейшего тектонического процесса (режиму, типу, направленности движений, их морфоструктурному оформлению, характеру наследования структурного плана предшествовавшего этапа) территория Северного и Центрального Таджикистана подразделена в плане неотектонического районирования на области, зоны и подзоны (рис. 2).

Чаткало-Кураминская область. Северо-западным обрамлением Ферганской впадины служат Чаткальский и Кураминский хребты – основные морфоструктурные элементы названной области. Для ее новейшей структуры типичны складчато-глыбовые поднятия северо-восточного направления. В пределы Таджикистана входит лишь часть Кураминской зоны этой области.

Кураминская зона в границах Таджикистана представлена западным окончанием и южным склоном одноименного хребта вместе с его юго-западным отрогом Моголтау. Новейшая тектоническая структура зоны рассматривается как крупное сводовое поднятие, разбитое на ряд блоков [13–16]. Наиболее поднятые блоки в общем соответствуют центральной части хребта, к югу и северу от которой менее приподнятые блоки составляют его склоны. Детальная морфоструктурная характеристика составных элементов зоны дана в работе [13]. Количественные показатели неотектонических движений, приведенные для территории зоны в той же работе, а также "суммарные вертикальные деформации", указанные на соответствующей карте Атласа Таджикской ССР, отвечают в общем, по нашему мнению, только четвертичной эпохе.

Гиссаро-Алайская область. Морфология рельефа области несет ярко выраженные черты структурной обусловленности. Главные орографические элементы представлены Туркестанским, Зеравшанским, Гиссарским и Каратегинским хребтами. Хребты сложены допалеозойскими и палеозойскими породами. Мезозойско-кайнозойские отложения присутствуют фрагментарно в понижениях между хребтами. Границы районов развития пород мезозоя-кайнозоя имеют, за редким исключением, разрывную природу. Основной формой проявления новейшего тектогенеза здесь являются дифференцированные вертикальные движения положительного знака. В составе области выделены четыре зоны, которым в орографии отвечают одноименные хребты. В зонах выделяются подзоны, соответствующие районам устойчивых, в том числе четвертичных, поднятий и участкам, наследующим в той или иной степени неогеновые внутригорные прогибы. Границы зон и подзон выражены обычно разрывами. Многие из разрывов развиваются с палеозойского времени. В названиях разрывов учтен принцип преемственности их выделения. Для тех, в трассировке которых имеются несовпадения с ранее выделенными, даны другие наименования.

Мальгузар-Туркестанская зона охватывает территорию Туркестанского и Мальгузарского хребтов, Санзарскую впадину, долину Зеравшана и нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта. Четвертичная структура зоны обусловлена проявившейся в резкой форме пространственной дифференциацией движений. Участки мезозойско-палеогенового и неогенового осадконакопления в плейстоцене были втянуты в поднятие. На фоне общего воздымания территории зоны эти редуцирующиеся седиментационные бассейны в какой-то мере сохраняли тенденцию прежнего развития, проявившуюся в некотором отставании их в направленном процессе. Отмеченная специфика развития бывших прогибов, получившая морфоструктурное выражение, принята в качестве критерия при подразделении зоны на составные элементы – подзоны.

Мальгузарская подзона занимает территорию одноименного хребта, а восточнее Бюрагансая – нижнюю часть северного склона Туркестанского хребта. Несколько восточнее долины Аксу подзона выклинивается. В строении ее участвуют породы палеозоя. В четвертичной структуре она выражена горстовым поднятием, наклоненным к западу. Раннечетвертичная поверхность выравнивания располагается на востоке подзоны на высоте 3500–3800 м.

Санзарская подзона охватывает одноименную впадину, участок долины Арглы и Угук-Расраутское межгорное понижение. В строении подзоны участвуют, помимо палеозойских, также породы мела, палеогена и неогена. В долине Санзара широко распространены осадки среднечетвертичного возраста. В меловое и палеогеновое время (возможно, еще и в неогене) территория подзоны представляла собой единый седиментацион-

ный прогиб, впоследствии распавшийся на части. Наиболее четкие черты структурной унаследованности выражены в районе Санзарской впадины. Подобная картина, но с меньшей контрастностью проявляется в Угук-Расраутском межгорном понижении. Между верховьями Санзара и Арглы прогиб редуцирован и утратил полностью выражение в рельефе. Раннечетвертичная поверхность выравнивания на востоке располагается на высоте 3200 м, постепенно поднимаясь до 3500 м в верховьях долины р. Арглы. Западнее верховьев Санзара высота ее уменьшается до 1500 м.

Киндыкская подзона занимает нижнюю часть северного склона Туркестанского хребта восточнее р. Аксу. Четвертичная структура ее сложная, состоит из ряда мозаично расположенных блоковых элементов различной высотной позиции относительно друг друга. Абсолютные высоты раннечетвертичной поверхности выравнивания в подзоне варьируют от 1500 до 4500 м.

Туркестанская подзона территориально соответствует одноименному хребту без нижней части его северного склона восточнее меридиана Шахристанского перевала. Она сложена почти полностью палеозойскими образованиями. Отложения мезозоя-кайнозоя присутствуют в единичных местах в восточной ее части (в Мадыгенском грабене, по долинам рек Калай-Махмуда, Ходжа-Ачкана). Южная граница этого структурного элемента имеет условный характер. Регионального разрывного нарушения вдоль южного склона Туркестанского хребта не установлено. В новейшей структуре территория подзоны трактуется в виде антиклинальной складки [5, 6, 14 и др.]. В современном структурном облике Туркестанского хребта скорее можно видеть крупную глыбу, расколотую на блоки и испытавшую в четвертичное время наибольшее поднятие в сравнении с другими элементами зоны.

Матчинская подзона в общем соответствует Зеравшанской впадине. Из внутренних новейших прогибов Гиссаро-Алая подзона является наиболее крупным представителем. Здесь широко распространены, особенно на западе, отложения мезозоя-кайнозоя. Новейшая структура подзоны трактуется как грабен-синклиналь [5, 6, 17], оборванная с юга Зеравшанским разломом (на западе и востоке) и его северной ветвью – Северо-Зеравшанским разрывом. Осевая линия современной впадины значительно смещена к северу по отношению к осевой линии прогиба, существовавшего в неогене. Восточная часть прогиба вследствие вовлечения в процесс поднятия утратила свою структурную индивидуальность и сохранила лишь некоторую морфоструктурную обособленность. Отметки опорной поверхности (Q_1) в подзоне возрастают в восточном направлении от 1000 до 4500 м.

Фанско-Зеравшанская зона охватывает территорию Зеравшанского хребта и часть Гиссарского. В ней выделяются четыре подзоны. Чакылкалян-Зеравшанская и Ганза-Дубурсинская сложены палеозойскими образованиями. В современной структуре они рассматриваются в качестве крупных глыбовых элементов широтной ориентировки, местами разбитых на блоки. На фоне общего наклона глыбовых поднятий к западу в них имеют место "ундуляционные" перегибы, отраженные в рельефе. Примером служит Ганза-Чимтаргинский горный узел в Ганза-Дубурсинской подзоне. Между хребтами-поднятиями расположены межгорные понижения – Магиан-Ягнобская и Каракульско-Зиддинская подзоны, где широко распространены отложения мезозоя и кайнозоя, включая образования неоген-четвертичного возраста. В структурном отношении их рассматривают обычно как грабен-синклинали; в современном виде они скорее могут считаться рамповыми элементами. В дочетвертичное время территории Магиан-Ягнобской и Каракульско-Зиддинской подзон развивались как внутригорные прогибы. В четвертичную эпоху они были втянуты в поднятие, участками почти полностью редуцировались. Части прогибов, сохранившие в большей степени черты унаследованного развития, получили облик изолированных внутригорных впадин (Фарабская, Магианская, Раватская, Зиддинская и др.).

Гиссарская зона занимает в основном южный склон Гиссарского хребта, состоит из трех подзон. Северо-Гиссарская подзона представляет собой глыбовое поднятие, сложенное породами палеозоя. Высоты раннечетвертичной поверхности изменяются

в нем от 3500 м на востоке до 4500–4800 м на западе. Зеваро-Курукская подзона отвечает категории внутригорных прогибов, входит в пределы Таджикистана восточной частью. В строении ее участвуют отложения юры, мела, палеогена и неогена. В структурном оформлении она выражена грабен-синклиналью, у которой восточное окончание резко поднято и разобщено. Южно-Гиссарская подзона протягивается вдоль нижней части южного склона Гиссарского хребта и состоит из нескольких блоков. В пределах менее поднятых блоков сохранился в виде фрагментов чехол мезозойско-палеогеновых отложений (плато Ходжа-Бастон, Джурьяз, Ходжа-Обигарм). В новейшей структуре Гиссаро-Алая подзона может считаться глыбовым элементом, испытавшим несколько меньшее воздымание в сравнении с внутренними поднятиями области.

Каратегинская зона находится на юго-востоке области, где занимает территорию правобережья р. Сурхоб. Она подразделяется на две подзоны. Камароу-Питаукульская подзона – внутригорный прогиб, в значительной степени редуцированный. Отложения юры, мела, палеогена и неогена сохранились фрагментарно. Кабудкрым-Шумкарская подзона сложена образованиями допалеозойского и палеозойского возраста. В облике ее четвертичной морфоструктуры резко проступают черты глыбового строения. Раннечетвертичная поверхность выравнивания находится здесь на высотах от 3000 до 4000 м.

Области преимущественных прогибаний
с инверсией движений в разные эпохи новейшего этапа

К этой категории элементов относятся Ферганская и Южно-Таджикская депрессии.

Ферганская депрессия. Внутригорная Ферганская впадина – новейший прогиб, выполненный неоген-четвертичными молассовыми отложениями мощностью до 7000 м. Геологическое строение впадины изучено довольно детально, однако по вопросам ее внутреннего устройства и тектонического районирования у исследователей не существует единства взглядов. Новейшая структура области включает три зоны.

Южно-Ферганская зона занимает территорию южного приподнятого борта Ферганской впадины. Характерными особенностями являются небольшая (до 500–600 м) мощность новейшей молассы и развитие брахиантиклиналей, ядра которых сложены породами палеозоя, нередко выведенными на поверхность. Зона включает три подзоны. Гузан-Тохтабузская подзона занимает северную часть зоны. В ее структуре вырисовываются две широтные линии антиклиналей (горст-антиклиналей), выраженных в рельефе возвышенностями или грядами. Линейные группировки антиклинальных гряд разделены прогибом, в ряде мест редуцированным. В современном виде он выражен разобщенными ячеями-впадинами. В западном направлении антиклинальные гряды постепенно понижаются в рельефе и утрачивают орографическую обособленность. Высотная позиция раннечетвертичной поверхности выравнивания в поднятиях варьирует от 1700 до 2600 м. Отметки этого репера во впадинах составляют 500–1500 м. Шахристан-Хайдарканская подзона соответствует цепи впадин 40-й параллели. Все они составляют единый прогиб, служащий вместилищем молассовых накоплений. Со среднечетвертичной эпохи начинается втягивание прогиба в поднятие. Этот процесс носил дифференцированный характер, следствием чего и явилось современное ячеистое строение морфоструктуры подзоны. Бюраганская подзона выделена с некоторой условностью. К ней отнесены территория юго-западной части зоны, где палеозойский фундамент имеет приподнятое положение (в сравнении с его позицией в собственно Шахристанской впадине), на значительной площади выведен на поверхность и не несет на себе чехла мезозойско-кайнозойских пород.

Центрально-Ферганская зона. К ней отнесена равнинная часть Ферганской впадины, простирающаяся от подножия левобережных адыров до южного склона Дигмай-Супетауской гряды. С поверхности она сложена самыми молодыми из четвертичных отложений. Структура зоны выражена так называемой Центрально-Ферганской моноклиналью [13], в которой подошва новейшего молассового комплекса круто погружается к центру впадины от 0 до 3000–3500 м, а на востоке – до 4500–5000 м.

Северо-Ферганская зона занимает северную подгорную часть Ферганской впадины и территорию Дигмай-Супетауской гряды. Последняя представляет собой группу небольших складок северо-восточного простирания, кулисно подставляющих друг друга. В их сводах обнажены отложения нижней части разреза молассовой толщи. Эти складки были сформированы и получили орографическое выражение в виде общего линейного поднятия в четвертичное время. Севернее Дигмай-Супетауской гряды располагается цепочка впадин той же ориентировки. В границах Таджикской ССР находятся две – Самгарская и Камышкурганская. В этих частных впадинах подошва неогена опущена до глубины 3000–5000 м.

Отсутствие доплиоценового рельефа в горных областях Гиссаро-Алая и северного обрамления Ферганы, несовершенство расчетов величины денудационного среза и гипсометрии палеорельефа вызывают необходимость пересмотра существующих оценок суммарных неоген-четвертичных поднятий, а также представлений о палеогеографических обстановках отдельных эпох новейшего тектонического этапа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лоскутов В.В.* Геоморфология Таджикистана. – В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962, с. 189.
2. *Лоскутов В.В.* Об основных проблемах в изучении поверхностей выравнивания орогенических областей. – В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе, 1971, вып. 1, с. 3.
3. *Лоскутов В.В.* К основным проблемам изучения поверхностей выравнивания орогенических областей (на примере Памира и Южного Тянь-Шаня). – В кн.: Поверхности выравнивания. М.: Наука, 1973, с. 54.
4. *Костенко Н.П.* Развитие рельефа горных стран. М.: Мысль, 1970, с. 367.
5. *Чедия О.К., Брусничкина Н.А.* Новейшая тектоника Зеравшанской впадины и ее горного обрамления. – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1965, вып. 1, № 6, с. 124.
6. *Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим. Кн. 1, 1971, 332 с; Кн. 2, 1972, 225 с.
7. *Трофимов А.К.* Количественная оценка режима новейших тектонических движений на основе изучения разновозрастных поверхностей выравнивания. – В кн.: Поверхности выравнивания. Иркутск, 1970, вып. 2, с. 115.
8. *Лоскутов В.В.* Геоморфология. Атлас Таджикской ССР. Москва; Душанбе: ГУГК, 1968, с. 38.
9. *Бельский В.А., Лысков Л.М.* О возрасте Обихумбоуского пенеплена (Северный Памир). – Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ-мат. и геол.-хим. наук, 1974, № 4, с. 86.
10. *Бельский В.А.* О возрасте верхнего яруса рельефа Памира и Гиссаро-Алая. – Докл. АН ТаджССР, 1979, т. 22, № 10, с. 611.
11. *Бельский В.А.* О достоверности выделения в современном рельефе Памира и Гиссаро-Алая фрагментов древних пенепленов. – Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1980, № 1 (75), с. 102.
12. *Головин Е.А.* К палеогеографии палеогена Чирчик-Ангренского района. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 6, с. 39.
13. *Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971, с. 141.
14. *Чедия О.К., Трофимов А.К.* Неотектоника. Атлас Таджикской ССР. Москва; Душанбе: ГУГК, 1968, с. 21.
15. *Аделунг А.С.* Западная часть Чаткальского хребта, Ангренское плато и восточная оконечность Кураминских гор. – В кн.: Геология Узбекской ССР. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937, т. 1, с. 79.
16. *Наследов Б.Н.* Кара-мазар. – В кн.: Геология Узбекской ССР. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1937, т. 1, с. 147.
17. *Костенко Н.П., Чистяков А.А.* Некоторые закономерности новейшего развития горных впадин (на примере Зеравшанской котловины). – Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1962, № 27, с. 107.

УДК 551.24 (575.3)

В.П. Лозиев, Ю.Н. Пильгуй, В.М. Новиков,
В.С. Лучников, М.А. Тютин, Н.П. Грянко

НОВЕЙШИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ И КАРТИРОВАНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ЮЖНО-ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Успехи в изучении геологии четвертичного периода и геоморфологии Таджикистана тесно связываются с именами В.А. Васильева, Н.П. Костенко, В.В. Лоскутова, А.К. Трофимова, О.К. Чедия и ряда других исследователей. Результаты этих работ широко известны и обобщены в большом количестве публикаций, посвященных морфологии и истории становления современного рельефа, литологической характеристике неоген-четвертичных отложений, методике их картирования, а также характеру и количественной оценке неотектонических движений.

Касаясь истории новейшего тектогенеза, упомянутые авторы сходятся в том, что новейшие движения нашли свое четкое выражение в рельефе в виде серии разновозрастных уровней, последовательно понижающихся сверху вниз гипсометрически от исходной поверхности олигоценового возраста. Вещественным выражением ярусности рельефа явились коррелятивные комплексы отложений, наложенные друг на друга в пределах седиментационных прогибов и имеющие обратную стратиграфическую последовательность на склонах постепенно разрастающихся поднятий. Однако в результате последующих работ В.А. Бельского, С.А. Захарова, А.А. Лазаренко, В.П. Лозиева, А.А. Никонова, А.В. Пенькова и некоторых других исследователей накопился фактический материал, не полностью соответствующий разработанной схеме и существенно изменяющий представления о времени и формах проявления, интенсивности и направленности тектонических движений на различных этапах новейшего орогенеза. Так, например, выяснилось, что верхнеплиоценово-среднеплейстоценовые отложения лежат в нормальной стратиграфической последовательности как во впадинах, так и на водоразделах Южно-Таджикской депрессии [1–3], обнаружены крупные перекрытия этих отложений по разрывным нарушениям [1] и другие свидетельства [4] более молодого возраста эрозионного рельефа этого региона. Пользуясь тем, что затронутые вопросы достаточно полно отражены в специальных работах, и в связи с ограниченным объемом статьи авторы останавливаются на этих фактах лишь настолько, насколько это необходимо, широко используя ссылки на соответствующие источники.

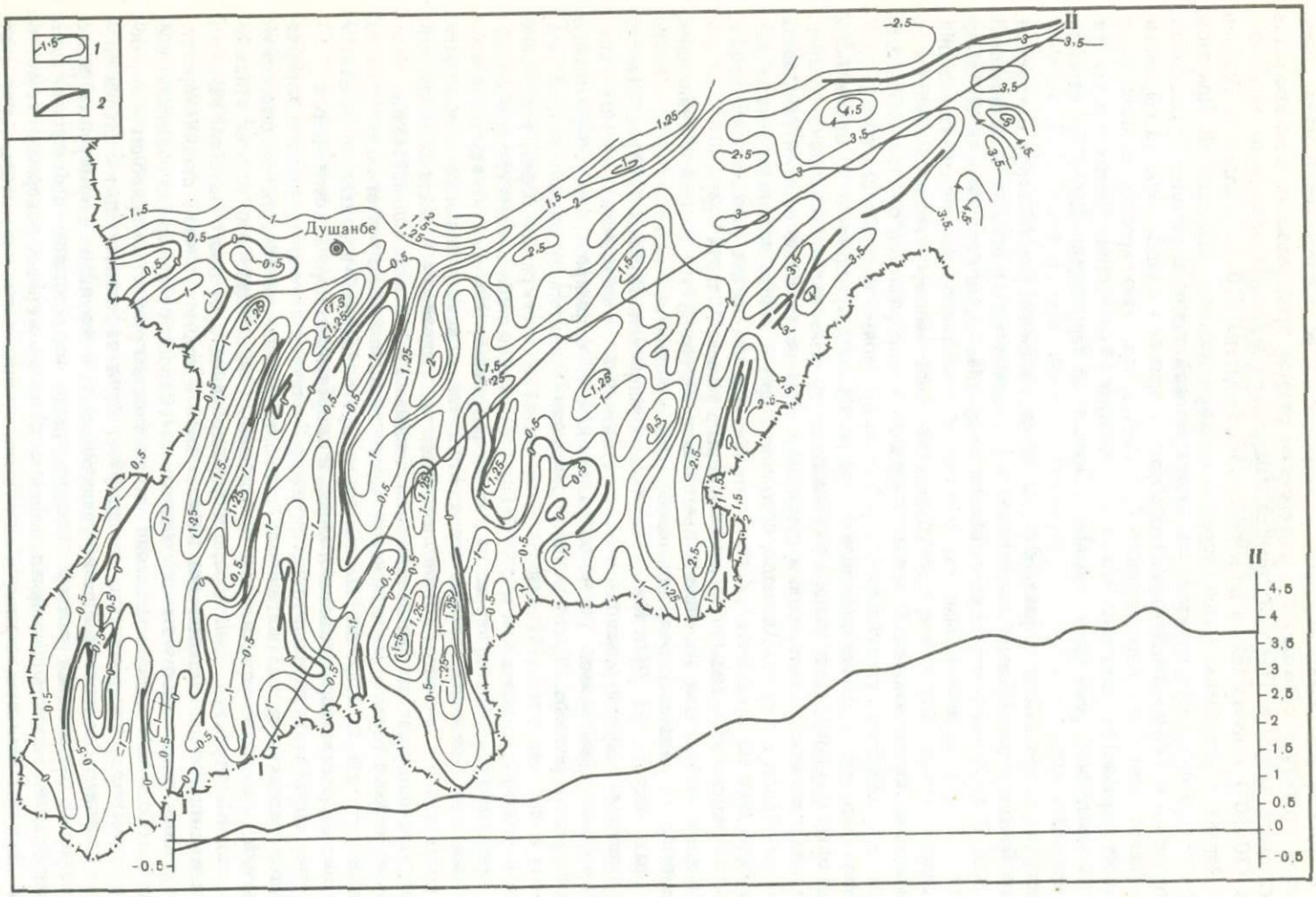
В результате новейшего тектогенеза на обширных пространствах эпигерцинской платформы были сформированы грандиозные сооружения Памира, Тянь-Шаня, а также глубочайшие межгорные и внутригорные прогибы. Одним из наиболее крупных межгорных прогибов является Южно-Таджикская депрессия, превращенная к настоящему времени в среднегорное сооружение. В структурном отношении это крупный субмеридионально ориентированный мегасинклинорий, складки которого опрокидываются во встречном направлении по отношению друг к другу. В его пределах выделяется по два грабен-синклинория и горст-антиклинория, разделенных рамп-синклинорием по оси симметрии депрессии [5]. Орогенный цикл геологического развития делится на три стадии: начальную (неоген), промежуточную (верхний плиоцен–средний плейстоцен) и заключительную (верхний плейстоцен–голоцен). Каждой стадии соответствует определенный структурно-формационный ярус, в основании которого фиксируется угловое несогласие либо размыв, наиболее четко проявившиеся в антиклинориях [5, 7]. Начальная стадия характеризуется контрастными движениями, в результате которых образовались крупные межгорные впадины, выполненные мощной толщей континентальных молассовых накоплений (бассейновая серия отложений) транзитного и местного происхождения, дифференцированные на внутренние впадины и поднятия. При этом рост последних в основном компенсировался размывом их сводов. Примеры конседиментационных мульд синклинальных складок были охарактеризованы О.К. Че-

дия и другими исследователями [1, 8]. Однако наиболее поразительная конседиментационная структура обнажается в поперечном разрезе придарвазских конгломератов неогенового возраста. Она фиксируется изменением залегания пластов от опрокинутого (70–80°) в низах толщи до нормального с пологим (10–15°) падением пластов в ее верхах и увеличением мощности отложений в западном направлении. При этом верхние (плиоценовые) горизонты конгломератовой толщи переходят из депрессии на территорию Северного Памира, где образуют пологолежащий чехол на выровненной поверхности консолидированного фундамента, что зафиксировано на всех геологических картах Таджикистана. Это свидетельствует об отсутствии резких гипсометрических контрастов рельефа на границе современной территории Памира и депрессии в верхнем неогене.

Промежуточная стадия характеризуется накоплением покровной серии отложений, плащеобразно с дисперсным несогласием в основании залегающих на подстилающих породах. В пределах внутригорных впадин покровная серия представлена мощными (более 1,5 км) аллювиальными галечниками как местного, так и транзитного происхождения, сменяемыми вверх по разрезу лёссовидными суглинками и суглинисто-почвенными образованиями. В пределах древних долиноразделов она полностью слагается лёссовидными суглинками (до 200 м) с прослоями погребенных почв позднеплиоценового–среднеплейстоценового возраста. Господствующими в то время были ландшафты степного, лесостепного, саванного типов, развившиеся в условиях умеренного или теплого климата, о чем свидетельствуют ископаемые остатки равнинных животных (слоны, жирафы, лошади, носороги и др.), а также палинологические данные. При этом на среднечетвертичный отрезок времени падает резкое похолодание, зафиксированное элементами бореальной флоры в разрезе "Лахути" [3].

Завершающая стадия новейшего орогенеза характеризуется резкой активизацией тектонических движений, сопровождаемой общим поднятием всего региона, – вахшская фаза тектогенеза [9] в Южно-Таджикской депрессии. Поднятие сопровождалось деформациями сформировавшейся аккумулятивной поверхности, интенсивными складчатыми движениями, разрывообразованием и формированием современного среднегорного рельефа. Тектонические движения характеризовались большой скоростью, о чем свидетельствуют весьма значительные перекрытия пород покровной серии отложений по разрывам и отсутствие деформаций либо незначительные смещения верхнеплейстоценовых террас над этими разрывами. По времени вахшская фаза тектонических движений, скорее всего, относится к началу позднего плейстоцена, что подтверждают элементы верхнеплейстоценовых отложений в разрезах покровной серии, установленные по палеомагнитным данным [3], и позднеплейстоценово-голоценовый возраст террасовых отложений. После вахшской фазы тектогенеза депрессия включается в общее поднятие, амплитуда которого, по всей вероятности, близка к величине коррелятивного эрозионного вреза и не превышает первых сотен метров.

Таким образом, история неотектонического развития изученного региона характеризуется различными соотношениями скоростей и направленности тектонических движений – от преимущественного прогибания, сопровождаемого ростом конседиментационных структур, до поднятия и формирования орогенного рельефа. Развитие конседиментационной складчатости на начальной и промежуточной стадиях орогенного режима свидетельствует о соизмеримости скоростей дифференцированных движений со скоростью осадконакопления, что в конечном результате приводит к образованию относительно выровненных ландшафтов. Лишь на заключительной стадии скорости тектонических движений резко увеличиваются. В результате формируется резко расчлененный эрозионный рельеф. Следовательно, картирование неотектонических движений путем подсчета суммарных деформаций преднеогеновой поверхности существенно искажает реальную картину и затрудняет использование неотектонических карт в практической деятельности. Авторы считают, что результаты неотектонических исследований должны быть представлены серией карт для каждой из выделенных стадий. Особенно важно закартировать движения, следствием которых явилось формирование



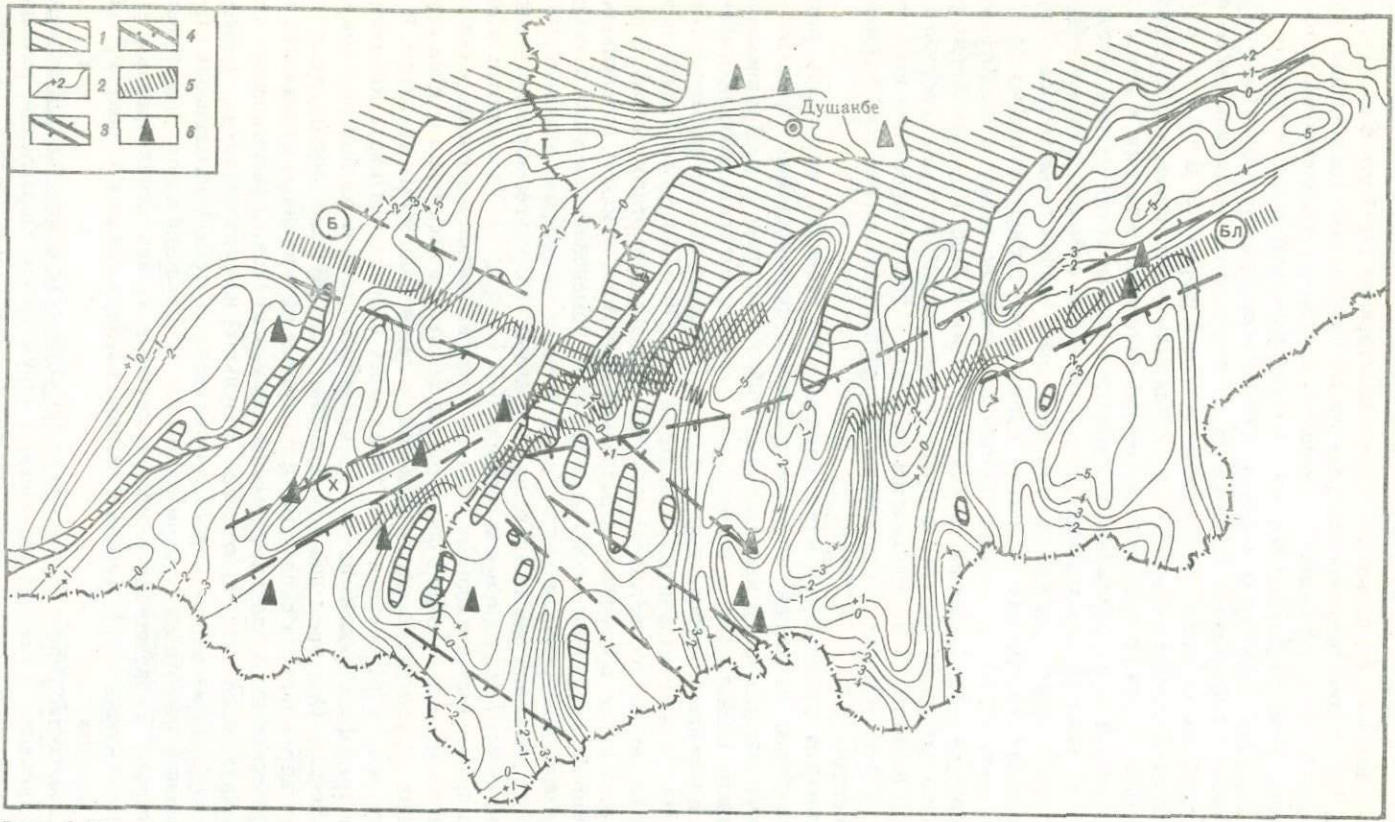
Р и с. 1. Карта топогенных движений Южно-Таджикской депрессии

1 – изоамплитуды топогенных движений, км: *2* – разрывы

современных ландшафтов. Такие движения именуются авторами топогенными – формирующими местность. В наиболее полном виде их характеризуют деформации ложа покровной серии отложений, принятого нами в качестве опорного горизонта для построения карты топогенных движений (рис. 1). Карта построена в изолиниях сечением через 500 м на основании геолого-геоморфологических профилей с увеличенным вертикальным масштабом, составленных вкрест простирания структур Южно-Таджикской депрессии. Выделению искомой поверхности предшествовало составление карты четвертичных отложений на основании космических снимков с привлечением материалов геологических съемок и данных бурения, а также результатов многолетнего полевого изучения реальной структуры верхнеплиоценово-среднеплейстоценовых отложений. Закартированные деформации Д, очевидно, отражают лишь вертикальную составляющую тектонических движений и выражаются общей формулой Д = А + Б + В, где А – движения промежуточной стадии, Б – движения вахшского орогенеза и В – движения заключительной стадии. В пределах внутренних поднятий движения А привели к накоплению покровной серии отложений мощностью в первые сотни метров, а результатом движений В явилось образование террасовой серии отложений, приуроченной к эрозионному врезу, амплитуда которого не превышает первой сотни метров. Следовательно, в пределах внутренних поднятий картируется преимущественно эффект вахшского орогенеза (Д-Б), поскольку противоположные по знаку и соизмеримые по амплитуде движения А и Б взаимно компенсируются. На большей части территории внутренних впадин вахшский орогенез не привел к формированию горных сооружений, а незначительное поднятие В не выражается на карте в принятом сечении изолиний. Следовательно, в этих районах картируется эффект дифференцированных движений промежуточной стадии Д-А.

Таким образом, на составленной карте показаны, по существу, амплитуды разновозрастных топогенных движений, которые привели к формированию основных типов современного ландшафта. В пределах поднятий это мощные и кратковременные движения позднего плейстоцена, а во впадинах – конседиментационное прогибание позднеплиоценово-среднеплейстоценового возраста. Обращает на себя внимание также и геометрический рисунок изолиний. На большей части Юго-Западного Таджикистана он практически полностью соответствует линейной складчатости этого региона. В то же время на северо-востоке последнего параллельно с резким усилием интенсивности поднятия изолинии приобретают мозаичный облик. С изменением рисунка совпадает резкий скачок средней величины поднятия, вычисленного как среднее значение амплитуд тектонических движений для каждого из поперечных геолого-геоморфологических профилей и показанного на продольном профиле I–II (см. рис. 1). Упомянутый скачок территориально приближается к одному из поперечных поднятий, выделенных О.К. Чедия [8, 10]. На продольном профиле фиксируется также еще несколько слабых ступеней, не нашедших достаточно четкого отражения на карте топогенных движений. В целях более уверенного картирования этих аномальных направлений карта топогенных движений была трансформирована на карту зеркала складчатости по подошве покровной серии отложений. Одновременно на основании существующих структурных карт была составлена карта зеркала складчатости по кровле палеогеновых отложений, усиливающая графическое выражение деформаций, секущих основное направление складчатости и проявившихся как суммарный результат неотектонических движений (рис. 2). На составленных картах хорошо выражаются системы диагональных структурных направлений широтного, северо-восточного и северо-западного направлений, секущие простирание складчатости. Наиболее крупные из них зафиксированы нами ранее по другим признакам [5], а часть отчетливо картируется на космических снимках в виде линеаментов.

Таким образом, составленные карты зеркала складчатости полностью подтверждают вывод о существовании в регионе аномальных структурных направлений, развивающихся на фоне субмеридионально ориентированной структуры депрессии [5]. Некоторые из них подстилаются структурными ступенями в наиболее поднятых участках



Р и с. 2. Карта зеркала складчатости кровли палеогеновых отложений в Южно-Таджикской депрессии

1 – территории, размытые глубже палеоценовых отложений; *2* – изогипсы зеркала складчатости, км; *3* – валообразные поднятия; *4* – структурные ступени и впадины (штирх направлен в сторону опущенного крыла); *5* – диагональные линеаменты, зафиксированные на космических снимках; *6* – месторождения нефти и газа; диагональные поднятия: Б – Байсунское, БЛ – Больджуанское, Х – Хаудагский вал

депрессии либо непосредственно продолжают ступени консолидированного фундамента обрамления. Последнее обстоятельство позволяет допустить возможность интерференции разноориентированных складчатых деформаций чехла над параградными разрывами фундамента и связать с этим явлением формирование валов, ориентированных диагонально по отношению к складчатой структуре, как частный случай пересекающейся складчатости [13]. Сопоставление географического расположения валообразных поднятий и известных месторождений нефти и газа свидетельствует о том, что между ними существует достаточно очевидная территориальная связь. Следовательно, наиболее благоприятные условия концентрации углеводородов могли связаться с участками пересечения линейных антиклиналей диагональными или поперечными поднятиями. Очевидно соответствие диагональных нарушений чехла параградным разломам в фундаменте [14] позволяют полагать, что сделанное заключение окажется справедливым и по отношению ко всей мощности осадочного чехла. Тем самым выделенные валы и ступени могут рассматриваться в качестве перспективных территорий и в самых глубоких горизонтах нефтегазоносных отложений, глубинная структура которых до настоящего времени не поддается расшифровке. Принципиально возможным является также сейсмогенный характер установленных структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Лозиев В.П.* Об антропогеновых отложениях в междуречье Вахша и Кафирнигана. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972, с. 123. (Тр. Тадж. отд. ВНИГНИ; Вып. 133).
2. *Лазаренко А.А.* Лёссовая формация Таджикской депрессии. – В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с. 88.
3. Путеводитель экскурсий. – В кн.: Международный симпозиум по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977, с. 51.
4. *Захаров С.А.* О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. – В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 3.
5. *Лозиев В.П.* К проблеме происхождения деформаций в чехле Южно-Таджикской депрессии. – Геотектоника, 1975, № 4, с. 54.
6. *Лозиев В.П.* К вопросу об истории развития структуры и рельефа Южно-Таджикской депрессии в антропогене. – В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973, с. 115.
7. *Лозиев В.П.* Структурная характеристика верхнеплиоценово-среднеплейстоценовых накоплений в Юго-Западном Таджикистане. – В кн.: Международный симпозиум по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". М.: Наука, 1977, с. 11.
8. *Чедия О.К.* История геологического развития территории Таджикистана в кайнозое. – В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Полиграфкомбинат, 1962, с. 283.
9. *Бельский В.А., Лозиев В.П.* Структурная характеристика верхнеплиоценово-четвертичных отложений Юго-Западного Таджикистана. – В кн.: Инженерно-геологические условия и особенности природных условий Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1978, с. 71.
10. *Попов В.И.* Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1954, с. 524.
11. *Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972, с. 224.
12. *Лозиев В.П.* Тектонические критерии и перспективы нефтегазоносности Афгано-Таджикского бассейна. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 45. (Тр. Тадж. отд. ВНИГНИ; Вып. 183).
13. *Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф.* Пересекающаяся складчатость. М.: Недра, 1974, с. 117.
14. *Бабаев А.Г., Лебзин Е.В.* Структура мезозойско-кайнозойских отложений равнинных пространств западного Узбекистана и история ее формирования. – В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965, с. 265.

ЧАСТЬ VIII

ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

УДК 551.12 + 551.240

С.А. Захаров

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗЕМЛИ И ИСТОКИ ТЕКТОГЕНЕЗА

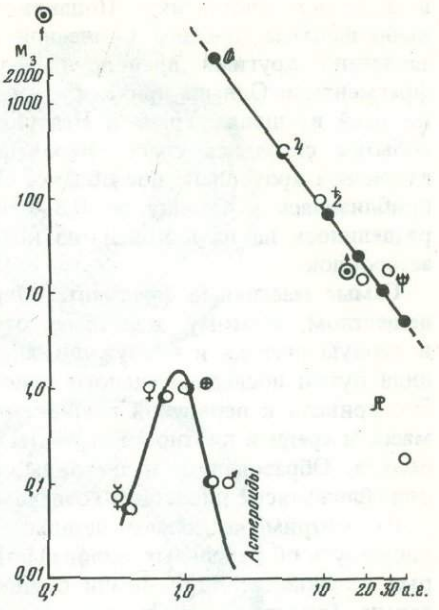
Расширение круга проблем, связанных с тектоническим развитием Средиземноморского (Тетического) пояса, в частности области Памирского скучивания, привело к необходимости пересмотра существующих представлений о происхождении и самых общих закономерностях эволюции Земли как планеты. Эта обширная проблема включает большой круг вопросов и не может быть достаточно полно обсуждена в краткой статье. Нам придется ограничиться конспективным изложением важнейших аспектов проблемы и основных выводов. Кроме того, полагаем, что интересующиеся проблемой достаточно хорошо знакомы с соответствующей литературой и здесь нет нужды ни ссылаться на публикации, ни повторять тривиальные истины.

Из гипотез о происхождении Солнечной системы выбрана небулярная, наиболее обоснованная и принятая сейчас большинством. Согласно этой гипотезе Солнечная система образовалась из первичной газово-пылевой туманности. Но и модификации небулярной гипотезы не разрешают многих трудностей, из которых главными являются пять. Две, касающиеся распределения момента количества движения между телами системы и прямого вращения планет, относятся к компетенции небесной механики, и этих особенностей Солнечной Системы мы касаться не будем. Остальные же три "затруднения", как оказалось, содержат ценную информацию, помогающую решить рассматриваемую проблему. К ним относятся: различия между планетами внешней и внутренней групп; чрезвычайно разнообразный состав малых тел системы (метеоритов, астериодов); неравновесное (гетерогенное и сферически несимметричное) строение внутренних планет.

Различия между внутренними (группы Земли) и внешними (группы Юпитера) планетами достаточно хорошо известны. Мы рассмотрим лишь одно из них, обычно либо упускаемое из виду, либо трактуемое как совершенно неинформативное. Это – различие в соотношениях масс планет и их расстояний (имеются в виду расстояния до Солнца, т.е. средние радиусы орбит).

После открытия Нептуна выяснилось, что "правило" Боде–Тициуса, действительное для внутренних планет, неприложимо ко всей планетной системе. Для планет группы Юпитера О.Ю. Шмидтом эмпирически была установлена другая закономерность: $\sqrt{R} = 1{,}28 + n$, где R – радиус орбиты в астрономических единицах (а.е. $\approx 150 \cdot 10^6$ км), n – номер планеты, считая Юпитер первой. Воспользовавшись "правилом" Шмидта, нетрудно найти четкую закономерность в соотношениях масс–расстояний для внешних планет. Она выражается простой зависимостью $M \cdot R^2 = K$, где M – масса планеты в земных массах ($M_з \approx 6 \cdot 10^{27}$ г), постоянная K приблизительно равна $8 \cdot 10^3$. На графике (рис. 1), где массы и расстояния отложены в логарифмическом масштабе, соотношения между этими величинами аппроксимируются прямой линией (правая часть верхней кривой). Если продолжить эту линию влево, она пройдет через Солнце.

Найденная зависимость позволяет сделать два важных вывода. Во-первых, поскольку Солнце и планеты группы Юпитера связаны единой закономерностью, можно с достаточным основанием считать, что эти тела являются образованиями одной генерации.



Р и с. 1. Соотношение планетных масс и расстояний
Черными пунсонами показаны расчетные величины, белыми – наблюденные; монограммой из букв O и L – обозначен Олимп, M_3 – масса Земли. Остальные обозначения соответствуют общепринятым

Следовательно, принимая, что Солнце родилось непосредственно из газо-пылевого протооблака, мы можем полагать, что и внешние планеты возникли тем же путем и притом одновременно с Солнцем. Во-вторых, в ряду расстояний явно недостает "нулевой" планеты, если считать Юпитер первой. Ее расстояние от Солнца должно равняться 1,64 а.е., а масса – примерно 3 10^3 M_3. Условимся гипотетическую недостающую планету называть Олимпом и обозначать ее индексом-монограммой из букв O и *L* (см. рис. 1). Еще более близкой к Солнцу планеты образоваться не могло, поскольку она обладала бы массой уже не планеты, а звезды и радиус ее орбиты был бы так мал, что она слилась бы с Солнцем.

Соотношения масс – расстояний для планет внутренней группы имеют совершенно иной характер (нижняя кривая на рис. 1). Так как Солнце не подчиняется закономерности, связывающей эти соотношения, а система внутренних планет не могла образоваться без центральной звезды, планеты и другие тела группы Земли, вплоть до составляющих пояс астероидов, следует объединить в систему тел второй генерации. Солнце и планеты первой генерации должны были вычерпать вещество протооблака. Поэтому логично предположить, что материал для построения планет второй генерации является остатком когда-то существовавшего и позднее взорвавшегося Олимпа. Такая гипотеза разрешает два других затруднения, связанные с разными вариантами небулярной гипотезы, и даже опирается на них.

Возникают два вопроса: о возможной природе Олимпа и причинах его разрушения. Энергия аккреции Олимпа была очень велика, поэтому он должен был быть горячим. В условиях громадного тяготения планета довольно быстро расслоилась на ядро и ряд оболочек. Сопоставляя данные о составе межзвездных туманностей и метеоритов, выпадающих на Землю, и зная массу Олимпа, можно предположить его модель: ядро было окружено железной, железокаменной и несколькими каменными оболочками. Из последних наибольшей мощностью и массой (более 10^{30} г) обладала оболочка, сложенная веществом, по составу близким к гипербазитам. Выше располагались тонкие оболочки, образованные основными породами и породами в общем среднего состава (сиалем). Вероятно, была и мощная плотная атмосфера.

Минимальные известные массы звезд примерно равны 0,01 массы Солнца, или $(3{,}3–3{,}5) \cdot 10^3$ M_3. Наибольшим темным телом предположительно является спутник звезды ξ Эридана. Масса его около $2 \cdot 10^3 M_3$. Небесные тела с промежуточными массами неизвестны. Скорее всего, они не существуют. Это обусловлено тем, что звезды могут свободно отдавать избыток генерируемой энергии излучением, у планет же этому препятствует твердая слабопроницаемая оболочка. Поскольку количество энергии небесных тел зависит от их массы (для звезд это установлено, для планет предполагается с достаточным основанием), должна существовать критическая масса около $2{,}5 \cdot 10^3 M_3$, набрав которую в процессе формирования планета должна разрушиться. Вероятно, это и произошло с Олимпом.

Взрывом осколки Олимпа были разбросаны во все стороны, но преимущественно

в плоскости эклиптики. Подавляющая часть их упала на Солнце, а также была выброшена за пределы Солнечной системы. Некоторое количество обломков было захвачено другими планетами. Можно предполагать, что столкновения планет с фрагментами Олимпа привели к ненормальностям масс, радиусов орбит и ориентировки осей вращения Урана и Нептуна. На более массивных Юпитере и Сатурне такие события сказались слабо. Вероятно, менее 0,2% осколков образовали кольцевое вторичное протопланетное облако. Осевая часть его вследствие соударений обломков приблизилась к Солнцу до 0,8–0,9 а.е. Действием тяготения Юпитера протооблако разделилось на пять колец, из которых возникли планеты земной группы и пояс астероидов.

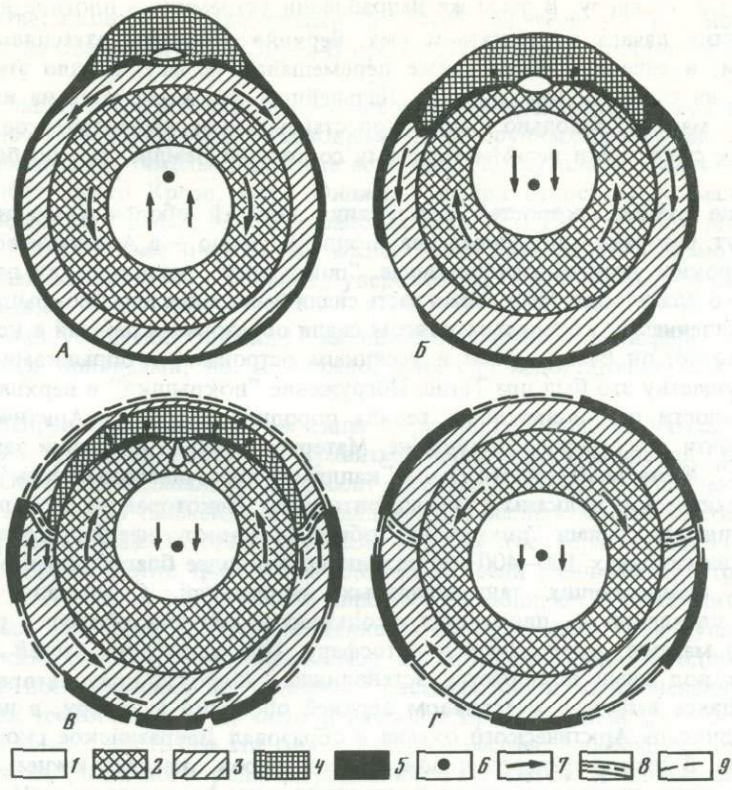
Самые массивные фрагменты Олимпа были сложены наиболее вязким и плотным веществом, поэтому железные, отчасти каменно-железные обломки объединялись в первую очередь и послужили зародышами планет. Дальнейшая аккреция происходила путем последовательного присоединения более легких и менее плотных частиц. Это привело к первичной грубой расслоенности формирующихся планет. Меньшие по массе и средней плотности агрегаты также могли стать ядрами аккумуляции вещества облака. Образовались планетоиды, становившиеся спутниками планет. Со временем они сближались с планетами-хозяевами, падали на них и входили в их состав.

Рассмотрим несколько детальнее происхождение Земли. Предварительно нужно упомянуть об отдельных малоизвестных и спорных особенностях структуры и некоторых ее свойств. Ядро Земли смещено относительно центра планеты в сторону юго-запада Тихого океана на значительное расстояние. О нижней мантии следует лишь напомнить, что, несмотря на большую "мгновенную" вязкость слагающего ее вещества, высокая температура и длительность напряжений обеспечивают пластичность и даже ползучесть его. Латеральные неоднородности в нижней мантии достаточно надежно не установлены. В средней мантии выявлены такие неоднородности. Центры тяжести разных по плотности масс, создающих наиболее крупные гравитационные аномалии, расположены на глубинах 700–900 км, иногда несколько выше, т.е. в пределах именно средней мантии.

Астеносфера в настоящее время представляется не как целостная геосфера, а лишь как нижняя часть верхней мантии, в которой имеются протяженные астенолинзы. Под подвижными поясами лабильность астеносферы хорошо выражена, нередко наблюдается по нескольку астенолинз одна над другой. Под кратонами астеносфера часто вырождена. Характер астеносферы под океанами не ясен, но наличие ее там несомненно. Плотность верхней мантии под океанами больше, чем под континентами. Кстати, это говорит против предположения о сиале как о выплавках из однородной мантии. Основание кратонов и срединных массивов большей частью сложено породами не основного состава, как представлялось ранее, а метаморфизованным сиалем.

Ряд особенностей срединно-океанических хребтов и "третьего" слоя океанической коры указывают, что спрединг происходит в условиях растяжения, а не сжатия коры, как было бы при расталкивании литосферных плит или растаскивании их конвекционными течениями астеносферы. По особенностям геофизических полей и рельефа дна Тихий и Арктический океаны отличаются от других океанов, в частности, большей древностью. Судя же по ширине шельфов, Арктический океан еще много старше, чем Тихий.

Если бы Земля была первично однородна, ее расслоение потребовало бы гораздо большего срока, чем время существования планеты. Крупные латеральные неоднородности геосфер также подтверждают первичную гетерогенность Земли. Главным источником энергии Земли явилось аккреционное тепло, аккумулированное на начальном этапе формирования планеты. Природа аккумулятора неизвестна. Можно предполагать, что им явился нуклеосинтез. Последующий распад ядер обеспечивал постепенную отдачу энергии на протяжении существования Земли. Совместное рассмотрение современной структуры Земли, тектонических процессов, имеющихся данных о прошлых состояниях планеты и приведенных выше соображений приводит к выводу, что эволю-



Р и с. 2. Результат падения большого планетоида на Землю

А–Г – стадии; *1* – ядро; *2* – нижняя мантия; *3* – верхняя оболочка; *4* – оболочка планетоида; *5* – сиаль; *6* – центр тяжести; *7* – направление течения масс; *8* – тектоноферы; *9* – поверхность океана; масштабы не выдержаны

ция Земли, кроме силы тяжести и запаса внутренней энергии, была обусловлена крупными первичными неоднородностями. Без этого последнего фактора Земля довольно быстро пришла бы к состоянию сферического равновесия и превратилась бы в тектонически "мертвую" планету.

Конкретизируя возможные первоначальные истоки тектогенеза, их можно представить в следующем генерализованном виде. Кроме собственного облака захваченных астероидов и мелких частиц, у Земли было три крупных сателлита с конечными массами $(3–0{,}7) \cdot 10^{26}$ г. Назовем их для удобства Луна-I, Луна-II и Луна-III. Поскольку массы их были большими, соизмеримыми с массой Земли и гравитационные возмущения орбит спутников также были велики, две из этих лун сближались с Землей. Этому способствовали и столкновения с многочисленными в то время спутниками-астероидами. В конце концов, эти две луны упали на Землю. Время падения Луны-I с массой около $3 \cdot 10^{26}$ г установить сейчас трудно. Скорее всего, это произошло $3{,}7 \cdot 10^{9}$ лет назад. т.е. примерно на рубеже катархея и архея. Место падения планетоида соответствует Арктической области.

Модель изменений Земли, которые вызвало падение планетоида, схематически изображена на рис. 2. Предполагается, что мантия Луны-I имела плотность около 4,5 г/см^2, *среднюю между плотностями нижней мантии и верхней оболочки* (т.е. средней и верхней мантии вместе) Земли. Второе предположение, которое необходимо ввести, то, что планетоид благодаря вязкости своей оболочки и большой массе не был разорван в зоне Роша, а достиг поверхности Земли в виде компактного тела. В результате падения планетоида центр тяжести Земли переместился в сторону избыточ-

ной массы, т.е. к северу. В этом же направлении устремилось плотное ядро. Горячая нижняя мантия начала перетекать к югу. Верхняя оболочка, оттесняемая упавшим планетоидом, в северной части также перемещалась к югу. Начало этих процессов изображено на схеме *А* (см. рис. 2). Дальнейшая эволюция понятна из схем *Б–Г*. Перетоки в мантии довольно быстро восстанавливали изостатическое равновесие, приводили к сферически несимметричному состоянию Земли, гораздо более устойчивому.

Вследствие разных скоростей перетекания верхней оболочки сиалический слой был растянут, разорван и образовал два скопления: одно – в Антарктической области, другое, широким поясом окаймлявшее "покрышку", возникло из расползшегося тела бывшего планетоида. Небольшая часть сиаля была задавлена "покрышкой". Между южным скоплением и кольцевым поясом сиаля образовался первый в истории Земли океан. Вероятно, он был мелким и усеянным островами – обрывками сиалической коры. По существу это был пра-Тетис. Погружение "покрышки" в верхнюю оболочку, а ее поверхности под поверхность геоида породило второй – Арктический океан, занявший почти все северное полушарие. Материал верхней оболочки затекал поверх "покрышки". Часть задавленного сиаля "каплями" просачивалась сквозь "покрышку", образуя океанические вулканы и микроконтиненты. Некоторая же часть погруженного сиаля, оттесняемая краями "покрышки", образовала вокруг нее бордюр тектоноферов.

Позднее на глубинах 100–400 км возникают наиболее благоприятные условия для разрешения скалывающих тангенциальных напряжений. Скалывание реализуется вследствие плавления на плоскостях скольжения. Верхняя оболочка расслаивается на среднюю мантию, астеносферу и литосферу. При движениях частей литосферы в астеносфере под ними появляются астенолинзы. Широкий приэкваториальный пояс сиаля, смещаясь вместе с материалом верхней оболочки к северу, в несколько раз уменьшил площадь Арктического океана и образовал Лавразийское скопление сиалических масс. В начале фанерозоя пояс тектоноферов оказался южнее сиалического пояса и по краю последнего начал последовательно формироваться Перитетический ансамбль подвижных поясов (см. рис. 2, *Г*). Этот процесс определялся взаимодействием (по схеме зонного тектогенеза) актов, происходящих в тектоноферах, с перемешающейся океанической литосферой.

Южное скучивание сиаля, Гондвана, было разорвано. Части Гондваны, кроме Антарктиды, двигались к северу, сужая, а позднее и уничтожая пра-Тетис. Фрагменты Гондваны – Южно-Американский, Африканский, Индийский, Австралийский кратоны – в своем смещении к северу отходили друг от друга. Между ними формировалось расширяющееся дно молодых океанов (спрединг). Между Антарктидой и другими частями Гондваны также развивался молодой Южный (Антарктический) океан.

Луна-II, обладавшая массой порядка $2 \cdot 10^{26}$ г, упала в области Тихого океана. Можно предполагать, что в момент падения планетоид летел на юго-запад. Время падения его, судя по широкому распространению и интенсивным проявлениям кеноранской эпохи диастрофизма, а также по данным о перерыве в развитии жизни, датируется 2,7 млрд. лет назад. Результат этого события был аналогичен последствиям падения Луны-I, но с поправками на меньшую массу Луны-II, далеко зашедшее остывание Земли, а главное, на результаты более раннего падения первого спутника.

Взаимодействие с "покрышкой", образованной Луной-I, было довольно сложным. Упомянем лишь о главнейших следствиях. Сплошной ранее пояс тектоноферов был уничтожен в пределах всего Тихого океана. Разделилась Лавразия в районе Берингова пролива. Юго-восточный угол Азии был оттеснен к юго-западу. Впоследствии здесь слились два пояса тектоноферов, создавших Перитетический и Перипацифический ансамбли подвижных поясов; другим местом их соприкосновения стал запад Карибского региона. Сложное перемещение испытал Австралийский кратон. Атлантический океан (генетически – аналог Южного) расколол Лавразию, отделив Северную Америку и Гренландию от Европы. Разумеется, эти и другие выводы, касающиеся перемещений частей литосферы, являются в значительной мере умозрительными. Однако они в боль-

шинстве подтверждаются независимыми палеогеографическими реконструкциями. После падения на Землю Луны-I и Луны-II орбита Луны-III, т.е. собственно Луны, стала стационарной.

Падения больших астероидов, происшедшие в раннем докембрии, не оставили четких следов. Можно лишь предполагать, основываясь на крупных гравитационных аномалиях, что относительно тяжелые, плотные астероиды погрузились в мантию в районах Китового хребта, плато Крозе, моря Фиджи. Падения относительно мало плотных астероидов, возможно, имели место в районах о-ва Шри Ланка, плато Мидуэй, близ Калифорнии, юго-восточнее о-ва Пасхи, южнее плато Риу-Гранди. Однако достаточно достоверных данных пока нет. Еще менее уверенно такие районы выделяются в пределах континентов.

Еще один вид усложений вносило "западное отставание" литосферы. Чаще всего оно объясняется приливами, но, возможно, этих сил недостаточно, чтобы сместить литосферу.

В том же направлении действуют и силы кориолиса, обычно неучитываемые. Хотя Земля и была первично расслоена, гравитационная дифференциация, несомненно, сказывается. Особенно большой вклад вносит погружение обеих "покрышек". Сохранение момента количества движения опускающимися и всплывающими массами должно вести к ускорению вращения более глубоких геосфер и к торможению верхних. Эти движения литосферы могли быть очень сложными, если менялась пространственная ориентировка оси вращения Земли, что, впрочем, установленным пока считать нельзя.

Предлагаемая вниманию концепция является альтернативой как существующим космогоническим гипотезам, базирующимся на предположении об одновременном формировании всех крупных тел Солнечной системы, так и многочисленным гипотезам об истоках тектогенеза, в их числе и наиболее прогрессивной для последних лет гипотезе о тектонике плит. Все эти гипотезы, даже рассматриваемые по отдельности, наталкиваются на различного рода затруднения. Разумеется, и изложенная система заключений не избегает некоторых трудностей и требует дальнейшей разработки. Но представляется, что противоречий в ней значительно меньше, чем в любой другой комбинации космогонических и эволюционно-тектонических гипотез.

УДК 551.263 (235.211 + 235.243)

С.В. Руженцев, В.А. Швольман,
Б.Р. Пашков, И.И. Поспелов

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ПАМИРО-ГИМАЛАЙСКОГО СЕКТОРА АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

На территории центральноазиатской части Альпийского пояса обычно выделяются варисские, мезозойские и альпийские структурно-формационные зоны, закономерно омолаживающиеся с севера на юг. Варисциды охватывают территорию Западного Гиндукуша, Северного Памира и Куньлуня, киммериды – Центрального Афганистана, Центрального и Южного Памира, Агыл-Каракорума и Трансгималаев, альпиды – Сулейман-Киртарских гор, Кохистана и Гималаев. Альпийские движения существенно переработали варисские и мезозойские дислокации, обусловив крайне высокую степень их сжатия. В результате здесь в виде серии мегачешуй оказался спрессованным пестрый набор различных по возрасту и составу комплексов. В принципе могут быть выделены три типа таких комплексов: 1) миогеосинклинальные, или субплатформенные, комплексы, сформировавшиеся на относительно приподнятом сиалическом основании краев континентов и микроконтинентов (преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения умеренной мощности); 2) миктогеосинклинальные, по терминологии Ю.М. Пущаровского, комплексы, образовавшиеся на раздробленном

и утоненном сиалическом слое (мощные, преимущественно терригенные, часто флишоидные серии с эффузивами); 3) эвгеосинклинальные комплексы, включая офиолиты, возникшие на коре океанического или субокеанического типа. Последние обычно образует узкие, тянущиеся на сотни и тысячи километров швы (сутуры). Внутренняя структура их отличается максимальной сложностью и напряженностью, свидетельствуя о многократном сокращении первоначальной ширины Альпийского пояса.

Полевые исследования, выполненные авторами в Западном Гиндукуше, на Памире и в Северо-Западных Гималаях, а также анализ новейших публикаций показывают, что процессы деструкции континентальной коры и новообразования океанических бассейнов в Памиро-Гималайском регионе возобновлялись неоднократно. Эти процессы привели к возникновению варисской, киммерийской и альпийской складчатых систем, рассмотренных ниже.

Варисская складчатая система (палео-Тетис) лучше изучена на Северном Памире, где включает следующие зоны [1]: Дарваз-Заалайскую, Белеулинскую, Курговатскую, Караджилгинскую, Зулумартскую, Акджилгинскую и Дарваз-Сарыкольскую (рисунок). Первые две зоны соответствуют Калайхумбской и Висхарвской подзонам С.В. Руженцева [2].

В низах разреза геосинклинального комплекса Дарваз-Заалайской зоны вскрыта толща спилитов и глинистых сланцев (визе), формировавшаяся на меланократовом, в настоящее время интенсивно тектонизированном (серпентинитовый меланж) основании. Выше залегают находящиеся в сложных пространственных соотношениях базальты, андезиты, дациты, липариты, их туфы, вулкано-терригенные породы и известняки (верхи визейского – низы серпуховского ярусов), переходящие вверх по разрезу в песчано-сланцевую серию с горизонтами олистостром (верхи серпуховского – низы башкирского? ярусов). Указанные отложения в среднекаменноугольное время были тектонически перекрыты песчаниками и известняками венда?–девона, шарьированными с юга. Корни покровов расположены на территории смежной Белеулинской зоны [2]. Неоавтохтонный чехол в Дарваз-Заалайской зоне представлен мощной толщей карбонатно-терригенных пород среднего карбона–перми.

В Белеулинской зоне известен следующий разрез [3]. В основании его залегает толща песчаников и филлитов (венд?–ордовик), выше которых расположены известняки (силур–девон). Девонские слои трансгрессивно перекрыты контрастно дифференцированной существенно натровой базальт-липаритовой серией (фамен–раннее турне), тектонически прослоенной гипербазитами и прорванной нижнекаменноугольными плагиогранитами (обихумбоуский комплекс). На вулканитах согласно залегают позднетурнейские–визейские известняки девлоханской свиты, за которыми следует песчано-сланцевые и туфогенные породы обихарекской свиты (серпуховский ярус нижнего карбона–пермь).

Курговатская зона представляет собой блок раннепротерозойских метаморфических пород, интрудированный протерозойскими гранитоидами и перекрытый сорванным чехлом средне-верхнекаменноугольных (мраморизованные известняки) и нижнепермских (кристаллические сланцы) отложений [4].

Меланократовое основание в Караджилгинской зоне сложено габброидами и плагиогранитами, содержащими просечки гарцбургитов [4]. Выше прослеживается [3, 5] мощная толща натровых щелочноземельных базальтоидов (карачимская свита, визе), на которой с размывом залегают карбонатно-терригенные отложения западнокараджилгинской свиты (серпуховский – московский ярусы). В разрезе вышележащих пермских отложений доминируют рифогенные известняки. Пермские породы прорваны крупными телами раннемезозойских калиевых гранитоидов. На этом основании допускается [4] пододвигание сиалического основания под эвгеосинклинальные серии с последующей мобилизацией его пород.

Геосинклинальный комплекс Зулумартской зоны образуют кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и их туфы, перемежающиеся с рассланцованными плагиогранит-

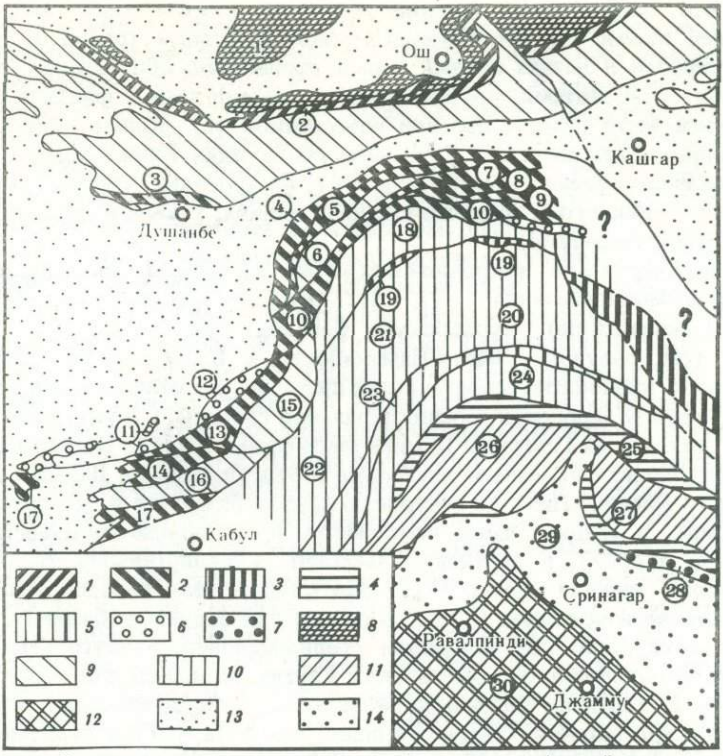


Схема тектонической зональности центральноазиатского сектора Альпийского складчатого пояса

Реликты прогибов с корой океанического и субокеанического типа: *1* – прото-Тетиса, *2* – палео-Тетиса, *3* – мезо-Тетиса, *4* – нео-Тетиса, *5* – неясной тектонической позиции; реликты перикратонных прогибов: *6* – палео-Тетиса, *7* – нео-Тетиса; сиалические блоки: *8* – Евразиатский палеоконтинент, *9* – микроконтиненты палео-Тетиса, *10* – то же, мезо-Тетиса, *11* – то же, нео-Тетиса, *12* – Индостанская платформа; *13* – мезо-кайнозойский чехол Туранской и Таримской плит; *14* – покровно-складчатые сооружения северной окраины Индостанской платформы; тектонические зоны: 1 – Северо-Нуратинская; 2 – Южно-Ферганская; 3 – Южно-Гиссарская; 4 – Дарваз-Заалайская; 5 – Белеулинская; 6 – Курговатская; 7 – Караджилгинская; 8 – Зулумартская; 9 – Акджилгинская; 10 – Дарваз-Сарыкольская; 11 – Бандиамирская; 12 – Банги-Намакабская; 13 – Доший-ская (Джавайская); 14 – Сурхобская; 15 – Файзабадская; 16 – Западно-Гиндукушская; 17 – Бамианская; 18 – Центрального Памира; 19 – Рушано-Пшартская; 20–22 – Южно-Памирская: 20 – Юго-Восточный Памир, 21 – Юго-Западный Памир, 22 – Нуристан; 23 – Кунарская, 24 – Каракорумская; 25 – Шиокская; 26 – Ладакская; 27 – Индская (Сангелума, Сумдо); 28 – Тетисгималаев; 29 – Высоких и Низких Гималаев; 30 – Индостанская платформа

порфирами и плагиогранитами (сарыгунская толща А.Х. Кафарского). Выше, возможно, согласно (наблюдения Э.Я. Левена) залегают пермские отложения джингажирской толщи [3], представленные чередованием диабазов, андезито-базальтов, их лавовых брекчий и туфов, рифогенных известняков, песчаников и филлитов.

В Акджилгинской зоне геосинклинальный комплекс сложен субщелочными базальтоидами, основными туфами и туфобрекчиями, с которыми ассоциируют габбродиориты, гипербазиты и плагиограниты (материалы А.Х. Кафарского). В сложнопостроенной и слабо изученной полосе этих, визейских по возрасту, пород известны также выходы карбонатных и терригенных отложений верхней перми (федченковская свита).

Низы палеозойского разреза Дарваз-Сарыкольской зоны слагают терригенные отложения условно венда–ордовика, видимо подстилающие силурийско-девонские известняки. К низам нижнего карбона принадлежат рассланцованные базальтоиды и песчаники, подстилающие верхнетурнейские–среднекаменноугольные известняки

(материалы А.Х. Кафарского). Верхние горизонты разреза составляют обломочные породы нижней перми. На юге Дарваз-Сарыкольской зоны (район оз. Рангкуль) в отложениях карбона и начала нижней перми преобладала обломочная седиментация, представленная алевролитами, граувакковыми песчаниками и филлитами, включающими в верхней части разреза прослои известняков [6]. Кроме отмеченных пород, на востоке Дарваз-Сарыкольской зоны известны вулканогенно-осадочные отложения тузгуны-тереskейской серии (кембро-ордовик), построенные в низах чередующимися покровами лав основного и щелочно-кислого состава, главным образом диабазами, спилитами и трахилипаритами.

В Западном Гиндукуше покровно-складчатые варисциды объединяют следующие структурно-формационные зоны [7, 8]: Бандиамирскую, Банги-Намакабскую, Дошийскую (Джавайскую), Сурхобскую, Файзабадскую, Западно-Гиндукушскую и Бамианскую (см. рисунок). Банги-Намакабская и Бандиамирская зоны сложены преимущественно карбонатно-терригенными шельфовыми отложениями, маркирующими северную границу варисской геосинклинальной системы. Структурные и вещественные аналоги этих зон на Северном Памире неизвестны. Разрезы Дошийской и Бамианской зон определенно напоминают изученные в Белеулинской и Дарваз-Сарыкольской зонах Северного Памира. Низы их построены лавами базальтов и липаритов (контрастная ассоциация), в средней части повсеместно прослеживаются известняки (верхи турне?–средний карбон), в верхней – залегают вулканогенно-обломочные породы (средний карбон – нижняя пермь). Последние в Бамианской зоне несогласно подстилают верхнепермские известняки. Сурхобская зона с ее спилит-диабазовым комплексом в основании, несогласно подстилающим средне-верхнекаменноугольные известняки [8, 9], может быть условно отождествлена с Караджилгинской или Дарваз-Заалайской зоной Северного Памира. Файзабадская и Западно-Гиндукушская зоны, видимо, соответствуют Курговатской. Следует, однако, отметить, что при современной изученности Западного Гиндукуша такое сопоставление следует рассматривать как сугубо предварительное.

Тектоническая структура варисцид Западного Гиндукуша исследована в целом недостаточно. На Северном Памире установлены крупные варисские покровы [2], пояса напряженной изоклинальной складчатости, чешуйчатые зоны и т.д., формировавшиеся в условиях интенсивного горизонтального сжатия. К сожалению, детали структуры многих зон Северного Памира (особенно Караджилгинской, Зулумартской и Акджилгинской) сейчас неизвестны, что затрудняет проведение палинспастических реконструкций. Если предположить, что на Северном Памире и в прилегающих районах Афганистана не происходило вторичной перетасовки структурно-формационных комплексов, а только их сближение, то палеотектоническое развитие Северного Памира и Западного Гиндукуша может быть представлено в следующем виде. В начале палеозоя вследствие некоторого растяжения гранитно-метаморфического слоя образуются прогибы платформенного типа, в которых накапливаются сланцево-граувакковые толщи нижнего палеозоя и силурийско-девонские известняки. Вулканиты тузгуны-тереskейской серии намечают нижнепалеозойский эпизод дробления континентальной плиты.

Интерпретация палеотектонического значения и структурной эволюции возникших впоследствии структурно-формационных зон Северного Памира и Западного Гиндукуша во многом зависит от определения возраста и вещественного состава базальных вулканических серий. Исходя из приведенных выше материалов, можно заключить, что в фамене–раннем турне вследствие рифтинга континентальной плиты возникает прогиб субокеанического типа, в котором накапливаются лавы контрастного базальт-липаритового состава (Белеулинская и Дарваз-Сарыкольская зоны Северного Памира, Дошийская и Бамианская зоны Западного Гиндукуша). Южную границу прогиба маркируют каменноугольно-нижнепермские терригенные толщи, фрагментарно представленные в южной окраинной части Дарваз-Сарыкольской зоны, северную – карбонатно-терригенные отложения Бандиамирской и Банги-Намакабской зон. Скорее всего, они накапливались в области шельфа либо отчасти у подножия континентального склона.

В визейское время вследствие повторных расколов и раздвигов в центральной части рифтового пояса на вскрытом океаническом основании формируется недифференцированная серия базальтоидов (спилит-диабазовый комплекс), представленная в Караджилгинской и Акджилгинской зонах Северного Памира и Сурхобской зоне Западного Гиндукуша. На севере в это же время закладывается Дарваз-Заалайский океанический прогиб, для которого также предполагается рифтогенная природа [2]. В серпуховское время южнее этого прогиба возникает островная дуга, отмеченная базальт-андезит-дацит-липаритовым вулканизмом. Южнее дуги в Белеулинской зоне сохраняется остаточное краевое море, примыкающее к Курговатскому микроконтиненту. Возникновение островной дуги связывается нами с появлением субдуктивной зоны, вдоль которой океанические базальты Дарваз-Заалайской зоны пододвигались под венд?-девонские платформенные отложения Белеулинской зоны, а те, в свою очередь, под Курговатский континентальный блок. Последний был отделен от северной окраины Гондваны Караджилгинской и Акджилгинской структурно-формационными зонами, которые, по существу, являются фрагментами единой океанической структуры, сформировавшейся синхронно с Дарваз-Заалайским рифтом. Современная разобщенность этих зон обусловлена раннепермскими расколами и раскрытием наложенного Зулумартского рифта, в котором магматические процессы носили антидромный характер. Она начались с извержения кислых масс и завершились базальтоидными излияниями.

Киммерийская (мезозойская) складчатая система (мезо-Тетис) включает следующие зоны с севера на юг (см. рисунок): Центрального Памира, Рушанско-Пшартскую, Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, Кунарскую и Каракорумскую. Центральный Памир построен комплексом докембрийских, палеозойских и мезо-кайнозойских терригенно-карбонатных пород и характеризуется напряженной покровной структурой [10]. Юго-Западный Памир является выступом древнего сиалического основания, Юго-Восточный – обширным прогибом миогеосинклинального типа, заполненным терригенно-карбонатными толщами карбона–юры. Нуристанская зона по характеру вещественного выполнения во многом сходна с Юго-Восточным Памиром [8] и может рассматриваться в качестве его юго-западного продолжения. Центральная часть Каракорумской зоны занята Каракорумским батолитом, внедрившимся в неогене, к северу от которого распространены флишоидные терригенные серии ордовика–карбона и преимущественно карбонатные отложения перми–верхнего мела [11]. К югу от батолита обнажен комплекс значительно метаморфизованных карбонатно-терригенных пород условно карбона–палеогена [11], залегающий, видимо, непосредственно на докембрийском гранитно-метаморфическом основании.

Несколько особняком от отмеченных выше миогеосинклинальных зон и сиалических блоков стоит Кунарская зона, в пределах которой широко распространены базальтоиды, кислые вулканиты и их туфы условно нижнего карбона [8, 12]. Предполагается, что указанные породы несогласно залегают на известняках девона и перекрываются терригенно-карбонатными породами среднего–верхнего карбона или карбонатными отложениями пермо–триаса.

Мезозойские эвгеосинклинальные серии в рассматриваемом регионе имеют ограниченное распространение. По существу, они представлены только в Рушанско-Пшартской зоне, где на песчано-сланцевой толще карбона–нижней перми залегают базальты, кремни, известняки и песчаники верхней перми–среднего триаса. Эти породы подстилают мощную серию базальтов и диабазов верхнего триаса, за которой следует юрская толща граувакковых песчаников с олистолитами известняков, сменяющихся выше меловыми песчаниками [13]. Палинспастические реконструкции показали, что Рушанско-Пшартская зона представляет собой прогиб с корой океанического типа [14]. Его формирование связано с раздвигом континентальных блоков. Таким образом, в отличие от варисцид Северного Памира, где центров рифтинга было несколько, континентальная плита в пределах современных мезозоид испытала сравнительно слабое дробление. По сути, в мезозое только Центральный Памир был отделен от ее основного тела Рушанско-Пшартским рифтом.

Альпийская складчатая система (нео-Тетис) состоит из двух разнородных тектонических элементов: "сутуры Инда-Цангпо", включая зону Кохистана, на севере и покровно-складчатых сооружений Гималаев в составе Сивалика, Низких и Высоких Гималаев, а также Тетис-Гималаев на юге. "Сутура Инда-Цангпо" лучше изучена в Северо-Западных Гималаях, где включает Шиокскую и Индскую офиолитовые зоны, между которыми в Ладакской зоне размещается Ладакский гранитоидный батолит. В наименее исследованной Шиокской зоне обнажен гетерогенный комплекс вулканогенно-осадачных пород, в котором с севера на юг выделяются [15, 16]: шиокские офиолиты – гарцбургиты, пироксениты, габбро, базальты; "метаосадки Хальсар" – филлиты, ортокварциты, мраморы; эоцен-олигоценовые "вулканиты Карадунг" – риолиты, андезиты и их туфы, залегающие на Ладакском батолите.

В Ладакской зоне, помимо гранитоидов, распространены метаосадки группы Кароу (докембрий–палеозой?), а также молодые отложения Индской группы – мощная серия турбидитов верхнего мела–эоцена ("флиш Инда") и неогеновая толща грубообломочных пород ("Индская моласса"), трансгрессивно залегающая на гранитоидах [17]. Основная масса гранитоидов имеет доальб-сеноманский возраст [18].

Индская зона построена пестрым набором вулканогенно-осадочных пород, включающим меланжированные офиолиты ("группа Сангелума"). Офиолиты образуют узкие полосы, сложенные дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, диопсидитами, родингитами, габбро, диабазами, диоритами, реже плагиогранитами. Вулканогенно-осадочная серия характеризуется следующим разрезом [18]: орбитолиновые известняки альба–сеномана (формация Колси); базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, вулканомиктовые песчаники верхнего мела–эоцена (формация Драс); мощная флишоидная серия эоцена–миоцена (формации Ниндам и Шергол). Вулканиты Драс по своим петрохимическим особенностям [19, 20] являются островодужными образованиями (известково-щелочная серия, включая высокоглиноземистые толеиты). Для них предполагается вторичное (тектоническое) совмещение с офиолитами, так как вулканогенно-осадочные толщи, типичные для верхов офиолитовой ассоциации, из разреза выпадают [18, 21, 22]. Вместе с тем нельзя исключить, что островодужные образования формировались частично на меланократовном основании.

В структурном плане "сутура Инда-Цангпо" представляет собой систему выжатых клиньев. Особенно напряженными являются дислокации Шиокской и Индской зон. К югу от последней, в области развития миогеосинклинальных накоплений северной окраины Индостанской плиты, сохранились тектонические останцы, сложенные офиолитами. Крупнейшие из них – клиппы Спонгтанг и Амант-Ла, отстоящие к югу от корневой зоны на 60–80 км [23, 24].

Западным продолжением "сутуры Инда-Цангпо" служит зона Кохистан[1], где выделяются два тектонических элемента. На севере зоны, в бассейне р. Гилгит, широким распространением пользуются зеленосланцевые толщи мела, образованные в основном метабазальтами, среди которых встречаются прослои андезитов, риолитов, их туфов и терригенных пород. Выше залегает мел-палеогеновая толща известняков, сланцев и туфов среднего и кислого составов (группа Ясин). Полагают [25], что эти отложения выполняют обширный синклинорий, соответствующий зоне Шиока. Южнее расположена область преимущественного развития метаморфических пород. В основании разреза этой области залегают гарцбургиты, вебстериты, дуниты, клинопироксениты, выше которых прослеживаются гранулиты высоких давлений, сформировавшиеся при метаморфизме кумулятивного габбро [26–28]. Отмеченные породы слагают основание "Кохистанской островной дуги". Собственно островодужный разрез представлен толщей амфиболитов, прорванных диоритами и плагиогранитами. Выше залегают андезиты, дациты, риолиты, туфы, сланцы, песчаники и известняки (группа

[1] На схеме эта зона, расположенная юго-восточнее Кабула, ввиду недостаточной определенности границ не показана.

Дир). Возраст диоритов–позднемеловой, вулканитов Дир – эоценовый. Здесь же встречаются тела олигоцен-неогеновых гранитоидов.

Офиолиты зоны Кохистан слагают систему полого (30–40°) погружающихся к северу пластин, шарьированных к югу на флишоидные миогеосинклинальные серии Ламару и Намика-Ла (триас–палеоген) края Индостанской плиты минимум на 25–30 км. Эти серии маркируют заложенные в триасе нео-Тетиса [29] и в палеотектоническом смысле являются склоновыми образованиями, намечающими переход от шельфовых осадков Кашмира к отложениям, выполняющим Индский океанический прогиб.

Палеотектонический профиль альпид представляется нам в следующем виде. В северной части Индостанской плиты в триасе закладывается система прогибов нео-Тетиса. Предполагается рифтовая их природа [18, 29]. В Северо-Западных Гималаях процессы растяжения привели к вскрытию меланократового основания уже в середине мела. Южный Индский (Сангелума, Сумдо) прогиб соответствует основной части нео-Тетиса. Зона Ладак и ее аналоги в Кохистане представляют собой микроконтинент, на краю которого с середины мела возникает островодужный комплекс, генетически связанный с субдуктивной зоной. Вдоль нее происходило погружение к северу океанической коры нео-Тетиса. Соответственно зона Шиока рассматривается нами как новообразованное море, отделяющее Кохистано-Ладакскую островную дугу от мезозоид Евразии.

Анализ приведенных выше материалов показывает, что Тетису в Высокой Азии отвечает серия эвгеосинклинальных прогибов, сопряженных с зонами миогеосинклинального осадконакопления и микроконтинентами. В принципе выделяются следующие временные уровни заложения таких прогибов: позднедокембрийский – раннепалеозойский – прото-Тетис, которому в современной структуре отвечают Северо-Нуратинская и Южно-Ферганская зоны (см. рисунок); средне-верхнепалеозойский – палео-Тетис (Южно-Гиссарская, Дарваз-Заалайская, Караджилгинская, Зулумартская, Акджилгинская зоны и их аналоги в Западном Гиндукуше); позднепалеозойский–раннемезозойский – мезо-Тетис (Рушанско-Пшартская зона) и, наконец, меловой нео-Тетис (Шиокская и Индская зоны). Соответственно время отмирания этих прогибов и превращения их в покровно-складчатые сооружения с континентальной корой для прото- и палео-Тетиса – средний карбон–пермь, для мезо-Тетиса – ранний мел, для Нео-Тетиса – эоцен–неоген. В этом плане современный Индийский океан может рассматриваться как новейшая структура этого ряда, основное расширение которой началось в маастрихте [30].

Тектоническое развитие региона обычно связывается с двумя противоположными процессами, определившими структурно-вещественную эволюцию океана Тетис: сближением Евразиатской и Индостанской плит, с одной стороны, и формированием в теле этих плит новообразованных прогибов с корой океанического типа – с другой. Принципиальное значение при такой постановке вопроса имеет проблема границы указанных плит. Эта граница, по нашему мнению, не оставалась постоянной. Процесс дробления Гондваны во времени смещался к югу, вследствие чего вдоль северного края Индостана последовательно формировалась система океанических рифтогенных прогибов палео-, мезо- и нео-Тетиса, разделенных сиалическими блоками (микроконтинентами). Смещение в позднем палеозое процесса дробления Гондваны к югу обусловило закрытие палео-Тетиса и формирование на его месте варисцид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. В свою очередь, отмирание мезо-Тетиса явилось следствием раскрытия океанических структур нео-Тетиса. Наличие остатков юрской флоры гондванского типа к северу от нео-Тетиса [31] подтверждает тот факт, что последний возник внутри Индостанской плиты. Точно время заложения нео-Тетиса в Гималаях не установлено. Очевидно лишь, что он существовал уже в середине мела [18]; не исключено его появление в юре, когда вдоль северной периферии зоны Тетисгималаев накапливается мощная толща глубоководного флиша, рассматриваемого как склоно-

вые образования [29]. Размеры структур нео-Тетиса оцениваются различно. На основании палеомагнитных данных [30, 32, 33] предполагается значительная их ширина (до 2000 км). В то же время некоторые авторы [24, 29] считают, что нео-Тетис представлял собой сравнительно узкий (первые сотни километров) трог. Закрытие последнего связывается с субдуктивным процессом вдоль линии Загрос–Читрал–Инд [30, 34], начавшимся в маастрихте.

На основании сказанного общая схема развития Памиро-Гималайского сектора Альпийской геосинклинальной области сводится к следующему. На фоне общего сближения Евразиатской и Индостанской плит происходит в целом синхронное отмирание каждой северной геосинклинальной системы и заложение к югу от нее, в пределах Гондваны, новой. Закрытие каждой северной и более древней системы компенсируется раскрытием южной, более молодой. Иными словами, во времени происходит последовательная миграция к югу процесса дробления Гондваны и отделение от нее континентальных блоков. Блоки эти последовательно припаиваются к Евразии. Происходит, таким образом, постоянное наращивание Евразии за счет Гондваны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Kafarskiy A.Kh., Abdulah J.* Tectonic of north-east Afghanistan (Badakhshan, Wakhan, Nurestan) and relationship with the adjacent territories. – In: Geotettonica delle zone orogeniche del Kashmir Himalaya-Hindu Kush–Pamir. Roma, 1976, p. 87.
2. *Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.* Тектоника Калайхубо-Сауксайской зоны Северного Памира. – Геотектоника, 1977, № 4, с. 68.
3. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
4. *Чернер Э.С., Буданов В.И., Соколов В.А.* Проблемы тектоники Памира. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 190.
5. *Левен Э.Я., Кафарский А.Х.* О возрасте эффузивной и терригенной толщ Северного Памира. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 5, с. 115.
6. *Пыжьянов И.В., Кафарский А.Х.* О возрасте терригенных толщ Восточного Памира. – Докл. АН Тадж ССР, 1974, т. 17, № 9, с. 55.
7. *Пашков Б.Р.* Тектоническое развитие Внутреннего Афганистана в палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, Душанбе,, 1973. 52 с.
8. Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980, Кн. I. Геология. 535 с.
9. *Левен Э.Я., Пашков Б.Р., Мирзод С.Х.* Пермские отложения Афганистана. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50 (5), с. 8.
10. *Руженцев С.В.* Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 223).
11. *Desio A.* Geologic evolution of the Karakorum. – In: Geod. Pakistan. Quetta, 1979, p. 82.
12. *Чмырев В.М., Азими Н.А., Дронов В.И. и др.* Основные черты геологического строения Афганистана (стратиграфия). – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 29.
13. *Пашков Б.Р., Швольман В.А.* Рифтогенные окраины Тетиса на Памире. – Геотектоника, 1979, № 6, с. 42.
14. *Швольман В.А.* Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире. – Геотектоника, 1980, № 6, с. 72.
15. *Sharma K.K., Gupta K.R.* Some observations on the geology of the Indus and Shyok valleys between Leh and Panamik, district, Ladakh, Jammu and Kashmir, India. – Recent Researches Geol., 1978, vol. 6, p. 18.
16. *Thakur V.C.* Structural framework of Ladakh and its significance in the tectonic evolution of Himalaya. – 10 sem. Himalayan Geol. (abs.), Dehra Dun, 1979, p. 5.
17. *Mathur N.S., Pal D., Strivastava R.A. K.* Some of the biostratigraphic aspects of the Indus formation, Ladakh. – 9 sem. Him. Geol. (abs.), Dehra Dun, 1978, p. 103.
18. *Strikantia S.V., Razdan M.L.* The ophiolite-sedimentary belt of the Indus tectonic zone of the Ladakh, Himalaya. – In: Ophiolites, Cyprus, 1980, p. 430.
19. *Prasad U., Singh B., Venkatraman K., Ghosh D.B.* Petrochemical characteristics of basic and ultrabasic rocks of Dras area, "Indus ophiolite belt". Ladakh, India. – In: Ophiolites, Cyprus, 1980, p. 444.
20. *Shan S.K., Gergan J.T.* Geochemistry of Dras volcanics and its tectonic segnificance. – 9 sem. Himalayan Geol. (abs.) Dehra Dun, 1978, p. 100.
21. *Sharma K.K., Kumar S.* Contribution to the geology of Ladakh, NW Himalaya. – Himalayan Geol., 1978, vol. 8, pt. 1, p. 253.
22. *Varadarajan S., Vashis N.* Ophiolitic nature of Dras volcanics NW Himalayanand preliminary investigation. – 10 sem. Him. Geol. (abs.), Dehra Dun, 1979, p. 47.

23. *Fuchs G.* Traverse of Zanskar from the Indus to the valley of Kashmir. – Yahrbuch geol. Bundesanstalt, 1977, B. 120, N 2, p. 219.
24. *Gansser A.* The great suture zone betreen Himalaya and Tibet – a prelimanary account. – Eclog. geol. Himalaya, 1976, N 268, p. 181.
25. *Tahirkheli R.A.K.* Geotectonic evolution of Kohistan. – Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, vol. 2, N 1, p. 5.
26. *Jan M.Q.* Petrography of pyroxen granulites from Northern Swat and Kohistan. – Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, vol. 2, N 1, p. 69.
27. *Jan M.Q.* Petrography of the amphibolites of Swat and Kohistan. – Geol. Bull. Univ. Peshavar, 1979, vol. 2, N 1, p. 31.
28. *Tahirheli R.A.K., Mattauer M., Proust F., Tapponier P.* The India Eurasia suture in Nothern Pakistan: synthesys and interpretation of recent data at plate scale. In: Geok. Pakistan, Quetta, 1979, p. 123.
29. *Frank W., Gansser A., Trommsdorf V.* Geological observations in the Ladakh area (Himalayas): a prelimanary reaport. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1977, vol. 57, p. 89.
30. *Powell C. Mc A.* A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: some constrains from the Indian ocean. – In: Geod. Pakistan. Quetta, 1979, p. 5.
31. *Sharma K.K, Gupta K.R., Shan S.C.D.* Discovery of upper Gondvana plants, north of Indus suture zone, Ladakh, India. – Current. Sci., 1980, vol. 49, N 12, p. 470.
32. *Klootwijk Ch.* The drift of the India subcontinent: an interpretation of recent palaeomagnetic data. – Geol. Rundschau, 1976, Bd. 65, N 3, S. 885.
33. *Krumsiek K.* Zur Bewegung der Iranisch-Afghanistan Platte. – Geol. Rundschau, 1976, Bd. 65, N 3, S. 909.
34. *Stocklin J.* Northern Iran: Alborz mountains. – Geol. soc. London Spec. publ., 1974, N 4, p. 213.

УДК 551.24 (235.21)

В.И. Попов, В.Ю. Запрометов, Х. Чиникулов

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ АЛЬПИД ПАМИРСКОГО СЕКТОРА

Геологические исследования Памира начаты В.И. Поповым еще в 1927 г. в экспедициях Д.В. Наливкина [1], П.П. Чуенко [2], Д.В. Никитина [3–5] и др. С 1963 г. авторы проводят здесь формационные исследования с параллельным уточнением схемы структурно-формационного районирования Памира [5–10] и привлечением данных других исследователей (В.А. Николаева, А.П. Марковского, В.Н. Ренгартена, С.И. Клунникова, Б.П. Бархатова, В.И. Буданова, В.И. Дронова, Н.А. Беляевского, В.И. Синицына и др.). В этой статье авторы распространяют схему районирования и на смежные с Памиром, более южные районы альпид Памирского сектора, опираясь на работы в основном зарубежных геологов [11–21]. Их данные показывают, что Средиземноморский альпийский геосинклинальный пояс на юге включает хр. Трансгималайский (Кайласский) и северные склоны Гималаев, которые индийскими геологами относятся к Гималаям Тетиса [22–24]. В более южных зонах Гималаев установлены законченная варисская орогения [11, 18, 21] и граниты, рвущие верхний палеозой [20]. Но они нигде не прорывают здесь мезозойско-кайнозойские формации. Последние укладываются уже в постгеосинклинальный формационный ряд, подобный одновозрастному ряду, наблюдаемому в Южно-Таджикской депрессии и в Дарвазе. Там и тут широко распространены остатки неогенового (?) панджалского пенеплена [25]. Поэтому авторы центральную и южную части Гималаев относят к варисцидам и полагают, что они, по-видимому, не входили в состав Альпийского геосинклинального пояса.

Таким образом, по мнению авторов, альпиды Памирского сектора ограничены варисцидами Памиро-Куньлуньского пояса на севере и варисцидами Гималайского на юге и имеют здесь в поперечнике всего лишь около 250 км, но расширяются в 3–4 раза как западнее, в Афганистане, так и восточнее, в Тибете. Это сжатие Памирского сектора и его дугообразное изгибание объясняются движением Индостана к северу, начавшимся с конца мелового периода. Простирания альпид, имеющие в общем субширотное дугообразное направление, несколько повернуты против часовой стрелки относительно

простираний варисцид, ориентированных к запад-северо-западу, и несогласно на них наложены. Это же устанавливается на Южном (хр. Базар-Дара) и Срединном (хр. Музкольский) Памире. Архейско-раннепротерозойский гранито-гнейсовый кристаллический фундамент, распространенный в пределах Таримского и Индостанского праконтинентов, а также в Куньлуньско-Гиссарской и Гималайско-Южнопамирской кристаллических дугах [26], не обнажается в пределах большей части альпид Памирского сектора и, по-видимому, тут отсутствует (судя по геофизическим данным участников Памиро-Гималайского проекта [9]). Они сложены главным образом сильно смятыми верхнепалеозойскими и мезозойскими цокольными формациями с отдельными выходами рифейского музкольского метаморфического комплекса. Лишь местами вместе с последним они, до рета включительно, под влиянием гранитоидных интрузий альпийского цикла (включая юрско-меловые) превращены в молодой метацокольный кристаллический фундамент.

Внутри альпид устанавливается четырехкратное чередование выдержанных по простиранию кристаллических гранито-гнейсовых и гранитных дуг с осадочными [26, 27]. В соответствии с ядерной теорией развития земной коры [7, 8, 28, 29] вдоль этих кристаллических дуг расположены цепочки ядер ее роста, а осадочные дуги соответствуют междуядерным зонам. Все эти дуги образуют четыре ядерные триады, четыре подпояса Средиземноморского пояса, в которых на западе выступают отдельные блоки несогласно подстилающей их Гиндукушско-Южнопамирской кристаллической дуги [10]. Здесь выделяются подпояса: 1) Срединно-Памирский (с Музкольско-Рушанским блоком); 2) Южно-Памирский (с Шугнанским блоком); 3) Гиндукушско-Каракорумский (с Нуристанским блоком); 4) Ладакский или Кайласский (примыкающий на западе к Нангапарбатскому блоку кристаллической оси Гималаев).

В соответствии с ядерной теорией каждую из четырех только что названных ядерных триад (подпоясов) удается также расчленить на ряд типовых структурно-формационных зон, симметрично располагающихся по обе стороны от осевой ядерной зоны каждой триады (рисунок). Наиболее полный набор таких зон устанавливается в пределах Южно-Памирского и Ладакско-Кайласского подпоясов. В них выделяется пять типов симметричных зон: сердцевины ядер (кристаллические блоки); их оторочки; окраинноядерные зоны; переходные зоны; междуядерные зоны. Они полностью соответствуют выделявшимся Кобером [30] четырем зонам – интернидам, централидам, метаморфидам и экстернидам (он не выделял аналоги оторочек сердцевины).

Менее полный набор структурно-формационных зон устанавливается в Срединно-Памирском и Гиндукушско-Каракорумском подпоясах. Здесь ядра недоразвитые, в них отсутствуют сердцевины и их оторочки. Выделяются лишь окраинноядерные зоны (образованные метацокольным фундаментом), переходные и междуядерные, причем первые, располагаясь в центральной части триады, в плане относительно изометричны.

Ниже перечисляются показанные на рисунке (см. вкл.) подпояса и структурно-формационные зоны. Сходные зоны, имеющие одинаковые структурные положения, обозначены одинаковыми номерами, отличаясь друг от друга буквенными индексами. Номерами в скобках отмечены зоны, одновременно относящиеся как к варисцидам, так и к альпидам.

I. Таримский праконтинент. II. Гималайский варисский пояс. Зоны: 1 – Кролская междуядерная, 2а – Пирпанджальская переходная, 2б – Аттокская переходная, 3а – Кашмирская окраинноядерная, 3б – Хазарская окраинноядерная, 4а – Южно-Нункунская оторочка, 4б – Аманразкейвская оторочка, 4в – Южно-Джалкотская оторочка, 4г – Южно-Сватская оторочка, 5а – Нункунская сердцевина ядра, 5б – Нангапарбатская сердцевина, 5в – Джалкотская сердцевина, 5г – Сватская сердцевина, 6а – Северо-Нункунская оторочка сердцевины, (6б) – Драсская оторочка (скрыта под альпидами), 6в – Северо-Нангапарбатская оторочка, 6г – Северо-Джалкотская оторочка, 6д –Северо-Сватская оторочка, (7) – Занскарская междуядерная (под альпидами), (8) – Рупшу переходная (под альпидами).

Средиземноморский альпийский пояс (III–VI). III. Ладакско-Кайласский (Транс-

гималайский) подпояс. Зоны: 9 – Северно-Гималайская междуядерная, 10а – Верхнеиндская переходная и шовная (базитовая и ультрабазитовая), 10б – Драсская переходная и шовная (то же), 11 – Ладакская окраинноядерная (бессердцевинное ядро), 12 – Шигарская переходная, 13 – Чолтско-Кунарская шовная (базитовая и ультрабазитовая), 14 – Ясинская (Шайокская) междуядерная.

IV. Гиндукушско-Каракорумский подпояс. Зоны: 15а – Болторинско-Хиспарская переходная, 15б – Читральская переходная, 16 – Нуристанская сердцевина ядра, 17а – Сасир-Кангринская окраинноядерная (бессердцевинное ядро), 17б – Центрально-Каракорумская окраинноядерная (то же), 17в – Восточно-Нуристанская окраинноядерная, 17 г – Западно-Нуристанская окраинноядерная, 18 – Сиаченская переходная, 19 – Северо-Гиндукушская междуядерная.

V. Южно-Памирский подпояс. Зоны: 20а – Вахджирская переходная, 20б – Пендширская переходная, 21а – Беикская окраинноядерная, 21б – Ваханская окраинноядерная, 22 – Намангутская оторочка сердцевины, 23 – Шугнанская сердцевина ядра, 24 – Аличурская оторочка сердцевины, 25 – Рушанская окраинноядерная, 26а – Базардаринская переходная, 26б – Пшартская переходная, 26в – Бартангская переходная, 27 – Мургабская междуядерная.

VI. Срединно-Памирский подпояс. Зоны: 28 – Сарезская междуядерная, 29 – Сарыкольская окраинноядерная (бессердцевинное ядро), 29а – Музкольская окраинноядерная (то же), 29б – Кударинская окраинноядерная (то же), 29в – Вамарское окраинноядерное (то же), 30 – Ванч-Музкольская междуядерная.

VII. Памиро-Куньлуньский варисский пояс. Зоны: 31 – Северо-Бадахшанская шовная (базитовая и ультрабазитовая), 32 – Танымасская междуядерная, 33 – Баляндкиикская переходная, 34 – Каракульская окраинноядерная, 35а – Западно-Конгуртская оторочка, 35б – Восточно-Конгуртская оторочка, 36а – Конгуртская сердцевина ядра, 36б – Музтагатинская сердцевина, 37 – Восточно-Музтагская оторочка, 38 – Кингтауская окраинноядерная, 39 – Северо-Куньлуньская междуядерная.

VIII. Памиро-Тяньшаньский варисский пояс. Отделен Таримским праконтинентом от Памиро-Куньлуньского варисского пояса.

Для каждой структурно-формационной зоны авторы, опираясь на все имевшиеся у них личные и литературные данные, составили обобщенную формационно-стратиграфическую колонку. Типы формаций выделены согласно монографии [34] ("формации", выделенные А. Дезио [32] в Каракоруме, более соответствуют свитам). Формационно-стратиграфический разрез в принципе выдерживается по простиранию каждой зоны, хотя не все слагающие его формации обнаруживаются в каждом ее участке.

По границам зон, выделенных в Памирском секторе, почти всегда проходят крупные "трассирующие" долгоживущие краевые флексурно-разрывные зоны [6]. Они имеют в плане почти прямолинейную форму, что свидетельствует о их крутом падении (60–80°). Последнее было установлено при наблюдениях в поле, а также доказано у Предгималайского разлома горными работами, проведенными при сооружении плотины на р. Сетледж [25]. Это наряду с чешуйчатым сложнодвиговым строением данного Ванчско-Акбайтальского и других разломов говорит о том, что они сближались друг с другом при общем альпийском сжатии Памирского смятия, сохраняя крутое падение, благодаря чему здесь сохранилась выдержанность зон.

Тем самым здесь ограничивается роль шарьяжей. Однако внутри зон, несомненно, присутствуют небольшие волнисто-пластинчатые шарьяжи с горизонтальной амплитудой, достигающей километров, реже первых их десятков. Такие шарьяжи были закартированы В.И. Поповым еще в 1929 г. на р. Кудара и подтверждены здесь последующими наблюдениями. Лишь изредка краевые разрывы переходят в плоские "шарьяжные разломы". В частности, это наблюдается по границам альпид с варисцидами, например на р. Танымас и, видимо, на р. Герируд, где, по всей вероятности, перекрыты с севера почти все зоны Афганского ядра, имеющие ширину 100–150 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Наливкин Д.В., Чуенко П.П., Попов В.И., Юдин Г.Л.* Геологическое строение Памира. М.; Л., 1932. 104 с. – (Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ия НК МП СССР; Вып. 182).
2. *Чуенко П.П.* Материалы к геологии Южного Дарваза. – Изв. Геолкома, 1928, т. 47, вып. 9, с. 25.
3–5. *Наследов Б.Н., Попов В.И.* Контуры металлогении и металлорудных возможностей Средней Азии. – Среднеаз. гос. геол.-развед. трест, 1932, с. 1–125.
6. *Попов В.И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1938. 415 с.
7. *Попов В.И.* Ядра и междуядерные зоны Средней Азии – основа ее геологического районирования. – В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня: Материалы II Всесоюз. тектон. совещ. в Душанбе (1962 г.). М.: Наука, 1964, с. 30–50.
8. *Попов В.И.* Ядра роста материков и развитие земной коры. – В кн.: Строение и развитие земной коры: Материалы II Всесоюз. совещ. по пробл. тектоники в Москве. М.: Наука, 1964, с. 139–153.
9. Материалы по принципам геологического, структурно-формационного и тектонического районирования Средней Азии. – Тр. Ташк. ун-та, 1976, № 510. 61 с.
10. *Попов В.И.* Схема структурно-формационного районирования востока Средней Азии, 1968 (1 карта). – В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978, ч. 2.
11. *Terra H.de.* Geologische Forschungen im westlichen K'un-Lun und Karakorum – Himalaya. – Wiss. Erg. Dr. Trinkleschen Zentralasien Exped, Berlin, 1932. 560 s.
12. *Desio A.* Tectonic Relationship between the Karakorum, Pamir and Hindukush (Central Asia). – In: Report of XII sess. Intern. Geol. congress, India, 1964, p. XI, New Delhi, 1964.
13. *Desio A.* Sulla struttura tettonica dell'Asia Centrale. – Acc. Naz. del Lincel, fis., mat. e naturali, ser. VIII, vol. 38(6), 1965, p. 780–781.
14. *Desio A.* Geologic tentative map of Western Karakorum. – Institute of Geol. University of Milan, 1964.
15. *Desio A.* On the Tectonic Connection between Pamirs and Hindukush. – Comm. miner. metal. Inst. India, Lucknow, 1965, p. 48–53.
16. *Desio A., Gui P., Pasquare G.* Notes on the Geology of Wakhan (North-East Afghanistan). – Art. Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sci. fis., mat. e natur. 9(2), 1968, p. 37–52.
17. *Schneider H.J.* Tektonik und Magmatismus in NW-Karakorum (structurelle Zusammenhango zwischen der "Pamirischenscharung" und "Himalaya syntaxis"). – Geol. Rundschau, 46(2), 1957, S. 426–476.
18. *Schneider H.J.* In: Geol. Rund., 1960, Bd. 50, s. 334–352.
19. *Кришнан М.С.* Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954. 42 с.
20. *Гансер А.* Геология Гималаев. М.: Мир. 1967. 351 с.
21. *Fuchs G.* The geological history of the Himalayan. – Rep. XXIII Sess. Intern. Geol. Congr., Czechosl., 1968, proc. sect. 3, 1968, p. 161–174.
22. *Wadia D.N.* Geology of India, Delhi, 1944, p. 420.
23. *Wadia D.N.* Problems of Himalayan geology. – Sci. and Cult., 1963, vol. 29 (1), p. 20–23.
24. *Krischnan M.S.* Geology of India and Burma. Higginbothams; Madras, 1960, p. 604.
25. *Попов В.И.* Некоторые результаты поездки в Панджальские Гималаи. – В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М.: Наука, 1966, с. 220–245.
26. *Перфильев Ю.С., Моралев В.М.* Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. – Геотектоника, 1971, № 4, с. 31–39.
27. *Наливкин Д.В.* Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. – Изв. Рус. геогр. о-ва, 1916, т. 52, вып. 3, с. 203–237.
28. *Попов В.И.* Сжатый очерк ядерной теории земной коры. – Докл. АН УзССР, 1951, № 1, с. 17–20.
29. *Попов В.И.* Ядерная теория развития земной коры. – Тр. Ташк. унта. Сер. геол., 1960, вып. 177, кн. 14. 1970, с. 45.
30. *Kober L.* Das Alpine Europa. Berlin: Boentrager, 1931.
31. *Попов В.И.* Опыт классификации и описания геологических формаций. Л.: Недра. ч. I. 1966. 208 с., ч. II. 1968. 551 с.
32. *Desio A.* Review of the geology "Formation" of the Western Karakorum. – Riv. Ital. Paleont. e Strat., 1963, N 69, p. 475–501.

УДК 528.77 (202) : 551.24 (-925.2)

Н.С. Афанасьева, В.А. Буш,
В.В. Козлов, Л.А. Успенская

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СРЕДНЕЙ АЗИИ, УСТАНАВЛИВАЕМЫЕ ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Как уже неоднократно указывалось в литературе, дешифрирование космических снимков позволяет, кроме дополнения и уточнения геологических и тектонических карт, получать и принципиально новую геологическую информацию, преимущественно о разных элементах структуры земной коры. Чаще всего новые данные относятся к тектоническим структурам, ранее уже известным в других районах, но в данном районе устанавливаемых впервые. Особый интерес представляют новые типы тектонических структур, слабо изученные или вообще не изученные, а иногда и вовсе не предусмотренные существующими геотектоническими гипотезами. Изучение космических снимков Средней Азии и геологическая интерпретация данных дешифрирования с привлечением результатов полевой проверки структур, имеющихся геологических, геофизических и геохимических материалов дают нам пример как тех, так и других случаев.

Сопоставление результатов дешифрирования, геологических и геофизических данных показывает, что космические снимки с наивысшим уровнем генерализации (т.е. наименьшим пространственным разрешением) и наивысшим уровнем обзорности (наименьшим масштабом) позволяют опознавать наиболее глубинные структуры, которые слабее всего выражены в геологических структурах дневной поверхности. Более детальные снимки демонстрируют менее глубинные и легче сопоставляемые с данными геологического картирования явления. Такая зависимость существует, конечно, только на качественном, а не на количественном уровне, но может быть использована при интерпретации данных дешифрирования.

Тектонические структуры, выделяемые на космических снимках, обычно разделяются на три группы: площадные, линейные и кольцевые. Структуры первой группы отвечают, как правило, тектоническим блокам с разным геологическим строением земной коры, с разными складчато-разрывной структурой и характером неотектонических движений. Линейные структуры соответствуют разрывам сплошности пород со смещением или без смещения, как вскрытым на дневной поверхности, так и погребенным. Кольцевые структуры (правильнее их следует называть структурами центрального типа) порождены геологическими процессами и явлениями, происходящими в относительно малых объемах геологического пространства, и характеризуются центральной симметрией. Ниже мы рассмотрим некоторые ранее неизвестные линейные и кольцевые структуры Средней Азии разных рангов и глубин заложения.

Линейные структуры. Наиболее протяженные и глубинные линейные структуры Средней Азии дешифрируются по космическим снимкам со спутников системы "Метеор" и отражены на "Космогеологической карте линейных и кольцевых структур территории СССР" [1]. Они принадлежат к пересекающим Среднюю Азию трансконтинентальным линеаментам – зонам сверхглубинных разломов, по-видимому, подастеносферного заложения [2]. Наиболее четко выражен в геологическом строении Средней Азии Турано-Гималайский линеамент, на примере которого мы и охарактеризуем структуры этого типа.

На территории Средней Азии Турано-Гималайский линеамент представляет собой широкую зону разломов северо-западного простирания (рис. 1), включающую Таласо-Ферганский сдвиг (1)[1] и Каратауский разлом (2). Последний прослежен через Тургайский прогиб (3), пересекает по диагонали Урал (4) и подобно структурам "конского

[1] Цифры в круглых скобках, проставленные в тексте, отвечают цифрам в кружках на рис. 1, указывающим местоположение упоминаемых разломов и других линеаментов.

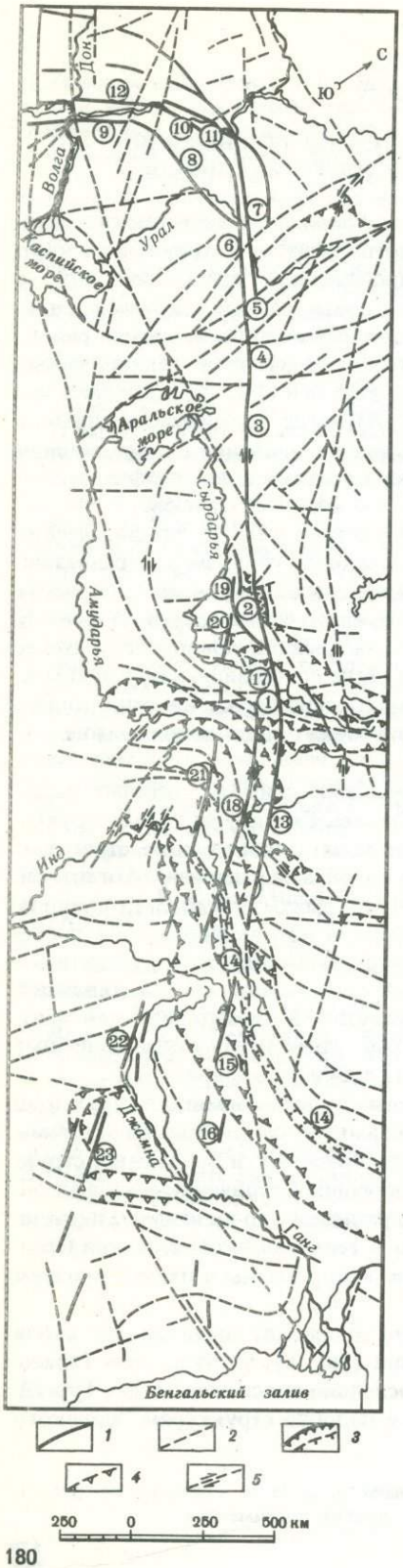


Рис. 1. Строение Турано-Гималайского линеамента по данным дешифрирования космических снимков

1 – **линеамент, возможно крупное дизъюнктивное нарушение; прочие линеаменты:** *2* – **неустановленного типа,** *3* – **надвиги и шарьяжи,** *4* – **сбросы,** *5* – **сдвиги. Цифры в кружках – линеаменты, указанные в тексте**

хвоста" расщепляется у Самарской луки. Здесь к нему относятся Самаркинская, Тимашеская (7), Большекинельская и Жадовская флексуры (10), Токаревский сброс (8) и ряд линеаментов, геологическое значение которых еще не установлено. Время дислокаций на этом отрезке линеамента – поздний палеозой и ранний мезозой.

На юго-востоке Таласо-Ферганский сдвиг разрешается системой шарьяжей Майдантагской зоны и затухает в восточной части Таримской впадины. Здесь его кулисообразно подставляют Западно-Куньлуньский сдвиг (13) и связанные с ним надвиги. Продолжение этого разлома, по данным дешифрирования, пересекает офиолитовую зону Инда (сутурный шов между Лавразией и Гондваной) и фрагментами дешифрируется в покровном сооружении Гималаев (15) и в Предгималайском прогибе (16).

Вторая ветвь Турано-Гималайского линеамента включает Аркитский юрский грабен (17), ряд зон тектонической трещиноватости на северном склоне Алая и правосторонний сдвиг по рекам Муджису и Ташкургандарья между Памиром и Куньлунем (18), с которым ассоциируют пологие надвиги, наклоненные под Куньлунь и впервые обнаруженные на космических снимках высокого разрешения. Сдвиг прослежен до шва Инда, пересекает его, но быстро затухает в Гималаях.

Третья ветвь Турано-Гималайского линеамента прослеживается вдоль юго-западных склонов Большого Каратау (19) через Ленгерский юрский грабен и Кумбельский правый сдвиг (20). В Южном Тянь-Шане на продолжении Кумбельского сдвига лежат диагональные долины верховьев р. Исфайрам, заложенные вдоль зон повышенной трещиноватости. В северных дугах Памира линеамент прерывается, но далее к югу-востоку к нему, видимо, относится Карашарский разлом (21), интерпретируемый по снимкам как правосторонний сдвиг. Далее эта ветвь линеамента прослеживается вплоть до западного замыкания Предгималайского прогиба (22). Возраст движений по линеаменту на Памире мезозойский и кайнозойский.

Таким образом, Турано-Гималайский линеамент представляет собой крупномасштабный правый сдвиг, заложенный в конце палеозоя

с возрастом движений, омолаживающимся к юго-востоку. Характерна общая Z-образная конфигурация всех структур, составляющих и сопровождающих линеамент. Хорошо прослеживается фаза растяжений в начале юры.

Кроме Турано-Гималайского линеамента, территорию Средней Азии пересекают еще несколько трансконтинентальных линеаментов. Из числа структур меридионального простирания упомянем известный Урало-Оманский линеамент. Следующей зоной меридиональных линеаментов является Карско-Джеламская, включающая тафрогены Западной Сибири, Центрально-Казахстанский правый сдвиг и систему левосторонних сдвигов по западному краю Индийской плиты. На территории Средней Азии эта зона проявлена фрагментарно: к ней относятся меридиональные линеаменты Чаткала, Курамы, Зааминн-Кафирниганский, Восточно-Памирский, выражение которых в геологической структуре еще плохо изучено. К Зааминн-Кафирниганскому линеаменту приурочены меридиональные трещины, контролирующие положение диатрем щелочных базальтов с включением обломков мантийных пород [3].

К структурам северо-западного простирания относится восточное расщепление линии Чуйская зона (главный широтный Трансевразиатский линеамент В.Е. Хаина), проходящая вдоль хр. Кетмень, через Южное Прибалхашье до г. Гурьева. Еще один широтный линеамент проходит вдоль Гиндукушского разлома через верховья Пянджа на хр. Тангла в Тибете и через Циньлиньскую систему Китая.

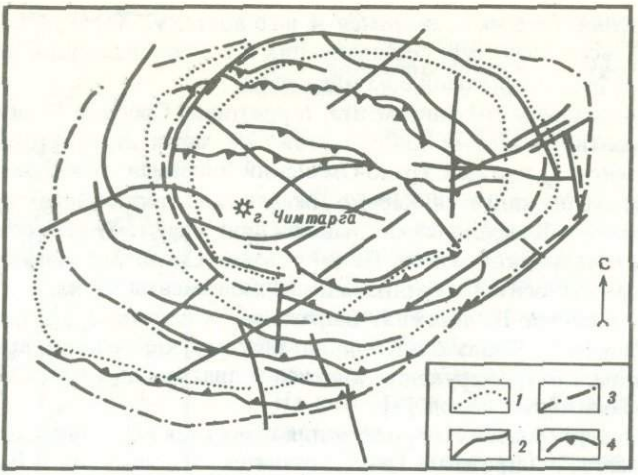
К структурам северо-западного простирания относится восточное ращепление линии Карпинского (Сарматско-Гиссарский линеамент Д.П. Резвого, Бухарский, Амударьинский разломы, северо-западные зоны трещиноватости в Таджикской депрессии и др.). Этот линеамент пересекает Гиндукуш, Сулеймановы горы и постепенно затухает в Индостане.

Рассмотренные выше трансконтинентальные линеаменты проявляются в поверхностной геологической структуре, как правило, избирательно, отдельными своими отрезками в отдельные промежутки геологической истории; на других участках они являются скрытыми глубинными структурами. Лишь тщательные и целенаправленные полевые исследования позволяют обнаруживать зоны тектонического дробления и трещиноватости вдоль линеаментов. Однако важная рудоконтролирующая роль таких линеаментов, доказанная для меридиональных структур Курамы, Каржантау, и проявления глубинного магматизма в Зааминн-Кафирниганской зоне заставляют обращать на эти структуры самое пристальное внимание.

К линейным структурам принадлежат также системы трещин, диагональные по отношению к простиранию тектонических зон. Такие системы отчетливо дешифрируются во многих районах Средней Азии. Так, например, система трещин простиранием на северо-запад 300–305° и протяженностью по 50–100 км отчетливо проявлена в Таджикской депрессии и Центральном Таджикистане. При наземной проверке установлено, что трещины фиксируются правильной ориентировкой мелких отрицательных форм рельефа – саев, оврагов, рытвин, хотя пласты палеогена и неогена не несут следов вертикальных или горизонтальных перемещений. Эта система трещиноватости простирается параллельно протяжению структурных зон палеозойского фундамента и одновременно отражает блоковое погружение поверхности фундамента с севера на юг. Проявление трещин в современном рельефе указывает на связь их с новейшими движениями.

В Западном Памире, Дарвазе и Южном Тянь-Шане господствуют системы трещин, ориентированные в направлении северо-запада (315–320°) параллельно Таласо-Ферганскому разлому. В Западном Памире и далее в Афганистане прослеживается система трещиноватости в направлении юго-запада (265–270°) параллельно структурам Гиндукуша. Такие системы трещин пересекают различные тектонические зоны и могут быть отнесены к трансрегиональным структурам. Не совсем еще ясно, насколько надежно соотнесение систем трещиноватости с крупными разрывными структурами, но во всяком случае они нуждаются в специальном изучении.

Существенный интерес представляют крупные поперечные долины горных систем. На космических снимках они выглядят как узкие рвы, использующие широкие зоны



Р и с. 2. Строение Чимтаргинской кольцевой структуры, выявленное по космическим снимкам
1 **– водоразделы хребтов и их отрогов;** *2* **– тальвеги долин и мелких водотоков;** *3* **– отдешифрированные разломы и трещины,** *4* **– отдешифрированные надвиги**

механически ослабленных пород (поперечные долины Туркестанского хребта, меридиональные отрезки долин ледников Федченко, Грум-Гржимайло и др.), и, возможно, являются молодыми грабен-долинами, в новейшее время активно погружающимися.

Кольцевые структуры. Не менее интересны и кольцевые структуры, установленные в Средней Азии как геологическими методами, так и при дешифрировании космических снимков. Мегаструктур с поперечником во многие сотни километров в Средней Азии не обнаружено. Зато макроструктуры диаметром 70–150 км представлены здесь рядом разновидностей. Так, на космических снимках низкого разрешения в виде двух сопряженных полуовалов отчетливо выделяется Матчинско-Тандыкульская структура. При переходе к снимкам более крупного масштаба очертания этой структуры расплываются. Геологическая ситуация в пределах этой структуры указывает, что она связана с подъемом гранитоидного материала. Аналогичные структуры центрального типа (Каракульская, Сарезская, ледника Федченко и др.) описаны на Памире Р.Б. Баратовым, М.М. Безуглым и др. [4].

К иному типу принадлежит Чимтаргинская структура, находящаяся в западной части Зеравшанского хребта (рис. 2). Она плохо или совсем не видна на космоснимках мелкого масштаба, лучше проявляется на среднемасштабных снимках. Истинная природа этой структуры раскрывается лишь при изучении снимков хорошего разрешения (например, "Союз-22") в увеличенном масштабе. Структура выделяется системой дугообразных изогнутых долин и хребтов, образующих спираль, закрученную против часовой стрелки. Геологическая ситуация Чимтаргинского узла указывает на почти полное отсутствие интрузивных пород; тектоническая структура характеризуется мелким блоковым строением, типичны чешуйчатые, падающие к центру структуры надвиги. Можно предположить, что Чимтаргинская структура имеет ротационное происхождение.

Третий тип кольцевых мегаструктур представляет Каратерекская на южных склонах Чаткала. Она лучше всего выделяется по снимкам среднего и крупного масштаба (станции "Салют" и "Союз-22") и образована двумя эксцентрическими кольцами, проходящими по долинам рек, заложенным вдоль зон тектонической трещиноватости, где количество трещин повышено примерно в 2 раза за счет трещин, параллельных кольцевому контуру. В тектоническом строении к центральным частям структуры приурочены выходы докембрийского гнейсового комплекса, здесь широко развиты интрузии гра-

нитоидов, оси варисцийских складок приспосабливаются к контурам кольцевой структуры и огибают ее. Геофизические данные показывают, что такие структуры образуются над двояковыпуклыми линзами гранитно-метаморфического слоя и часто диктуют распределение гранитоидных ремобилизированных масс. Вероятно, по своему происхождению такие структуры типа "гнейсовый купол" могут быть близки к гнейсо-гранитным куполам древних щитов.

Мезоструктуры центрального типа с поперечником в первые десятки километров видны на средне- и крупномасштабных космических снимках во многих районах Средней Азии и обнаруживают связи с глубинными магматическими очагами. По генезису сопровождающих их поверхностных образований они разделяются на вулканотектонические и плутоно-тектонические структуры. Наряду с хорошо изученными Адрасманской, Лашкерекской, Камчикской структурами при дешифрировании намечается ряд аналогичных по размерам, но менее четких структур. Предполагается, что они связаны с погребенными магматическими очагами.

В Средней Азии на снимках высокого разрешения местами обнаруживаются кольцевые микроструктуры поперечником в первые километры. Так, в Хайдарканском районе Н.А. Яблонской [5] отдешифрированы куполовидные поднятия поверхности палеозойского основания (наклон 7–12°), облекаемые плащом неоген-четвертичных конгломератов. Конформно, но с углами 15–25° изогнута и подошва шарьированных на известняки карбона силурийских сланцев, являющихся экраном сурьмяно-ртутного оруденения. Геохимическое опробование показывает, что такие купола играют важную роль в локализации промышленных руд и прогнозе скрытого оруденения.

Изучение космических снимков позволяет также по-новому осмысливать и уточнять строение уже известных тектонических зон. Так, на космических снимках Памира по характерным особенностям мезо- и микрорельефа отчетливо выделяются три дугообразно изогнутые напряженные зоны с широким развитием чешуйчато-надвиговых структур, тектонического разлинзования и сложных складчатых дислокаций.

Внешняя зона прослеживается вдоль хребтов Хазратишох-Дарвазского, Петра Первого, Заалайского и связана с системой надвигов (Каляндарунский, Сарыобский, Муксуйский), объединяющихся в зону Каракульского – Северопамирского разломов. В сочленении Памира с Южным Тянь-Шанем эта зона смыкается с аналогичной зоной Южного Тянь-Шаня; чешуйчато-надвиговые структуры палеозойских толщ Памира сопряжены с такими же структурами мезозойских толщ зоны Вахшского надвига.

Внешним ограничением второй чешуйчато-надвиговой зоны служит Акбайтальский надвиг, а на юг она простирается до Рушанско-Пшартского надвига. Для этой зоны характерно развитие чешуйчатых надвигов, тектонического разлинзования, но в отдельных блоках сохраняются слабо нарушенные палеозойские и мезозойские толщи. На космоснимках прослежены переходы от участков разлинзования в метаморфических породах к слабо измененным толщам в ненарушенных блоках, что ставит под сомнение древний возраст, приписываемый некоторым метаморфическим толщам. Во второй зоне в чешуйчато-надвиговые структуры вовлечены более глубинные породы, чем во внешней.

Третья, внутренняя зона выделена в пределах северо-западного края блока метаморфических толщ Юго-Западного Памира А.Г. Политовым и прослежена далее на восток. Она фиксируется системой сложных тектонических нарушений и простирается концентрично двум первым зонам. Метаморфические архейские толщи третьей зоны характеризуются интенсивными новейшими деформациями, наиболее высокой степенью метаморфизма (чарнокит-базитово-гнейсовые формации). На востоке зона фиксируется тектоническим разлинзованием вдоль Гунтского разлома и чешуйчато-надвиговыми структурами южной ветви Аличурского разлома. Южнее отдешифрирован фрагмент Афгано-Пакистанской зоны, проходящей вдоль долины р. Мастудж. Это внутренняя зона, непосредственно опирающаяся на сутурную линию между Евразиатской и Индостанской плитами, которая хорошо выделяется по снимкам малого разрешения.

Последовательное расположение зон чешуйчато-надвиговых структур, тесно связанных с формированием крупных шарьяжей, с последовательным увеличением глубин-

ного уровня среза с севера на юг, четко рисует последовательное формирование аккреционной призмы в ходе субдукции Евразиатской плиты и последовательное нагромождение системы покровов, начиная с самого верхнего, внутреннего (наиболее эродированного), с последовательным пододвиганием друг под друга все более нижних, более молодых покровов. Нагромождение покровов происходит против упора Джеламского выступа Индостанской плиты.

Приведенные примеры показывают большие возможности интерпретации космических снимков при проведении тектонического картографирования. Построение тектонических карт в настоящее время уже невозможно без их применения. Некоторые структурные формы, установленные при дешифрировании, представляют первостепенный интерес для металлогенического анализа. Наконец, некоторые типы тектонических структур, обнаруживаемые на космических снимках (например, "гнейсовый купол"), не предусматриваются современными теоретическими моделями (как геосинклинальной, так и тектоники плит) и обнаруживают их несовершенства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. М-б 1:5 000000/ /Гл. ред. А.Д. Щеглов, М.: Недра, 1980, 4 л.
2. *Щеглов А.Д., Брюханов В.Н., Буш В.А.* и др. Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. – В кн.: Докл. сов. геологов на XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980, 130–137.
3. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана/Отв. ред. М.М. Кухтиков. Душанбе: Дониш, 1981. 283 с.
4. *Баратов Р.Б., Безуглый М.М., Ишанов М.Х., Пашков Б.Р.* Опыт прогнозирования эндогенного оруденения на Памире по материалам космических съемок. – Исслед. Земли из космоса, 1981, № 1, 31–36.
5. *Яблонская Н.А., Мелешко А.И.* Прогноз ртутных месторождений на основе комплексной интерпретации результатов дешифрирования космических снимков и геохимических данных (на примере Хайдарканского рудного поля). – Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 1, с. 60–66.

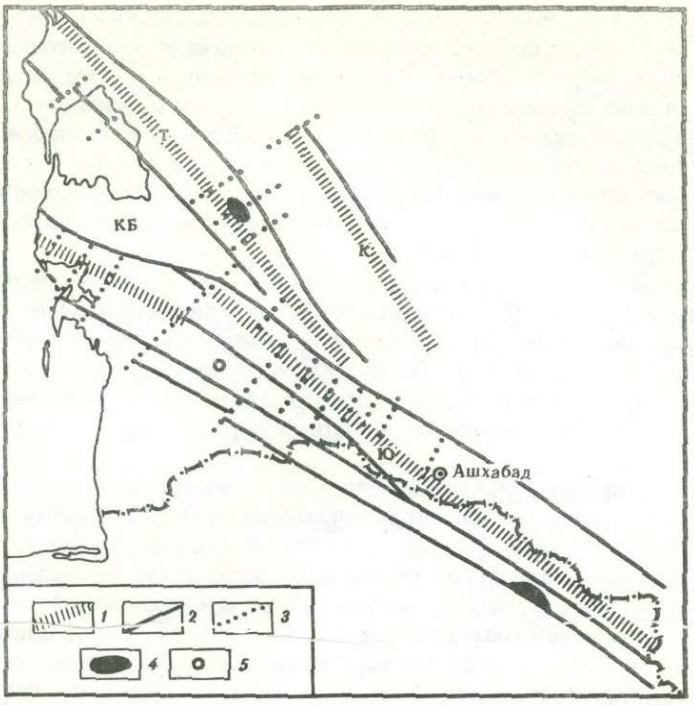
УДК 551.24 (575.4)

О.М. Панасенко

ДРЕВНИЕ РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ И ПРОБЛЕМА ЕЕ ГРАНИЦЫ С АЛЬПИДАМИ

Ныне господствуют представления о байкальской консолидации земной коры в пределах площадей последующего заложения и развития Средиземноморского геосинклинального пояса. На рассматриваемом нами отрезке последнего по особенностям формирования структуры и последовательности консолидации земной коры четко обособляется юго-западный выступ эпипалеозойской платформы от граничащих с ним альпид Туркмено-Хорасана.

Для Ирана в палеозое–триасе характерно было платформенное развитие и преобладание условий эпиконтинентального моря. Кроме диабазов нижнего девона и мелафиров верхней перми, здесь не обнаружено каледонско-герцинских магматитов. В прилегающей же части Туранской плиты известны разнообразные магматические породы среднего и верхнего палеозоя, а также триаса. Здесь земная кора за герцинский цикл прошла все стадии эвгеосинклинального развития и завершающий орогенез. В альпийском цикле, наоборот, на севере господствовал режим молодой платформы, а в Туркмено-Хорасане – геосинклинальный. Столь контрастный характер развития смежных регионов, сохранявшийся длительное время, свидетельствуя об их существенной разнородности, ставит естественный вопрос о границе между ними, которая



Структуры Туркмено-Иранского фрагмента палео-Тетиса

1 – осевые разломы рифтовых зон; *2* – крупнейшие продольные разломы; *3* – трансформные разломы; *4* – обнажения офиолитов; *5* – скважина на Данате; рифтовые зоны: К – Карашорская, Т – Туаркырская, Ю – Южно-Туркменская, КБ – Карабогазская

должна представлять собой не просто структурный, но важный тектоно-генетический рубеж. Вполне резонно предполагать, что он отвечает фрагменту зоны сочленения Аравийской и Евразийской плит.

Рассмотрение вопроса с позиций мобилизма облегчает понимание тектонической породы этого рубежа, позволяет предполагать приуроченность к нему погребенных древних зон спрединга и субдукции. А в связи со сближением и смыканием в палеозое–триасе континентальных плит, в связи с пассивным характером (судя по амагматичности) аравийской части и активным – евразийской можно признать, что зона субдукции была приурочена к последней.

В строении рассматриваемого региона важное место занимают три зоны глубинных разломов и связанных с ними структур. С юго-востока на северо-запад они испытывают виргацию. Крайней на северо-востоке является зона Карашорского разлома, среднее положение занимает более выраженная зона Туаркырского, еще юго-западнее размещается ряд сближенных субпараллельных разломов, образующих уже целый Южно-Туркменский пояс (рисунок).

В связи с предшествующей консолидацией коры, ярко выраженной прямолинейностью зон разломов, формационными признаками палеозойского эвгеосинклинального развития вполне возможно, что эвгеосинклинальные прогибы были генетически связаны с названными зонами, носили троговый характер и по существу представляли собой рифты, степень раскрытия которых возрастала с северо-востока на юго-запад. При этом Карашорская и Туаркырская зоны представляли собой внутриконтинентальные рифты, а Южно-Туркменская – межконтинентальный.

Карашорская зона протяженностью около 300 км состоит из двух разломов. Расположены они в 20–30 км друг от друга, а на юго-востоке сливаются в один. Заключенный между ними блок складчатого основания взброшен на северо-западе и сброшен

на юго-востоке. Более значительный из разломов Западно-Карашорский проникает в мантию. С ним связана цепочка удлиненных, интенсивно положительных магнитных аномалий, видимо обусловленных массивами основных и ультраосновных пород.

Туаркырская зона протягивается более чем на 500 км и включает несколько крупных субпараллельных разрывов, среди которых важнейшим является Западно-Туаркырский, глубоко проникающий в мантию, подчеркнутый гравитационной ступенью и цепочкой удлиненных положительных магнитных аномалий большой интенсивности. Аномалии вызваны высоким положением протрузивно выжатых вдоль разлома пород основного и ультраосновного состава.

С Туаркырской зоной сопряжен одноименный вал, в размытой ядерной части которого обнажены и вскрыты бурением палеозойские и нижнетриасовые породы. Последние являются морскими, но вместе с континентальными верхнепалеозойскими образуют единую красноцветную молассу более 4000 м мощности, отделенную от более древних палеозойских пород перерывом и несогласиями. Среди конгломератов молассы встречаются обломки подлежащих карбонатных пород с фауной позднего силура–девона.

Особый интерес представляет ассоциация доверхнепалеозойских пород туаркырского обнажения. В их составе обособляются магматический и эффузивно-осадочный комплексы. Первый из них более древний, он включает обладающие бластической структурой и катакластической текстурой сильно хлоритизированные, серпентинизированные и окварцованные породы, первоначально представлявшие собой мономинеральные бесполевошпатовые железомагниевые силикаты – пироксениты; более молодые уралитизированные и соссюритизированные, имеющие катабластическую с реликтами габбровой структуру, габбро, габбро-нориты, возможно жильные, габбро-диориты, а также амфиболиты имеют с ультрабазитами сложное структурное взаимоотношение [1]. В целом они могут рассматриваться как габбро-перидотитовый комплекс. Еще более поздний эффузивно-осадочный комплекс представлен спилитовыми диабазами и спилитами – подушечными лавами, а также кремнисто-сланцевыми породами с радиоляриями девона–нижнего карбона. Такая последовательность и примечательная сообщность пород с очевидностью допускают их сопоставление с офиолитовой ассоциацией. Действительно, среди непременных комплексов такой ассоциации признаются прежде всего ультрабазиты, габброиды, подушечные лавы, глубоководные карбонатно-кремнисто-глинистые осадки. Все эти комплексы, возможно исключая первый, ибо пироксениты часто рассматриваются в составе габбрового комплекса, обнажены на Туаркыре. Следовательно, достаточно уверенно можно говорить об офиолитах в этом районе и об эвгеосинклинальном развитии его в палеозое. Причем к собственно эвгеосинклинальным формациям относятся подушечные лавы и осадочные разности, а габбро и ультрабазиты представляют собой более архаичные породы океанического субстрата. Имеются данные об аллохтонном характере залегания офиолитов, но масштабы покрова пока неизвестны.

С юго-запада к Туаркырскому валу примыкает Карабогазское поднятие, фундамент которого представляет собой крупную удлиненную структуру размерами свыше 500 × 100 км северо-западной протяженности, сложенную преимущественно гранитоидами ордовика–перми, разносоставными вулканитами и жильными породами палеозоя–триаса. Несомненна при этом меньшая щелочность среднепалеозойских магматитов по сравнению с верхнепалеозойско-триасовыми [1], что свидетельствует о недостаточной "континентальности", обретенной земной корой к началу герцинского цикла. Вместе с тем здесь неизвестны синхронные магматитам осадочные породы, а к числу субаквальных можно отнести лишь малозначительные спилиты в районе Красноводского полуострова. Все это, вероятно, объясняется господством континентальных условий в среднем палеозое–раннем мезозое, островодужной природой основания Карабогазского поднятия.

Таким образом, в районе Туаркыра накоплению эвгеосинклинальных формаций девона–нижнего карбона предшествовало, а на периферии, возможно, сопутствовало

отложение карбонатов верхнего силура–девона. Следовательно, допустимо предположить, что Туаркырский эвгеосинклинальный трог сформировался в рифтовой зоне, пересекшей парагеосинклинальный краевой бассейн с карбонатным осадконакоплением и обнажившей океаническое ложе. Произошло это, по всей видимости, где-то в среднем–позднем девоне, более точную датировку фаунистические остатки не дают. Туаркырский бассейн отделялся от палео-Тетиса, расположенного южнее, Карабогазской эвгеоантиклинальной островной дугой, которую отличал активный магматизм, а цоколем ее служили нижне- и среднепалеозойские, преимущественно магматогенные образования, хотя возможны и более древние.

Южно-Туркменский пояс включает множество разрывных нарушений. Однако среди них выделяются наиболее крупные и древние глубинные разломы, объединяемые в протяженные с восток-юго-востока на запад-северо-запад линии: Северо-Кубадагский, Северо-Балханский и Северо-Предкопетдагский составляют северную линию; Кубадагский, Большебалханский и парный Предкопетдагский – среднюю линию; Дарджа-Южнобалханский, Внутрикопетдагский и Мешхедский – южную линию. Еще южнее расположена Монжуклы-Биналудская краевая линия.

Пространство, примерно ограничиваемое с юго-запада южной линией, а с северо-востока северной, заключающее Кубадагский выступ, Большебалханскую мегантиклиналь, Келькорский прогиб, северо-восточные части Даната-Малобалханской, Куйлярской и Рабат-Хосардагской зон Копетдага, целиком его Передовую и Восточную зоны, Северо-Балханский и Предкопетдагский прогибы, отличается интенсивными положительными аномальными значениями магнитного поля – до 1000 гамм – и высокими градиентами его нарастания [2]. Протяженная более чем на 1000 км, при ширине до 100 км, максимальная на западе Южно-Туркменская, по Ф.А. Арест, аномалия несколько сужена в средней части, перед Рабат-Хосардагской зоной Копетдага. Вдоль всей аномалии развиты поперечные разломы, которые ограничивают горизонтально смещенные вдоль них блоки магнитных пород.

Южно-Туркменская аномалия, видимо, вызвана суммарным воздействием относительно неглубоко погруженных андезито-базальтовых толщ и других магматитов палеозоя-триаса, подобных обнажающимся на Кубадаге и Большом Балхане, а также мантийных масс. Примечательно в связи с этим то, что поверхности раздела M_2, M_3, M_4 внутри подстилающей кору части верхней мантии, соответственно залегающие на глубине 70–90; 90–95; 110–120 км, на профиле ГСЗ Копетдаг – Аральское море испытывают, по В.З. Рябому, обратный погружению складчатого основания подъем в сторону Предкопетдагского прогиба, начиная с южной окраины Центрально-Каракумского поднятия. Мы предполагаем, что эти поверхности раздела фиксируют северо-восточный склон зоны спрединга палео-Тетиса, а также на последних этапах развития совместившиеся с ним поверхности погружения плит океанической коры. Южно-Туркменская аномалия, очевидно, может быть сопоставлена с участком срединного хребта палео-Тетиса, а упомянутые поперечные разрывы в таком случае являются древними трансформными разломами.

Кубадагский, Большебалханский и Предкопетдагский глубинные разломы трассируют осевую зону Южно-Туркменской аномалии и цепь сопряженных с ними валообразных выступов подкорового слоя, что дает основание сопоставить эту линию разломов с осевой зоной спрединга палео-Тетиса и с собственно Южно-Туркменским краевым швом – усредненной границей байкалид Аравийской и герцинид Евразийской плит. Предлагавшаяся в качестве такой границы линия северных подножий Эльбруса, Аладага, Биналуда [3], на наш взгляд, обладает избыточной для рифтогенной структуры кривизной своих фрагментов. Этому противоречит и такой, например, факт. В Западном Копетдаге, на Данате, южнее и вблизи краевого шва и значительно севернее Эльбруса и Аладага скважина, пробуренная под терригенной юрой, вскрыла известняки, вполне сопоставимые с пермско-триасовыми карбонатами Северного Ирана, относимыми к платформенному покрову Аравийской плиты. Севернее же краевого шва подобные карбонаты нигде не встречены.

Однако, памятуя о ранге сближающихся плит, следует полагать, что и зона их сочленения должна представлять собой сложный и крупномасштабный тектонический элемент. Таким элементом может быть в целом Южно-Туркменский межплитный пояс, включающий систему древних продольных разломов, структуры интенсивно дислоцированных фронтальных частей совместившихся литосферных плит, покровы и зоны скучивания коры, взаимопроникающие друг в друга элементы байкалид и герцинид, с обеих сторон перекрывающие названную усредненную между ними границу.

Надвиговый с севера на юг характер восточных звеньев основных разломов Южно-Туркменского пояса и покровное строение доюрских комплексов обосновал В.И. Браташ [4]. Это подтверждают данные Й. Штеклина [3], который указывает на принадлежность к палеозойским офиолитам пород, залегающих в северо-западной части доальпийского ядра Биналудского антиклинория. Видимо, породы эти представляют собой аллохтон, надвинутый далеко с севера на Лутский щит эпибайкальской платформы. Таким образом, основные разломы на востоке имеют наклонные на северо-северо-восток глубинные части сместителей. Нет препятствий считать эту черту присущей и западным звеньям разломов. Отсюда появляется возможность идентификации Южно-Туркменского шва с Главным Кавказским надвигом, сместитель которого также наклонен на северо-северо-восток и сопоставляется с зоной субдукции [5, 6]. В.Е. Хаин [6] считает, что зона Главного хребта в ордовике–силуре была микроконтинентом, а к раннему карбону стала островной дугой, отделявшей палео-Тетис от окраинного моря на севере. В этом отношении Главный хребет Большого Кавказа удовлетворительно сопоставляется с Карабогазским поднятием, что подтверждается их формационным родством и сходством основных черт каледонско-герцинского тектоно-магматизма [7].

Не исключено, что южная и краевая линии глубинных разломов характеризуемого пояса фиксируют юго-западный склон срединного хребта палео-Тетиса, на который надвинут край Аравийской плиты, местами, в свою очередь, перекрытый покровами. Структурную линию Южно-Кавказского герцинско-альпийского прогиба на востоке, возможно, представляет аналогичная, но существенно редуцированная Кызылкумско-Мешхедская линия прогибов, развивавшихся на эпибайкальском платформенном основании без его значительной деструкции.

Раскрытие Туркмено-Иранского фрагмента герцинского палео-Тетиса приходится, по-видимому, на средний палеозой. По всей вероятности, ширина его рифтогенного океанического ложа была здесь небольшой, даже менее тех первых сотен километров, которые предполагает для Большого Кавказа В.Е. Хаин [8]. Однако по обе стороны от него располагались эпиконтинентальные моря, на севере местами пересеченные трогами эвгеосинклинальных зон.

Очевидно, уже в среднем карбоне началось замыкание океанического ложа, сопровождавшееся складчатостью и орогенезом северо-восточных окраин. Туаркырский трог, образуя складки и офиолитовые покровы, сомкнулся, но сначала не претерпел обращения, лишь затем, выполненный позднегерцинской красноцветной молассой, вновь испытал сжатие, в результате чего моласса, возможно в среднем триасе, была значительно дислоцирована и наряду с подстилающими комплексами выведена в зону денудации. Туркмено-иранская часть палео-Тетиса, также частично сомкнувшись, оставалась в течение триаса активной вулканически, о чем свидетельствуют вулканиты и жильные породы Агдарбанда и Кубадага. Но, вероятно, в предрэтское время смежные плиты сдвинулись, образуя в зоне сочленения складки, разрывы, покровы, скучивания коры.

Граница между молодой платформой и альпийской геосинклинальной областью по завершении герцинского цикла представляла собой достаточно широкую и сложную зону межплитных дислокаций, занимавшую, очевидно, довольно высокое гипсометрическое положение. Срединную часть зоны, по всей видимости, составляла цепь продольных гряд, служивших, по крайней мере в юре, источником обломочного материала. Останцы этих гряд в настоящее время, вероятно, представлены доюрскими массивами

Кубадага и Агдарбанда, а также погребенными выступами под Передовой и Восточной зонами Копетдага. К этой цепи примыкали узкие продольные прогибы. На северо-востоке это были Большебалханский и Восточно-Предкопетдагский, на юго-западе – Каспийско-Кызылкумский и Кучано-Мешхедский прогибы. Необходимо отметить, что влияние такой структурной зональности как на осадконакопление, так и на структурообразование ощущалось в течение всего альпийского цикла [7]. Таким образом, Большебалханский и Восточно-Предкопетдагский прогибы необходимо отнести к числу перикратонных. На новейшем этапе первый из них испытал инверсию и орогенез, а второй, выполненный сверху альпийской молассой, вошел в состав Предкопетдагского прогиба. Каспийско-Кызылкумский и Кучано-Мешхедский прогибы, накопившие за рэт-антропоген мощные толщи миогеосинклинальных и орогенных формаций, с юга ограничивались геоантиклиналями в юго-восточной части Южного Каспия, Аладаге и Биналуде.

Несмотря на известную меру условности, осознаваемую нами и оправданную пока недостатком реальных данных, изложенные выше с позиций мобилизма факты и соображения позволяют, например, конкретизировать генезис Туаркырской и Карабогазской палеоструктур; по-новому взглянуть на тектоническую природу Большебалханской мегантиклинали и связанного с ней Кудабага; сравнительно просто объяснить "бескорневое" строение Копетдага, шовный характер его сочленения с платформой, отсутствие перед ним типичного краевого прогиба, исключая Казанджикскую депрессию; прогностически положительно оценить нефтегазоносность юго-восточного продолжения Кызылкумской депрессии. Все эти вопросы требуют, однако, более детального анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Худобина Е.А.* Магматические породы Западной Туркмении. – В кн.: Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 4. 120 с. (Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 45).
2. *Глазунова А.В.* Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии. – В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 116.
3. *Штеклин Й.* Древняя континентальная окраина в Иране. – В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979, т. 3, с. 280.
4. *Браташ В.И.* Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. – Геотектоника, 1975, № 2, с. 55.
5. *Шемпелев А.Г.* О глубинном выражении Главного Кавказского надвига. – Геотектоника, 1978, № 6, с. 57.
6. *Хаин В.Е.* Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. – Геотектоника, 1979, № 4, с. 63.
7. *Алланов А., Жмуд М.С., Панесенко О.М., Пашаев М.С., Ташлиев М.Ш.* Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана. М.: Недра, 1976. 132 с.
8. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 13.

УДК 551.24 (084) (575.3)

Ю.А. Дьяков, Э.С. Чернер, В.А. Соколов

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ТАДЖИКИСТАНА

Региональная тектоническая карта Таджикистана масштаба 1 : 500 000 составлена в основном по материалам среднемасштабных геологосъемочных работ и предваряющих их специализированных тектонических исследований. В качестве геологической основы послужили унифицированные представления о стратиграфии и магматизме Таджикистана. В настоящее время отсутствуют общепринятая методика и принципы составления тектонических карт. Одни исследователи называют тектоническими карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста. Другие считают не менее важным изображение на тектони-

ческих картах тектонического режима и его изменений во времени. Однако наибольший интерес, по нашему мнению, представляют карты геологических тел, отличающихся друг от друга вещественными и структурными признаками. Поэтому методика создания тектонической карты Таджикистана и поставленные при этом цели заключались в следующем.

1. Выделение геологических тел нескольких порядков, охарактеризованных по составу, возрасту и взаимным соотношениям, чем достигается показ структуры (т. е. строения) исследуемой территории, где в качестве структурных элементов выступают формации, структурные этажи, складчатые комплексы.

2. Группирование выделенных структурных элементов в региональные тектонические подразделения и выяснение их латерального распространения, другими словами, в районировании исследуемой территории, где в качестве тектонических зон разного порядка выступают типы и подтипы формационных рядов, складчатые системы и пояса.

3. Изображение различных типов тектонических форм, что помогает выяснить степень дислоцированности тектонических подразделений.

Таким образом, по своему содержанию карта относится к категории структурно-вещественных. "Использование формаций-индикаторов позволяет перейти от структурно-вещественных характеристик к тектонической классификации с подразделением тел, группирующихся в структурные этажи, на геосинклинальные, орогенные и плитные".

1. Структурные подразделения

Под структурой сложного геологического тела понимается взаимное расположение его структурных элементов. Структурными элементами геологического пространства Таджикистана являются формации, структурные этажи и складчатые комплексы, взаимным расположением которых и определяется его структура. Следовательно, под структурой понимается строение того или иного участка земной коры в целом, а не отдельная складка или отдельный разрыв.

Формации представляют собой геологические тела, выделяемые по вещественным признакам. Кроме того, при выделении конкретных формаций учитывались структурные особенности, характер окраски, возраст и другие признаки. В Таджикистане таким телам ближе всего соответствуют конкретные толщи, свиты, серии, магматические комплексы и их совокупности или, наоборот, части. Выделены три типа формаций – осадочные, магматические и метаморфические. В типе осадочных формаций по литологическим признакам выделены обломочный, глинистый, хемогенный, биохемогенный и смешанный классы, понимаемые как породные группы.

В типе магматических формаций классы или породные группы выделены по петрографическим признакам с учетом объемных соотношений составляющих их пород. Формации с преобладанием одной породной группы составили четыре класса (щелочно-салический, салический, базитовый и ультрабазитовый). Смешанные формации объединены в базито-салический класс. Фациальные признаки позволяют в каждой породной группе выявить плутонические, вулканические и вулкано-плутонические разновидности. Состояние изученности вещественного состава магматических формаций намного выше осадочных. Поэтому дальнейшая детализация выделенных классов проводится не на качественном уровне, как это сделано для осадочных формаций, а на количественных отношениях, путем последовательного ввода таких петрохимических параметров, как общая меланократовость, насыщенность глиноземом, общая щелочность и калиевость.

Метаморфические формации обычно выделяются на основе двух характеристик – типа метаморфизма и состава пород. Однако этот способ выделения формаций неприменим в Таджикистане, так как известные метаморфические комплексы претерпели несколько этапов метаморфизма как в его прогрессивной стадии, так и в регрессивной. К тому же в республике еще не картировались разные формационные типы метаморфических пород. Выделены два класса: филлитов и зеленых сланцев; кристал-

лических сланцев и гнейсов. В качестве конкретных формаций выступают свиты и серии с конкретным набором пород.

Таким образом, формационные подразделения, формализованно классифицированные по вещественному составу, инвариантны по отношению к их тектонической позиции.

Структурные этажи. На тектонической карте Таджикистана фанерозойские геосинклинальные формации и коррелятные им отложения чехлов жестких массивов расчленены на три структурных этажа: нижний (дофлишевый), средний (флишевый) и верхний (молассовый).

В пределах Таджикистана типично проявлен верхний, молассовый этаж. Практически повсеместно он представлен грубообломочными молассами, иногда со значительной примесью вулканогенного материала. В подошве этажа в ряде мест четко проявлено угловое несогласие. Имеются разрезы, где такого несогласия нет. Несмотря на то что повсеместно верхний этаж образован обломками нижележащих толщ, он дислоцирован с ними в едином плане и участвует в строении одних и тех же складок.

Средний, флишевый этаж устанавливается на основании своей типоморфной формации – флиша. Там, где флиш развит, выделение этажа не вызывает затруднения. Однако во многих местах флиш отсутствует, и тогда к среднему этажу относятся отложения, непосредственно подстилающие молассу и отделенные от нижележащих отложений поверхностью регионального несогласия.

Нижний, дофлишевый этаж легко диагностируется лишь в районах с эвгеосинклинальным набором пород. В районах развития миогеосинклинальных формаций и в чехлах жестких массивов этот этаж сложен различными терригенными, карбонатными, кремнистыми и вулканогенными формациями. Взаимоотношение этого этажа с комплексом основания самое различное – как согласное, так и несогласное. В Таджикистане имеются разрезы, в которых выделить структурные этажи невозможно. Большинство таких разрезов построено однообразными терригенно-карбонатными формациями.

Стратифицированные магматические формации являются непременным элементом структурных этажей с эвгеосинклинальным набором формаций или в чехлах жестких массивов. В этих случаях с вулканитами ассоциируются и комагматичные им гипабиссальные, и субвулканические дискордантные интрузивные массивы, которые также принадлежат к данному структурному этажу. Во всех остальных случаях дискордантные массивы изверженных пород, локализующиеся, как правило, в нижних структурных этажах, но связанные в своем становлении с временем формирования флиша и моласс, рассматриваются как тела-включения верхних этажей в нижние и закрашиваются на карте цветом того этажа, с временем формирования которого они связаны.

В районах, относящихся к молодым платформам, структурные этажи обычно не выделяют. Тем не менее мы рискнули расчленить чехол молодой платформы на три части, каждая из которых характеризуется специфическим набором формаций. Расчленение чехла молодой платформы нами проведено на основании вещественных признаков. К нижней части отнесены кимеридж-титонские карбонатно-сульфатно-галогенные образования, которые в горном обрамлении подстилаются угленосной ранне-среднеюрской молассовидной формацией. К средней части отнесены формации платформенного типа мел-эоценового возраста. Верхнюю часть слагают мощные молассоидные олигоцен-плиоценовые толщи.

Складчатые комплексы являются геологическими телами, объединяющими структурные этажи. Присутствие типоморфных геосинклинальных формаций в структурных этажах и время их формирования позволяют выделить в пределах республики два герцинских (Южно-Тяньшаньский и Северо-Памирский) и один киммерийский (Южно-Памирский) складчатые комплексы.

В жестких массивах геосинклинальным складчатым комплексам соответствуют сингеосинклинальные чехлы. Типоморфные формации для этих чехлов указать трудно, и выделяются массивы по ряду косвенных признаков. Типичными представителями жестких массивов, в которых фундамент обнажен на поверхности или установлен в

результате бурения, являются Курамино-Ферганский и Курговатский, менее определенно выделение Южно-Гиссарского и Каракульского жестких массивов.

Помимо геосинклинальных складчатых комплексов и коррелятных им чехлов жестких массивов, в Таджикистане развиты глубоко метаморфизованные образования, которые отнесены к комплексу основания. Последний образует ряд самостоятельных выходов на дневной поверхности (Гармский, Музкольский и др.), наиболее крупный из них находится в пределах территории Юго-Западного Памира. Во всех случаях метаморфические породы датируются архейско-раннепротерозойским возрастом. Они нигде не имеют стратиграфических контактов с более молодыми геосинклинальными складчатыми комплексами, но предполагается, что подобные им образования могут подстилать геосинклинальные комплексы, как это наблюдается в Курговатском жестком массиве.

Альпийский комплекс занимает четкую структурную позицию. Он повсеместно перекрывает герцинские и киммерийский складчатые комплексы, залегая на первых резко несогласно, а на последнем с видимым согласием. Этот комплекс состоит из трех частей, приравненных нами к этажам, типоморфные ассоциации формаций которых позволяют относить их к квазиплатформенному, платформенному и орогенному типам. Такую совокупность формаций и структурных этажей, залегающих на геосинклинальных складчатых комплексах, предлагается вслед за С.А. Захаровым называть тергальной, а комплекс – тергальным.

На карте возраст (время формирования) структурных этажей и комплексов отображается цветом.

2. Тектоническое районирование

Выделение тектонических зон. В Средней Азии стало традиционным при районировании территорий выделять тектонические (структурно-фациальные, структурно-формационные) зоны, основываясь на различных признаках. Проведенный нами анализ показал, что какие бы признаки при выделении зон ни назывались, основополагающими выступают три из них: тип стратиграфического разреза, характер магматизма и тип дислокаций.

Стремление к интеграции карт, составленных на основе стратиграфических, магматических признаков и разных типов дислокаций, в целях выявления структурно-формационных зон оказалось безуспешным. Это объясняется тем, что границы ареалов распространения стратиграфических и магматических подразделений пересекаются в пространстве (совпадают они только в частном случае – в районах развития раннегеосинклинальных образований эвгеосинклинального типа, а также в районах развития стратифицированных вулканических ассоциаций), а тип дислокаций зависит в первую очередь от литологических особенностей пород, не коррелирующихся со стратиграфическими подразделениями. Поэтому в качестве зональных подразделений предлагается выделение формационных рядов, определение которых дано Л.Б. Рухиным. В своем латеральном распространении типы формационных рядов практически совпадают с тектоническими зонами в понимании А.П. Марковского, П.Д. Виноградова, С.К. Овчинникова, а подтипы рядов близки к понятию тектонических зон в интерпретации М.М. Кухтикова и тектонических подзон Б.П. Бархатова. При этом сам метод выделения формационных рядов в пределах конкретных складчатых комплексов (герцинского, киммерийского) принципиально развивает представления М.М. Кухтикова о том, что районирование складчатых областей следует проводить применительно к одному тектоническому этапу – альпийскому, герцинскому, каледонскому и т.д.

Формационные ряды. Особенности вещественного состава позволяют выделять формационные ряды только в пределах развития герцинских и киммерийского комплексов. В Южно-Тяньшаньском складчатом комплексе в пределах республики выделяются формационные ряды Курамино-Ферганского, Туркестано-Зеравшанского,

Зеравшано-Гиссарского и Южно-Гиссарского типов. В Северо-Памирском герцинском складчатом комплексе выделены формационные ряды Калайхумб-Сауксайского, Каракульского, Дарваз-Сарыкольского, Тузгунь-Терескейского типов, а в Южно-Памирском киммерийском складчатом комплексе – формационные ряды Центрально-Памирского, Рушанско-Пшартского, Юго-Восточно-Памирского типов.

Формационные ряды в комплексе основания не выделены. Это объясняется разобщенностью выходов комплекса основания. Не выделены формационные ряды и в альпийском тергальном комплексе, что вызвано однотипным формационным составом этого комплекса на всей территории республики.

Следующими по рангу единицами в системе зональных подразделений Таджикистана являются геосинклинальные складчатые системы и пояса, понимаемые в том же смысле, который вкладывают в них А.А. Богданов и его соавторы. Складчатые системы охватывают по площади формационные ряды одновозрастного складчатого комплекса. Выделяются две герцинские складчатые системы – Южно-Тяньшаньская и Северо-Памирская – и одна киммерийская – Южно-Памирская. Складчатые системы объединяются в складчатые пояса. Южно-Тяньшаньская складчатая система вместе с каледонидами Северного Тянь-Шаня составляет часть Урало-Тяньшаньского пояса, а герцинская и киммерийская складчатые системы Памира входят в состав Средиземноморского пояса. Граница между этими поясами в пределах Таджикистана перекрыта альпийским комплексом Таджикской депрессии, и ничего определенного о ней сказать нельзя. Границей Северо- и Южно-Памирской складчатых систем служит Ванч-Акбайтальский разлом.

Зональными региональными неотектоническими подразделениями альпийского комплекса являются сводово-глыбовые поднятия и разделяющие их депрессии. К первым относятся Курамино-Моголтауское, Южно-Тяньшаньское и Памирское сводово-глыбовые поднятия, ко вторым – Ферганская и Таджикская депрессии. Основные тектонические формы в Таджикской депрессии – антиклинории и синклинории. Между депрессиями и сводово-глыбовыми поднятиями располагаются пограничные тектонические формы, именуемые ступенями. Это Ферганская и Предгиссарская ступени. Их выделение основано на гипсометрическом положении поверхности доальпийского фундамента, занимающего промежуточное положение между обнажающимся на поверхности фундаментом в сводово-глыбовых поднятиях и глубоко опущенным фундаментом в депрессиях. Сводово-глыбовые поднятия и депрессии объединены в орогенические системы, образующие в совокупности Азиатскую орогеническую провинцию.

3. Дислокации

Наносятся оси разновозрастных складок, отображается их морфология. Разрывы разделяются по геометрическому признаку на крутопадающие, надвиги и шарьяжи, а по кинематическому – на сдвиги, сбросы и взбросы. Особыми условными знаками показываются грабены, рампы, зоны широкого развития катаклазитов и милонитов, а также предполагаемые осевые зоны глубинных разломов. Помимо того, на карте показывается форма залегания магматических интрузивных и амагматических депрессий и вулкано-купольных поднятий.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3
С.А. Захаров. Проблемы тектоники Средней Азии 4

Часть I

Тектоника и землетрясения

И.Е. Губин. Сейсмотектоника и сейсморайонирование 9
Л.М. Балакина. Тектоника и механизм землетрясений Заалайского хребта 24

Часть II

Докембрийский фундамент

В.Н. Огнев, Л.Н. Белькова. Развитие, строение и отражение в структурах палеозоя докембрийского фундамента Среднеазиатского складчатого пояса 40
В.И. Кнауф. Типы догеосинклинального основания палеозоид Киргизского Тянь-Шаня 45

Часть III

Некоторые древние структуры Северного и Срединного Тянь-Шаня

В.Д. Вознесенский, М.И. Литвак, Ю.П. Ненашев, К.П. Козловский, В.Л. Курмилев. Тектоническая структура и структурная эволюция Макбальского выступа 50
В.Г. Королев, В.В. Киселев, Р.А. Максумова. Основные черты палеозойской тектоники Северного и Срединного Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР 55

Часть IV

Герцинские структуры Южного Тянь-Шаня

Р.Б. Баратов, С.И. Щукин. К проблеме геотектоники гранитов (на примере Южного Тянь-Шаня) 61
Г.С. Поршняков. Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня 66
Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, И.А. Марушкин, В.М. Пай, П.Д. Резвой, И.И. Солошенко. Концентрические структуры – новое в тектонике Южного Тянь-Шаня 73
М.М. Кухтиков, Г.П. Винниченко, И.Н. Черенков. Олистостромы складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая 78
Л.Е. Вишневский, А.С. Алексеев, М.Н. Соловьева. К вопросу о палеотектонической обстановке формирования верхнепалеозойских олистостромовых толщ северного склона Алайского хребта (Южная Фергана) 86
А.К. Бухарин, И.А. Масленникова, А.К. Пятков, В.К. Панасюченко. Новое в проблеме докембрия гранито-гнейсовых куполов и кольцевых структур Юго-Западного Гиссара 92
Е.В. Христов, А.В. Миколайчук. О строении и тектонической позиции зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня (майлисуйская и канская серии) 98
Ю.С. Бискэ. Формационные комплексы (типы разрезов) среднего палеозоя в Нуратау-Кокшаальских герцинидах 104
А.К. Бухарин, И.А. Масленникова, А.К. Пятков. Каледонско-варисская тектоника Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны (Западный Узбекистан) 109
В.Н. Куземко, И.А. Ковальчук, В.И. Павлов. Структурный анализ Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) на основе изучения космофотоснимков 114

Часть V

Структуры Таджикской депрессии и Гиндукуша

Я.А. Беккер, Ю.Ф. Коновалов, Г.В. Кошлаков, Д.Р. Мучаидзе. Новые данные о строении земной коры Таджикистана 118
В.И. Дронов. Основные структуры Таджикской депрессии и Гиндукуша 123

Часть VI

Гармский геодезический полигон

Т.В. Гусева, А.А. Лукк, А.К. Певнев, Ю.П. Сковородкин, В.И. Шевченко. Основные черты тектоники района Гармского полигона (Таджикистан) 133

Часть VII

Новейшая тектоника

Ф.Н. Юдахин. О природе древних и новейших тектонических движений Киргизского Тянь-Шаня 140
О.К. Чедия. Новейшая тектоника Памиро-Тяньшаньского сектора 145
Л.М. Лысков. Возраст рельефа и четвертичная тектоника Северного и Центрального Таджикистана 149
В.П. Лозиев, Ю.Н. Пильгуй, В.М. Новиков, В.С. Лучников, М.А. Тютин, Н.П. Грянко. Новейший тектогенез и картирование неотектонических движений в Южно-Таджикской депрессии . 156

Часть VIII

Вопросы общей и региональной тектоники

С.А. Захаров. Происхождение Земли и истоки тектогенеза 162
С.В. Руженцев, В.А. Швольман, Б.Р. Пашков, И.И. Поспелов. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса 167
В.И. Попов, В.Ю. Запрометов, Х. Чиникулов. Структурно-формационное районирование альпид Памирского сектора 175
Н.С. Афанасьева, В.А. Буш, В.В. Козлов, Л.А. Успенская. Некоторые новые типы тектонических структур Средней Азии, устанавливаемые при интерпретации космических снимков 179
О.М. Панасенко. Древние рифтовые зоны юго-западной окраины Туранской плиты и проблема ее границы с альпидами 184
Ю.А. Дьяков, Э.С. Чернер, В.А. Соколов. О тектонической карте Таджикистана 189

УДК 551.24 (575)

Проблемы тектоники Средней Азии. Захаров С.А. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Проблемы тектоники Средней Азии включают, по существу, все проблемы геотектоники. Их можно разделить на группы региональные, глобальные и общие (теоретические). Без разработки проблем последних групп невозможно полноценное изучение тектоники Средней Азии.

УДК 550.34 + 47.57

Сейсмотектоника и сейсморайонирование. Губин И.Е. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Показаны закономерности в соответствиях между геологическими структурами и сейсмическими явлениями, а также пути их использования для проведения сейсмического районирования. Приведены примеры ошибочного сейсморайонирования, выполненного без учета сейсмогенных тектонических процессов.

Ил. 8, библиогр.: с. 23–24 (38 назв.).

УДК 550.34 + 47.57

Тектоника и механизм землетрясений Заалайского хребта. Балакина Л.М. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

По инструментальным сейсмическим данным определен механизм очагов сильнейших землетрясений района Заалайского хребта 1974 и 1978 гг. Выяснена связь процессов в очагах с тектоникой района.

Табл. 1, ил. 10, библиогр.: с. 39 (8 назв.).

УДК 551.243:551.73 (575)

Развитие, строение и отражение в структурах палеозоя докембрийского фундамента Среднеазиатского складчатого пояса. Огнев В.Н., Белькова Л.Н. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Архейские осадки развивались в депрессиях, впоследствии служивших срединными массивами. Консолидация этих осадков в конце раннего протерозоя завершила создание кристаллической коры. Фанерозойские геосинклинали заложились в областях развития нижнего протерозоя, т.е. на континентальной коре, а не на молодой коре океанического типа.

Ил. 1, библиогр.: с. 45 (5 назв.).

УДК 551.24: (575.1)

Типы догеосинклинального основания палеозоид Киргизского Тянь-Шаня. Кнауф В.И. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

В Киргизском Тянь-Шане различают два типа догеосинклинального основания – сиалический (гранито-гнейсовый) и меланократовый (базит-гипербазитовый). Отмечаются особенности геологического строения, металлогении и сейсмогенности районов меланократового основания.

Ил. 1, библиогр.: с. 49 (13 назв.).

УДК 551.243 (235.216)

Тектоническая структура и структурная эволюция Макбальского выступа. Вознесенский В.Д., Литвак М.И., Ненашев Ю.П., Козловский К.П., Курмилев В.Л. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Макбальский выступ докембрия в западной части Киргизского хребта, рассматриваемый как пологий купол, сложенный нижнепротерозойскими породами, в действительности состоит из тектонических пластин, имеющих складчатую внутреннюю структуру.

Библиогр.: с. 54–55 (15 назв.).

УДК 551.24 (235)

Основные черты палеозойской тектоники Северного и Срединного Тянь-Шаня в пределах Киргизской ССР. Королев В.Г., Киселев В.В., Максумова Р.А. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Северный Тянь-Шань – область каледонской складчатости, включает срединные массивы, байкальские и каледонские складчатые зоны, а Среднетяньшаньская герцинская складчатая

область – выступы дорифейского кристаллического основания и каледонские, средне- и позднегерцинские складчатые зоны.

Ил. 1.

УДК 552.3 (575.3)

К проблеме геотектоники гранитов (на примере Южного Тянь-Шаня). Баратов Р.Б., Щукин С.И. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Рассмотрены особенности геотектоники, связанные со становлением гранитоидных тел, уделено внимание крупным гранитоидным телам (плутонам) в Южном Тянь-Шане. Со становлением гранитоидных тел связано возникновение в них и во вмещающей раме различных структурных элементов.

Библиогр.: с. 65 (16 назв.).

УДК 551.24 (235.216)

Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня. Поршняков Г.С. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Герциниды Южного Тянь-Шаня разделены на 4 сегмента: Кызылкумский, Алайский, Ферганско-Атойнакский, Кокшаальский. В них наблюдается одинаковая последовательность деформаций: шарьирование, образование продольных складок покровов, горизонтальных флексур, вертикальных субширотных складок и диагональных разрывов.

Табл. 1, ил. 2, библиогр.: с. 73 (9 назв.).

УДК 551.243.3.13 (235.216)

Концентрические структуры – новое в тектонике Южного Тянь-Шаня. Резвой Д.П., Алексеенко А.В., Марушкин И.А., Пай В.М., Резвой П.Д., Солошенко И.И. – В кн: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Структуры концентрического типа впервые установлены в Южном Тянь-Шане. Предварительное изучение показывает их глубинное (эндогенное) происхождение.

Ил. 1, библиогр.: с. 78 (5 назв.).

УДК 551.263.2 (575.3)

Олистостромы складчатых областей Памира и Гиссаро-Алая. Кухтиков М.М., Винниченко Г.П., Черенков И.Н. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

В пределах Гиссаро-Алая и Памира олистостромы развиты в составе флишевых, вулканогенно-осадочных и молассовых толщ. Олистостромы – образования осадочные. Предполагаемая многими генетическая связь олистостромов с тектоническими покровами в Гиссаро-Алае и на Памире не находит доказательств.

Ил. 3, библиогр.: с. 86 (21 назв.).

УДК 551.248.1:551.735:552.5 (575.22)

К вопросу о палеотектонической обстановке формирования верхнепалеозойских олистостромовых толщ северного склона Алайского хребта (Южная Фергана). Вишневский Л.Е., Алексеев А.С., Соловьева М.Н. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Изучены литологический состав и генетические типы среднекаменноугольных карбонатных пород олистолитов зузановского олистостромового горизонта Каузанского антиклинория. Формирование олистостромов связывается с инверсией лептогеосинклинальных прогибов.

Ил. 1, библиогр.: с. 91–92 (22 назв.).

УДК 551.24:551.71/72 (235.214–14)

Новое в проблеме докембрия, гранито-гнейсовых куполов и кольцевых структур Юго-Западного Гиссара. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К., Панасюченко В.К. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Отрицается принадлежность к архею–протерозою двух серий в метаморфическом комплексе Байсунской зоны. Ставится вопрос об их более молодом возрасте и об особенностях их структуры.

Ил. 2, библиогр.: с. 97 (7 назв.).

УДК 551.243:551. (235.216)

О строении и тектонической позиции зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня (майдисуйская и канская серии). Христов Е.В., Миколайчук А.В. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Среди зеленосланцевых толщ Южного Тянь-Шаня выделены две разновозрастные серии. Нижнюю слагают сланцы и метаэффузивы (нижний палеозой – верхний силур) океанического чехла офиолитов, верхнюю – песчано-сланцевые отложения (силур – девон) батиального комплекса.

Ил. 2, библиогр.: с. 103–104 (17 назв.).

УДК 551.24 + 551.73 (235.216)

Формационные комплексы (типы разрезов) среднего палеозоя в Нуратау-Кокшаальских герцинидах. Бискэ Ю.С. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Сопоставление осадков герцинид Нуратау, Туркестано-Алая, Ферганского хребта и Кокшаала позволяет установить основные типы разрезов и унифицировать их для легенды геологических карт.

Табл. 1, библиогр.: с. 108 (14 назв.).

УДК 551.24:551.262:551.73 (575.1-15)

Каледонско-варисская тектоника Зеравшано-Туркестанской структурно-формационной зоны (Западный Узбекистан). Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

В Зеравшано-Туркестанской зоне выделены два подтипа осадков ауминза-бесапанского комплекса и его аналогов (венд–венлок). Первый из них слагает Центральные Кызылкумы и северо-западную часть Северного Нуратау, второй – Юго-Восточный Нуратау. Установлена интенсивная преддевонская складчатость.

Ил.2.

УДК 550.814 + 551.24 (235.216)

Структурный анализ Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) на основе изучения космофотоснимков. Кузенко В.Н., Ковальчук И.А., Павлов В.И. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Дешифрирование космофотоснимков позволило выделить ряд протяженных скрытых разломов фундамента. Субмеридиональные скрытые разломы являются рудоконцентрирующими. Установлено, что тектонические зоны четко различаются по доминирующим ориентировкам мелких линеаментов.

Ил. 2, библиогр.: с. 117 (4 назв.).

УДК 550.311

Новые данные о строении земной коры Таджикистана. Беккер Я.А., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В., Мучаидзе Д.Р. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Сопоставлены глубинные геоэлектрические разрезы территории Таджикистана. Выделены внутрикоровые хорошо проводящие слои и показана удовлетворительная корреляция геоэлектрической и геолого-петрологической моделей. На основе новейших геолого-геофизических материалов установлены структура чехла и особенности фундамента Афгано-Таджикской впадины.

Ил. 2, библиогр.: с. 123 (20 назв.).

УДК 551.24 (235.211)

Основные структуры Таджикской депрессии и Гиндукуша. Дронов В.И. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

В пределах Афганистана и Южного Таджикистана выделены ранние, средние и поздние киммериды, ранние и средние альпиды, а также позднеальпийские наложенные впадины. Сделан вывод об ограниченном развитии в этом регионе альпийских геосинклинальных структур.

Ил. 1, библиогр.: с. 131–132 (40 назв.).

УДК 551.24 (575.3)

Основные черты тектоники района Гармского полигона (Таджикистан). Гусева Т.В., Лукк А.А., Певнев А.К., Сковородкин Ю.П., Шевченко В.И. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Геологическое строение северного склона хр. Петра Первого, его сейсмичность и современные движения связаны с перемещением к северу трех субгоризонтальных тектонических пластин, составляющих зону Вахшского надвига.

Ил. 2, библиогр.: с. 139 (13 назв.).

УДК 550.311 + 550.361

О природе древних и новейших тектонических движений Киргизского Тянь-Шаня. Юдахин Ф.Н. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Тектоническое развитие Киргизского Тянь-Шаня в позднедокембрийское и палеозойское время определялось блоковым строением верхней мантии, установленным по сейсмическим данным. Активизация эпигерцинской платформы в олигоценовое время, приведшая к формированию современной структуры, – следствие неравномерного разогрева земной коры за счет радиогенного тепла.

Ил. 2, библиогр.: с. 145 (12 назв.).

УДК 551.24

Новейшая тектоника Памиро-Тяньшаньского сектора. Чедия О.К. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Показан складчатый характер дислокаций отложений покрова во впадинах и глыбово-складчатый новейших дислокаций древних толщ в горном обрамлении впадин. Сделан вывод о преобладании в новейшей структуре складок продольного изгиба, обусловленных в основном субмеридиональным тангенциальным сжатием.

Библиогр.: с. 148–149 (17 назв.).

УДК 551.24:551.79:551.4 (575.3)

Возраст рельефа и четвертичная тектоника Северного и Центрального Таджикистана. Лысков Л.М. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Приведена характеристика четвертичных геологических структур Северного и Центрального Таджикистана. По особенностям проявления неотектогенеза производится районирование территории на области, зоны, подзоны.

Ил. 2, библиогр.: с. 155 (17 назв.).

УДК 551.24 (575.3)

Новейший тектогенез и картирование неотектонических движений в Южно-Таджикской депрессии. Лозиев В.П., Пильгуй Ю.Н., Новиков В.М., Лучников В.С., Тютин М.А., Грянко Н.П. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

На новейшем этапе геологического развития Южно-Таджикской депрессии выделяются три стадии. Начальная и промежуточная характеризуются конседиментационными движениями, которые завершаются образованием выровненных поверхностей. Для завершающей стадии типичны тологенные движения, следствием которых является формирование современного рельефа.

Ил. 2, библиогр.: 161 (14 назв.).

УДК 551.12 + 551.240

Происхождение Земли и истоки тектогенеза. Захаров С.А. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Планеты группы Земли образовались из вторичного протопланетного облака. Падение на Землю двух крупных планетоидов около 3,7 и 2,7 млрд. лет назад привело к сферически неравновесному состоянию Земли и к относительным смещениям литосферы. Генеральные черты тектонического развития Земли были обусловлены этими событиями.

Ил. 2.

УДК 551.263 (235.211 + 235.243)

Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса. Руженцев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Реликты океанических рифтогенных прогибов прото-, палео-, мезо-, и нео-Тетиса сохранились в Памиро-Гималайском регионе в виде серии офиолитовых сутур, в которых возраст офиолитовых ассоциаций в целом закономерно омолаживается с севера на юг. Этот феномен свидетельствует о поступательном смещении к югу процесса дробления Гондваны, происходившего на фоне сближения Евразиатской и Индостанской плит.

Ил. 1, библиогр.: с. 174–175 (34 назв.).

УДК 551.24 (235.21)

Структурно-формационное районирование альпид Памирского сектора. Попов В.И., Запрометов В.Ю., Чиникулов Х. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

На основе ядерной теории развития земной коры (В.И. Попов, 1960г.) в Памирском секторе альпийского Средиземноморского пояса выделяются четыре структурно-формационных подпояса, ядерные триады, которые расчленяются на ряд типовых структурно-формационных зон.

Табл. 1, ил, 1, библиогр.: с. 178 (33 назв.).

УДК 528.77 (202) :551.24 (-925.2)

Некоторые новые типы тектонических структур Средней Азии, устанавливаемые при интерпретации космических снимков. Афанасьев Н.С., Буш В.А., Козлов В.В., Успенская Л.А. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

Интерпретация космических снимков позволила получить новую информацию о линейных и кольцевых тектонических структурах Средней Азии. Наиболее четко выражен Турано-Гималайский линеамент.

Ил. 2, библиогр.: с. 184 (5 назв.).

УДК 551.24 (575.4)

Древние рифтовые зоны юго-западной окраины Туранской плиты и проблема ее границы с альпидами. Панасенко О.М. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

В палеозое возникли Карашорская, Туаркырская и Южно-Туркменская рифтовые зоны. Осевая линия последней зоны является усредненной границей Евразийской и Аравийской плит.

Ил. 1, библиогр.: с. 189 (8 назв.).

УДК 551.24 (084) (575.3)

О тектонической карте Таджикистана. Дьяков Ю.А., Чернер Э.С., Соколов В.А. – В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука.

В итоге картировки структур территории Таджикистана была составлена тектоническая карта масштаба 1 : 500 000. Вначале выделялись малые геологические тела, они объединялись в структурные этажи и складчатые комплексы.

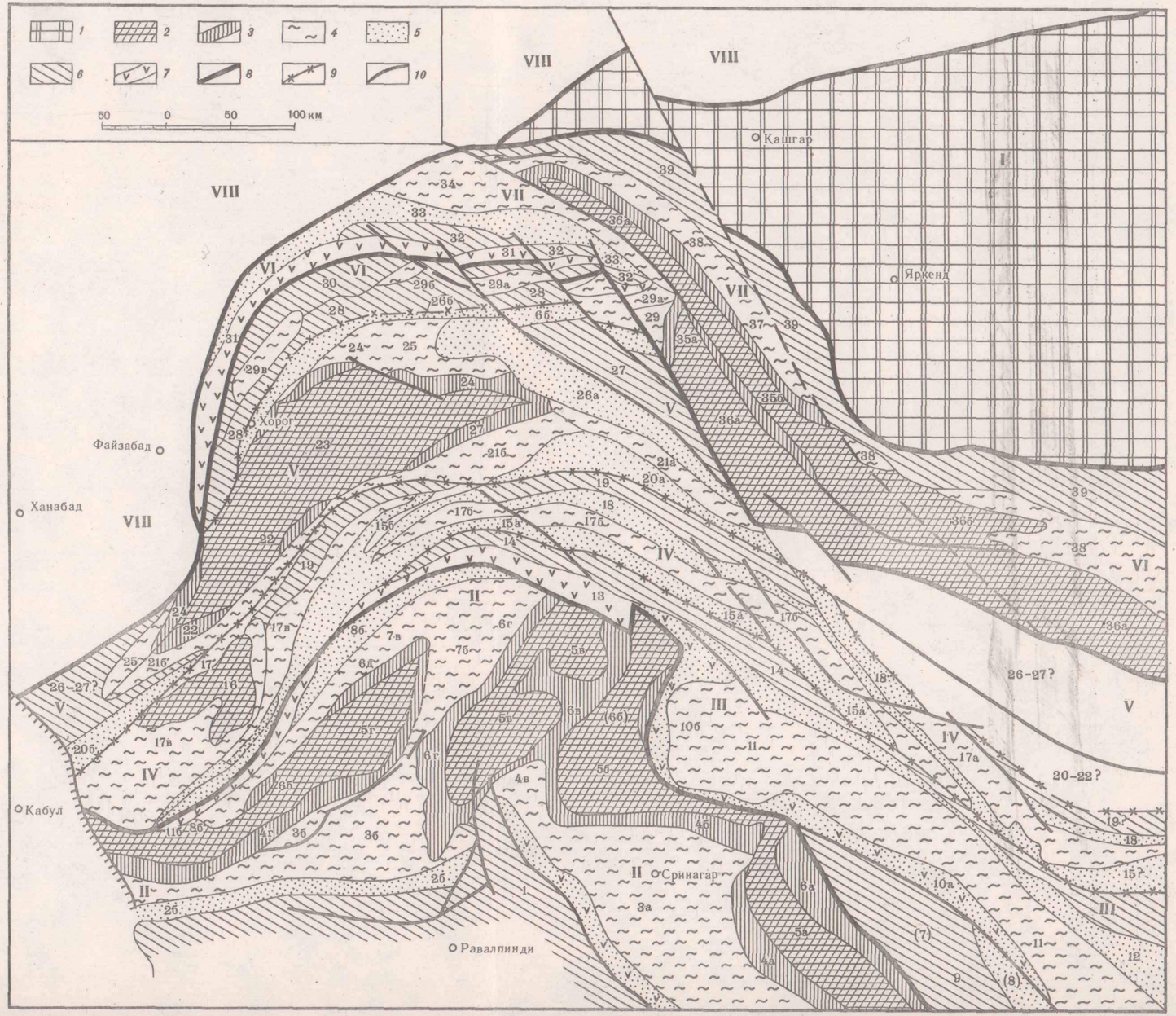
Библиогр.: с. 193–194 (21 назв.).

к ст. Ю.С. Баскэ, с. 105

Таблица

Основные местные (литостратиграфические) подразделения среднего палеозоя Нуратау-Кокшаальской складчатой области

Главные типы разрезов	Сектор			
	Нуратау-Мальгузарский	Туркестано-Алайский	Восточно-Ферганский	Кокшаальский
1. Терригенные (шириктинские, балыктинские)	—	—	—	Песчаники, сланцы C_2^b Учкаринские известняки $C_1 - C_2^b$ Кремнисто-вулканогенная толща D Шириктинская свита $S_1w - D_1^l$
2. Зелено-сланцевые		Шуранская свита C_2b Тахматдангинская свита $D_2 - _3$ Намаздыкские известняки, песчаники $D_1 - _2$	Шингские известняки $C_1 s - C_2^b$ Карашакские песчаники, известняки, кремни $D_3? - C_1$ Манубалдинская толща $S_2 - D_2$	
	Иттынусайские, канские, Майлисуйские зеленые сланцы $PR_2? - S_1$			
3. Вулканогенные	Чимкурганская свита	Чугамские граувакки $C_1 - C_2b?$ Ходжагаирская свита $D_2 - C_1$ Киргизатинская серия S_{1-2} Чилесайская свита S_{1-2} Сарталинская свита $O - S_1 ln$?	Киркичинский флиш $C_1s - C_2b$ Окджатпесские известняки $D_2 - C_1$ Каракорумская серия $S_1 - D_2$ Сересуйская свита $S_1w - D_1^l$ Кызкурганская свита $S_1 ln$	Чараташские конгломераты $C_1s - C_2b$ Кенсуйские кремни, известняки $D_3 - C_1$ Кайнарская, ташрабатская серии $S - D$ борлуторские туфы. граувакки D Сланцы S_{1-2}
4. Лептогеосинклинальные: а) северная зона (1–2 группы разрезов)	Песчаники, сланцы, конгломераты $C_2b - m_1$ Шаланская серия $S_2^2 - C_2b (D - C_1)$ (коккиинская свита и др.)			
		Пульгонская свита $S_1w - D_1^l$ Сюгетская свита $S_1 ln$	айрыташские, чакырко + румские и другие вулканиты D_{1-2} Абширсайская серия (граптолитовые сланцы и песчаники) $S_1 - D_1^l$	
б) южная зона (3 группа разрезов)		Чоналайская, кугартская, кипчакская флишевые серии $C_2m - C_3^l$ Калмакасуйская серия $C_1v - C_2m$ Азванская серия D	Шаланская серия $D - C_2b$	?Караджилгинская серия $S_2^2 - C_2$
		Известняки, сланцы, порфириты S_{1-2} $(S - D_1)$	Михайловские песчаники S_1?	Сланцы S_2
5. Известняки	Мерцкорские и матчайские разрезы: Шютская свита $C_1s - C_2b$; Пешкаутские, пумские известняки $C_1v - s$; Джамбулакские известняки $D_3 - C_1$; Улуканские известняки $D_2gv - D_3$; Джалпакские, актурские известняки $D_1 - D_2e$; Талбулакские известняки, кремни D_1D; Шалынская, абартканская свиты S_2; Айдынсайские известняки; Гавальбетская свита $S_1 - _2$; Матчайские известняки $S_2 - D_1^l$; Пульгонская свита $Sw - ld$; Сюгетская свита $S_1 ln$		Баубашата-боркольдойские разрезы: Конуртюбинская свита C_2b; Арсланбобские известняки, кремни $C_1s - C_2b_1$; Керейские (пешкаутские) известняки $C_1v - s$; Известняки, доломиты, кремни $C_1t - v$; Тегерекские известняки $D_2gv - D_3$; Босоготашские, текелиторские андезито-базальты $D_2gv (D_2gv - D_3, D_1? - D_2)$; Исфанджайляуская известняковая серия $S_2 - D_2e$; Уюнкурские, карачукурские известняки, сланцы S_2; Шалдыракские, аюлоторские песчаники $O? - S_1$	Флиш, конгломераты, известняки C_2m_1
	Койташские и алайские разрезы: Толубайская свита C_2m_1 $(C_2m_1 - _2)$; Каузанские известняки, кремни, аллиты $C_1s - C_2$; Пешкаутские известняки $C_1v - s$; Известняки, доломиты, песчаники $D_2gv - C_1t$; Алайская серия $D_2gv - C_1t$; Караджегачская серия $D_1 - D_2e$; Кызокинские и другие известняки D_1; Джалаирские песчаники, конгломераты S_1w; Зеравшанская песчано-сланцевая серия $S_1 - S_2ld$; Лянгарские, сюгетские углистые сланцы $S_1 ln$		—	Сарыбелесские разрезы: Толубайская свита C_2m_1; Известняки $C_1s - C_2m_1$; Пешкаутские известняки $C_1v - s$; Известняки C_1t; Тегерекские известняки $D_2gv - D_3$; Сарыбелесская известняковая серия $S_2ld - D_2e$; Кельсуйские известняки $S_1w - S_2$
6. Терригенные (яссинские, кокшаальские)	—	—	Улугчатская флишевая серия $C_3 - P_1as$; Джуректашская свита С; Кендысуйские слои $D_3 - C_1$; Джартюбинская свита $D_2 - _3$; Яссинские сланцы, песчаники D_{1-2}; Тамчинские сланцы, известняки $S_2 - D_1$	Кипчакская флишевая серия $C_2m - C_3$ $(C_2m - P_1as)$; Карасайнынская свита C_{1-2}; флиш $C_1t - v$; Кайчинская свита $D_3 - C_1t$; Тысбельские, бедельские Айрыторская песчаники D свита $D_1 - D_3^l$; Карачукурская свита S_2
7. Известняковые (кипчалминские, джангартские)	—	—	Семизские известняки $D(D_2 - C?)$; Биргузинские известняки, сланцы $S_2 - D_2gv$	Саукторская свита P_1as; Джангартская известняковая серия $D - P_1as$; Известняки, сланцы S_2



Арм. ССР
Республиканский фонд геологических фондов
3994

Схема расчленения поясов, подпоясов и структурно-формационных зон Памирского сектора (Средиземноморский альпийский пояс и смежные варисские пояса).

1 – праконтинент, *2* – сердцевины ядра, *3* – их оторочки, *4* – окраинноядерные, *5* – переходные, *6* – междуядерные, *7* – шовные и некоторые переходные (базитовые, ультрабазитовые); границы: *8* – поясов, *9* – подпоясов; *10* – главные разломы

3994

3р. 10 к.