СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Ср 162

ФРУНЗЕ, 1981

АКАДЕМИЯ НАУК КИРГИЗСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ
СРЕДНЕАЗИАТСКАЯ СЕКЦИЯ
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА



СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Материалы Среднеазиатского регионального тектонического совещания, г. Фрунзе, 6-8 декабря 1978 г.

29 III 83

Издательство „Илим"
Фрунзе 1981

В докладах, сделанных на Среднеазиатском региональном Тектоническом совещании в 1978 г., освещаются общие вопросы теории конседиментационной складчатости земной коры в Тянь-Шане, дается структурно-формационный анализ складчатых сооружений Средней Азии. Большое внимание уделено закономерностям развития разломов, выяснению связей между тектоникой, магматизмом и метаморфизмом, взаимоотношений между поверхностной и глубинной тектоникой.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

GEOLOGICAL PROCESSES RELATIONS IN PALEOZOIC PLICATE STRUCTURES OF CENTRAL ASIA (Materials of the Central Asia Regional Tectonic Conference)

The articles presented to the Central Asia Regional Tectonic Conference in 1978 enlight general problems of the consedimentation folding theory of the earth crust in Tian Shan. Geotectonic analysis of the plicate structures of Central Asia is described. Much attention to the relationship of the fracture development and elucidation of association between tectonics, magnetism and metamorphism and relations between surface and abyssal tectonics is given.

The book is intended for the broad range of geologists.

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии
и принято РИСО Академии наук
Киргизской ССР

Редакционная коллегия: Ф.Т.Каширин, А.Б.Бакиров, В.В.Киселев, В.И.Кнауф, В.Г.Королев (ответственный редактор).

2-9-5

© Издательство "Илим", 1981 г.

ОТ ОРГКОМИТЕТА

На Среднеазиатском региональном тектоническом совещании обсуждались важные вопросы связи тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма, геофизических полей в палеозойских складчатых сооружениях Тянь-Шаня и Памира. Оно проводилось с 6 по 8 декабря 1979 г.

Территория Тянь-Шаня, значительную часть которой занимает Киргизия, в продолжение последних пятидесяти лет служила природной лабораторией, в которой учеными городов Москвы, Ленинграда и др., Среднеазиатских республик и Казахстана был разработан ряд очень важных теоретических представлений в области тектоники складчатых областей. На базе геологических исследований Тянь-Шаня появились и были разработаны идеи структурно-фациального районирования подвижных тектонических зон. От первых самых общих схем тектонического районирования пришли к детальному структурному подразделению территории с учетом типов стратиграфических разрезов, их формационной характеристики, типов структур, характера магматической деятельности и металлогении. В последние годы в результате геофизических исследований выявлена неоднородность геофизических полей, которая позволила дифференцировать тектонические блоки по типу строения земной коры.

На примере Тянь-Шаня возникли идеи о важной роли глубинных разломов в строении складчатых областей. К настоящему времени изучены строение, история развития, металлогеническое значение многих крупнейших разломов, но их геофизическая характеристика практически неизвестна и соответственно зачастую не установлена глубина их заложения. Очень слабо изучена разломная тектоника в целом, хотя она чрезвычайно важна в познании металлогенических закономерностей. На основе изучения глубинных разломов возникла и была разработана идея о глыбовом строении земной коры в Тянь-Шане.

Принципиально важным для разработки тектонических теорий явилось выявление унаследованности в развитии ряда структурных элементов разных порядков, установление длительности их формирования, одновременной с осадконакоплением, магмообразованием, созданием рельефа. Разработка этих теоретических положений легла в

основу упомянутых выше схем дробного тектонического районирования, а также сыграла роль в познании особенностей новейшей тектоники, раскрытии характера и темпа современных движений, особенно в связи с исследованиями сейсмичности территории Киргизии. На основе анализа тектоники и геофизических данных тектонистами и сейсмологами создана принципиально новая схема сейсмического районирования республики.

Основы тектонического районирования Тянь-Шаня были заложены Д.В.Наливкиным. Существенный вклад в последующие годы в их разработку внесли В.А.Николаев, А.В.Пейве, В.И.Попов, Н.М.Синицын, В.Н.Огнев, С.С.Шульц, Д.П.Резвой, Н.П.Васильковский. Главное внимание было обращено на решение основных принципов тектонического районирования на структурно-формационной и историко-геологической основе. Наиболее полно эти принципы применительно к подвижным (геосинклинальным) поясам были разработаны В.А.Николаевым. При выделении структурно-формационных зон, по его представлениям, необходимо учитывать режим колебательных движений, выраженный в мощностях и формационном составе структурно-формационных комплексов, положение внутри мобильного пояса, полное время формирования этих комплексов, особенности складчатости, магматизма и рудообразования. Очень близкой концепции придерживался при структурно-формационном районировании Н.М.Синицын. Он создал очень дробную схему тектонического районирования горного обрамления Ферганы, важную для анализа закономерностей размещения сурьмяно-ртутных месторождений. На основе идей Н.М.Синицына, геологами Управления геологии была создана тектоническая карта Киргизии (1964 г.), которая до сих пор служит основой для построения региональных и прогнозных карт на разные полезные ископаемые.

Комплексный метод структурно-формационного районирования позволил В.А.Николаеву выявить стадийность в развитии подвижных поясов и способствовал созданию оригинальной металлогенической концепции Ю.А.Билибина, схем металлогенического районирования Тянь-Шаня, разработанных Х.М.Абдуллаевым, В.И.Смирновым и др.

Исследования по геологии Тянь-Шаня послужили основой для создания важнейших положений теории глубинных разломов. Еще В.А.Николаев обратил внимание на тектонический характер соотношений структурно-формационных комплексов, выдвинув идею о так называемой "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня", разграничившей герцинские и каледонские структуры. Затем В.И.Попов, В.Н.Огнев, Н.М.Синицын показали важнейшую роль крупных разломов в строении подвижных зон. В результате родилась идея о глубинных разломах, со всей полнотой разработанная в ряде работ А.В.Пейве. Эта идея сразу же заинтересовала геологов, изучавших тектонику и металлогению Киргизии. Появился ряд работ, посвященных описанию крупных разломов и их роли в размещении магматических и эндогенных рудных формаций.

При изучении крупных разломов исследователи тектоники Киргизии давно обратили внимание на существенную роль горизонтальной составляющей движений по ним. В.А.Николаев выдвинул идею о шарьяжном перекрытии "переходных фаций" в области сочленения Северного и Южного Тянь-Шаня, В.Н.Огнев и В.И.Попов - о крупных сдвигах, пересекающих складчатые зоны. За последние годы эти идеи, благодаря крупнейшим исследованиям А.В.Пейве и его учеников, распространились очень широко. Родились представления о крупнейшем значении шарьяжных перекрытий в структуре Южного Тянь-Шаня. Эти представления рядом исследователей оспариваются, и дискуссия между "горизонталистами" и "вертикалистами" проходит сейчас очень оживленно. В Советском Союзе усилиями А.В.Пейве и его учеников на примере Тянь-Шаня и других районов начали пересматриваться представления о природе офиолитовых поясов и в ряде мест стали находить тектонические реликты первичного "океанического дна", на котором развились геосинклинали региона. По этому поводу сейчас так же ведутся ожесточенные споры. Очень важно, что в связи с этими дискуссиями заметно усилилось привлечение геофизических данных по строению глубинных частей земной коры в Тянь-Шане. За этим направлением тектонического анализа - несомненное будущее.

Из других важных идей в области тектоники, разрабатываемых на примере Тянь-Шаня, следует упомянуть представления о длительном и непрерывном развитии складчатости, происходившей одновре-

менно с седиментацией (В.И.Попов, Д.В.Наливкин, С.С.Шульц, Н.М.Синицын и др.); о взаимосвязях тектоники, магматизма и метаморфизма; о явлениях унаследованности и наложенности структурных планов и структурного развития (А.В.Пейве, В.А.Николаев, С.С.Шульц); о возможности заложения геосинклиналей на "жестком" платформенном основании; об особом характере новейших тектонических движений и о выделении третьего структурного элемента земной коры - орогенического (С.С.Шульц); о глыбовом характере глубинных структур Тянь-Шаня.

Очень большое значение в развитии теоретических представлений об особенностях тектоники Тянь-Шаня сыграло широкое развертывание геолого-съемочных работ, проводимых Управлением геологии Киргизии при участии научных учреждений и учебных заведений. Именно эти работы послужили основой для создания ряда обзорных и переходных от обзорных к среднемасштабным тектонических карт. Производственные организации республики способствовали применению глубинных методов изучения земной коры, прежде всего геофизических. На базе созданных тектонических карт был построен ряд прогнозно-металлогенических карт и карт сейсмического районирования. Эти карты, несомненно, содействовали ориентировке поисковых работ на ряд полезных ископаемых, на определение степени сейсмической опасности районов промышленного и гражданского строительства.

Огромный поток детального фактического материала, все возрастающая геофизическая информация настоятельно требуют усиления тектонических исследований в Средней Азии, имеющих как широкое познавательное, так и важное прикладное значение.

Задачи тектонистов Средней Азии можно представить следующим образом.

I. Многосторонняя и глубокая разработка теоретических вопросов: формирования консолидированной земной коры; соотношения процессов тектоники, осадконакопления, рельефообразования, магматизма, метаморфизма и рудообразования; этапности развития земной коры; соотношения глубинных и поверхностных структур; тектонической интерпретации геофизических полей.

2. Создание тектонических карт и развитие тектонического картографирования.

Давно назрела необходимость создания тектонической карты всего Среднеазиатского региона. Важно предварительно разработать и создать такие карты по республикам. В связи с возросшей детальностью геолого-съемочных работ необходимо разработать методы детального тектонического картографирования, в том числе для рудных районов, полей и месторождений.

Очень важно расширить работы по созданию специализированных карт: тектоно-геофизических, сейсмотектонических, разломной тектоники, формационных - в первую очередь по рудоносным и потенциально-рудоносным формациям, палеотектонических и др.

ОБ ОСНОВНЫХ ПРОБЛЕМАХ ТЕКТОНИКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ
(приветствие бюро Междуведомственного тектонического комитета)

Средняя Азия, наряду с Кавказом и Уралом, всегда исторически являлась одним из основных полигонов как для разработки новых идей в области тектоники складчатых горных сооружений, так и для проверки идей, выдвинутых в других регионах. Это свое значение Средняя Азия сохраняет и в настоящее время, и с этой точки зрения проведение Среднеазиатской секцией периодических совещаний представляется весьма своевременным.

Одной из главных, если не важнейшей проблемой для Средней Азии, как и для других континентальных регионов, является проблема становления и эволюции континентальной коры. Средняя Азия, благодаря широкому возрастному диапазону обнаженных здесь пород, представляет неисчерпывающийся источник очень важного материала для решения этой проблемы. Вместе с тем собранных к настоящему времени данных еще недостаточно для однозначного решения этой проблемы, и не случайно продолжают конкурировать существенно

различные точки зрения на ее возможное решение – аккреция континентальной коры, начиная с позднего докембрия (рифея), чередование процессов аккреции и деструкции континентальной коры и т.д. Совершенно очевидно, что для уверенного разрешения этих противоречий необходимо продолжение широкого комплекса исследований – петрологических, радиогеохронометрических, тектонических, геофизических, геохимических.

Одна из традиционных проблем среднеазиатской тектоники – проблема первичности или вторичности дугообразного плана расположения основных структур. Эта проблема стоит давно, и в истории ее разработки чаша весов неоднократно склонялась то в одну, то в другую сторону, но лишь к настоящему времени, вероятно, созрели условия для более основательного подхода к ее решению.

С этой проблемой тесно связана другая – об относительном значении вертикальных и горизонтальных движений, тангенциальных и глыбовых деформаций в структуре Тянь-Шаня и Памира. Одной из важнейших сторон этой проблемы является вопрос об относительроли глубинных разломов типа сбросов, глубинных разломов типа сдвигов и шарьяжей в этой структуре. Очевидно, на ранних этапах развития региона и отдельных его складчатых систем наблюдалось преобладание одних или других из этих основных типов нарушений и вряд ли правильно придавать одним из них исключительное значение. Следует учитывать, что и в пространстве и во времени в развитии тектоносферы происходит неоднократная трансформация вертикальных движений в горизонтальные и, наоборот, что можно видеть на примере рифтообразования.

Тянь-Шань является классической областью эпиплатформенного горообразования. Его новейшая структура в настоящее время достаточно хорошо изучена, причем не только с поверхности, но и на глубине, благодаря применению комплекса геофизических методов. Однако сам механизм горообразования еще не выяснен и рассматривается с диаметрально противоположных позиций. Очевидно, при подходе к решению этой проблемы необходимо на основании структурного анализа (анализа структурных парагенезов), причем с

обязательным использованием космических снимков и геофизических данных (ориентировка смещения в очагах землетрясений), восстановить поля напряжений как в региональном, так и в более локальном, а также в глобальном масштабе, изучая взаимодействия этих полей на разных уровнях тектоносферы. Необходимо использовать данные по тепловому потоку, по изменению залегания кровли астеносферы и др.

Хорошо известно, что современная мегаструктура и рельеф Тянь-Шаня и Памира в своих основных чертах обязаны новейшим тектоническим процессам, начавшимся в олигоцене. Известно, что перед этим территория этих областей мало отличалась по своему тектоническому режиму от Туранской плиты. Вместе с тем нельзя не обращать внимания на запечатленные в осадочном разрезе мезозоя следы повторной активизации тектонических движений и необходимо выяснить их роль в формировании современной структуры.

Многие признаки и, в первую очередь, сейсмическая активность, показывают, что в настоящее время происходит вовлечение в орогенез южных районов Туранской плиты, т.е. разрастание Тянь-Шаньского орогенеза к северу. Изучение этого процесса представляет исключительный интерес, в особенности с точки зрения прогноза сейсмичности. Вообще же южная часть Средней Азии сохраняет свое значение важнейшего в нашей стране полигона для изучения вопросов связи сейсмичности с новейшим и современным тектогенезом.

Обширная территория Средней Азии с ее разнообразием геосинклинальных, орогенных, платформенных комплексов и зон разного возраста обладает уникальными возможностями для изучения особенностей различных тектонических режимов и характера их смены в пространстве и во времени. Назрела необходимость составления палеотектонических карт региона с учетом палинспастических реконструкций на основе использования палеомагнитных данных и данных о горизонтальных перемещениях по сдвигам и шарьяжам.

Анализ истории тектонического развития и эволюции коры в его пределах немыслим без привлечения данных об осадконакоплении, магматизме и метаморфизме, без сотрудничества с литологами,

петрологами и геохимиками. Поэтому непосредственная тема настоящего совещания "Соотношение процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии" звучит весьма актуально.

Следует еще раз подчеркнуть, что данные по тектонике, полученные традиционными геологическими методами, должны во все большей мере подкрепляться и дополняться геофизической информацией, объем которой по Средней Азии уже достаточно значителен. Надо помнить, однако, что эта информация сама по себе не дает оснований для однозначных выводов и должна интерпретироваться лишь в комплекс с геологическими данными.

Отметим, наконец, что из числа обнаженных складчатых систем Средней Азии наиболее спорной остается трактовка Памира, как в отношении общего стиля его структуры, так и возраста главных и заключительных деформаций. Следовало бы наметить программу дальнейших работ, направленных на разрешение имеющихся противоречий, прежде всего путем непосредственного изучения в поле спорных тектонических и стратиграфических контактов и соотношений.

Понятно, что большинство из перечисленных направлений исследований, имеющиеся и ожидаемые результаты должны служить лучшему пониманию закономерностей распространения полезных ископаемых, способствовать открытию новых закономерностей и новых месторождений, облегчить составление металлогенических и других прогнозных карт. Немаловажное значение имеют наши представления и о структуре и механизме тектонических движений также для практики строительства жилых зданий и промышленных сооружений в сейсмически опасной области, каковой является Средняя Азия.

Бюро Межведомственного тектонического комитета приветствует участников совещания и желает им плодотворной работы в обстановке творческой и товарищеской дискуссии.

УДК 551.24:551.2

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

С.С.Шульц

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Тектоническое строение, в том числе и складки разных размеров, видов и происхождения, мы, в ряде случаев, можем непосредственно видеть на земной поверхности. И.В.Мушкетов, изучая горы Средней Азии, более ста лет назад пришел к заключению, что хребты и впадины характеризуют здесь орографию на тектонической основе. Они определяются тектоническими процессами, выраженными в рельефе,-тем, что мы называем новейшей тектоникой, а Мушкетов - вышедшим из употребления термином "орология". Горные хребты, как правило, представляют собой новейшие тектонические поднятия (антиклинории), межгорные впадины - прогибы (синклинории).

Различные геоморфологические исследования, проведенные в областях современных поднятий не только в горах, но и на платформах, имеют большое значение. Так, в результате начатого в XVIII в. изучения древних береговых линий Балтийского щита составлены карты изобаз, установлена форма этого крупнейшего сводового поднятия, а также выявлена длительная история его развития. Изменение высот береговых линий в Фенноскандии обусловлено разными причинами. Здесь накладываются друг на друга и эвстатические колебания уровня моря, и локальные упругие колебания,

и гляциоизостазия. Но более постоянными, выходящими за пределы щита и времени его оледенений, являются собственно тектонические медленные вековые движения. За ними сохраняется название эпейрогенез.

В настоящее время термин "эпейрогенез" применяется для характеристики развития разнообразных по величине форм, начиная от щитов и сводов и кончая локальными поднятиями и прогибами небольших участков Земли. В новейшей тектонике это движения, которыми образованы основные формы современного рельефа Земли. Они вызывают пологие изгибы слоев и поверхностей выравнивания, береговых линий и террас, в частности изгибы террас озера Бонвилл, изучая которые Джильберт и пришел к представлениям об эпейрогенических движениях.

Вслед за Г.Штилле следует подчеркнуть, что эпейрогенез - это медленный, продолжительный процесс изгиба. Именно продолжительность действия и обуславливает морфологическое выражение эпейрогенеза - т.е. определенную структурную форму. Учитывая существующие представления, я думаю, что всякий изгиб слоев или поверхностей выравнивания горных пород, независимо от формы, величины и происхождения изгиба, следует называть складкой. Поэтому и эпейрогенические изгибы могут быть названы эпейрогеническими складками.

В областях современных общих эпейрогенических поднятий длительное позитивное изгибание земной поверхности будет вызывать размыв. При этом, если интенсивность денудационных процессов окажется больше интенсивности общего поднятия и роста отдельных антиклинальных складок ($d>t$), то все, что поднимается выше уровня денудации, уничтожится размывом. Страна будет представлять собой денудационную равнину. В этом случае процесс складчатости, идущей одновременно с денудацией, может быть назван к о н д е н у д а ц и о н н ы м . Чем дольше будет происходить поднятие, тем более глубокий срез будет наблюдаться. На поверхности выравнивания, срезающей складки поднимающегося участка, в случае перекрытия этой поверхности новым комплексом осадков, образуется региональное несогласие. Оно является свидетелем эпохи выравнивания, пенепленизации страны, эпохи сравнительно слабых тектонических движений. Региональное несогласие геоморфологически выражает бывшую здесь конденудационную складчатость.

Если интенсивность длительного складкообразования в области поднятия окажется больше интенсивности денудационных процессов ($t>d$), то отдельные структурные формы и целые комплексы тектонически построенных форм получат непосредственное выражение в рельефе. Страна перестанет выравниваться денудацией. Начнется рост возвышенностей, которые будут расчленяться в результате эрозионной работы рек. В этом случае рассматриваемый процесс эпейрогенической складчатости может быть назван к о н э р о з и о н н ы м . В результате конэрозионной складчатости страна приобретает горный рельеф.

В ископаемом состоянии следы конэрозионной складчатости на месте ее проявления встречаются редко, так как эти следы вместе с самими поднятиями оказываются срезанными последующей денудацией. О конэрозионной складчатости и о древнем горном рельефе можно судить по фациальным особенностям корреляционных образований, орогеническим формациям, отложившимся в прогибах межгорных и предгорных впадин.

В областях общего или местного эпейрогенического опускания происходит накопление осадков. Они последовательно, слой за слоем, вступают в процесс прогибания, и если верхние слои залегают почти горизонтально, то в нижних, более длительно изгибавшихся, все более отчетливо рисуется форма складки.

Процесс складчатости, протекающий длительно одновременно с осадконакоплением, мы называем к о н с е д и м е н т а ц и о н н о й с к л а д ч а т о с т ь ю . В процессе роста конседиментационные складки неизменно сохраняют свое местоположение в пространстве и направленность своего развития.

Длительность и унаследованность формирования складок рассматриваемого типа предопределяют закономерную изменчивость состава и мощностей осадочных отложений в зависимости от местоположения их в структуре. Рост складок при этом может либо не компенсироваться, либо компенсироваться аккумуляцией осадков, т.е. поднятия и прогибы могут получать или не получать выражение в рельефе дна водоема.

Степень компенсации в общем случае зависит от соотношения интенсивности тектонического процесса формирования конседиментационных складок и интенсивности осадконакопления. Чем слабее происходит рост складок и чем интенсивнее седиментация, тем меньшее выражение на дне водоема получают формирующиеся складчатостью неровности, тем полнее происходит их компенсация осадконакоплением.

В конседиментационных складках мощность осадочных отложений, как правило, уменьшается к сводам антиклиналей. По падению крыльев мощность их постепенно увеличивается и достигает максимума в мульдах синклиналей. Закономерное изменение происходит в одних случаях вследствие увеличения мощностей всех горизонтов разреза в синклиналях при сохранении тех же, но сокращенных по мощности горизонтов в антиклиналях. В других случаях уменьшение мощности толщи сопровождается выпадением из разреза отдельных свит, горизонтов или пластов. Выпадение горизонтов может иметь различный характер. Во-первых, оно может быть обусловлено срезанием отдельных горизонтов в результате размыва, предшествовавшего накоплению осадков следующего горизонта. Во-вторых, выпадение горизонтов может быть вызвано первичным генетическим их выклиниванием, которое может происходить в результате выпадения слоев снизу, с наиболее древних (при разрастании области седиментации), или сверху, начиная с более молодых (при разрастании области поднятия).

Градиент и амплитуда изменений мощностей в различных складках могут колебаться в очень больших пределах. Иногда мощности свит или толщ изменяются в различных частях той же структуры в несколько раз. Иногда для отдельных пластов или горизонтов

изменение мощностей можно обнаружить лишь при тщательных наблюдениях. Для понимания процесса конседиментационной складчатости необходим анализ изменчивости мощностей не только в отдельных разрезах, пересекающих антиклинальные и синклинальные складки, но и рассмотрение распределения мощностей по площади.

Обычно с местоположением в структуре связаны не только мощности, но и состав аккумулирующихся осадков. Это обусловлено тем, что растущие одновременно с осадконакоплением складки получают выражение в рельефе дна моря или поверхности опускающейся суши. Решающее значение и здесь имеет соотношение интенсивностей тектонических процессов и процессов седиментации и размыва. В некоторых случаях меняются лишь отдельные литологические особенности отложений – вещественный или гранулометрический состав, слоистость ("слойчатость" или "слоеватость"), окраска, а также состав и характер фауны. В других случаях наблюдается резкая смена фаций. В отдельных конседиментационных складках наиболее часто отмечается изменение гранулометрического состава пород. Как правило, более грубообломочные отложения накапливаются на сводах и в верхних частях крыльев антиклиналей, а наиболее тонкие – в синклиналях.

Наряду с изменением состава осадков в пределах каждого слоя, слагающего складку, может происходить и общее изменение толщи осадков по разрезу. Особенности строения, состава и мощности, свойственные каждому отдельному слою (или горизонту), закономерно изменяющиеся в различных частях растущей складки, характеризуют лишь определенные моменты развития структуры. Только в результате сравнительного изучения в разрезе всей толщи всех выделенных для отдельных слоев и горизонтов особенностей строения мы получаем полную картину истории развития структуры. При этом следует четко различать тектоническую (структурную) составляющую (рост складчатой формы) и геоморфологическое выражение этого процесса, зависящего не только от интенсивности роста складки, но и от соотношения его с интенсивностью осадконакопления. Для характеристики этих соотношений рассмотрим схему формирования отдельного длительно разви-

вающегося синклинального прогиба и одновременно накапливающихся в нем осадков. Соотношения интенсивности прогибания синклинали (t) и интенсивности седиментации (С) меняются во времени.

Если амплитуда прогибания равна мощности аккумулирующихся осадков (t = С), то происходит компенсация прогиба осадконакоплением и прогиб не получает выражения в рельефе дна водоема. Характер осадков в вертикальном разрезе остается в этом случае неизменным. Связанные с местоположением в формирующейся структуре мощности отложений полностью отражают величину прогибания синклинали.

Если прогибание синклинали идет более интенсивно, чем осадконакопление ($t > C$), то глубина рассматриваемого участка водоема будет увеличиваться, осадки станут более глубоководными и сформируется микрокластогенный трансгрессивный разрез. В разрезе осадков смена их фациальных особенностей указывает на существование во время их отложения углубляющегося водоема. Рельеф, таким образом, оказывается запечатленным в фациях, смена которых является геоморфологическим выражением конседиментационной складки. Структура ее читается непосредственно, а величина прогибания определяется мощностью осадков + разность конечной и исходной глубин водоема ($h - h_o$). Величина прогибания складки представляет собой структурное выражение процесса. Мощности осадков в рассмариваемом случае всегда меньше величины прогибания ($C > t$). Структурно и геоморфологически процесс складчатости развивается в одном направлении. Если прогибание синклинали идет менее интенсивно, чем осадконакопление ($t < C$), то глубина рассматриваемого участка водоема будет последовательно уменьшаться. Осадки станут более мелководными и сформируется регрессивный разрез. В данном случае структурное выражение (прогибание синклинали) идет в противоположном направлении, чем геоморфологическое. Поверхность дна водоема повышается и морские осадки могут даже смениться континентальными отложениями аккумулятивных равнин. Мощность осадков в данном случае окажется больше величины прогибания, для определения которой следует вычесть из мощности осадков разность исходной и конечной глубины водоема ($h_o - h$).

Таким образом, конседиментационная складчатость, длительно формируя структуру накапливающихся осадков, может иметь различные проявления на земной поверхности. Эти проявления могут быть названы компенсированной, некомпенсированной и избыточно-компенсированной конседиментационной складчатостью.

Конденудационная, конэрозионная и конседиментационная складчатости представляют собой разные проявления длительного процесса эпейрогенеза. Эпейрогенез и эпейрогеническая складчатость, характеризуясь разной направленностью, интенсивностью и геоморфологическим выражением (режимом), относятся к *первичному тектогенезу*. Первичный тектогенез, проявляясь постоянно и повсеместно, нарушает гравитационное равновесие в земной коре и создает основные формы ее структуры и рельефа. Им определяются также глубинные разломы и планетарная трещиноватость.

По моему мнению, в первичный тектогенез включаются эпейрогенические движения, создающие крупнейшие структурные формы (Балтийский свод или Московская синеклиза), и движения, создающие более мелкие формы структуры разных порядков – отдельные конседиментационные складки. В это понятие входят германотипная (Штилле), платформенная (Невин), кратогенная складчатость (Кобер), складчатость основания (Арган), прерывистая (Белоусов) и коровая складчатость (Николаев, Хаин) и др.

Вторичный тектогенез является функцией первичного. Вызванные первичным тектогенезом нарушения равновесия восстанавливаются вторичным тектогенезом. Такое восстановление происходит иногда постепенно, иногда катастрофически. Разрядка в некоторых случаях происходит благодаря какой-либо посторонней причине, снимающей накопившееся напряжение и действующей в виде спускового механизма.

Вторичный тектогенез характеризуется постседиментационной

гравитационной складчатостью, покровами и надвигами и осложняющими их разрывами. Это альпинотипная (Штилле), геосинклинальная (Невин), орогенная (Кобер), покровная (Арган), полная (Белоусов) складчатость. Помимо непосредственного гравитационного скольжения осадков под влиянием силы тяжести, к вторичному тектогенезу относятся компрессия, складчатость нагнетения, "складчатость общего смятия", а также дислокации, названные Ю.А.Косыгиным (1969) инъективными (диапировые складки, соляные купола, гипербазитовые протрузии, грязевые вулканы и некоторые магматические дислокации). К вторичному тектогенезу относятся также изостатические движения, сейсмические явления и вулканизм.

Ко вторичному тектогенезу примыкает "экзокинетическая складчатость" (Хаин) и все поверхностные гравитационные процессы (осыпи, обвалы, оползни, гравитационные потоки, постэрозионные шарьяжи и т.д.). Границу между этими поверхностными гравитационными перемещениями и собственно гравитационной тектоникой трудно провести. В этом же направлении идет и работа денудационных процессов. Собственно денудация (эрозия, абразия, экзарация) служит примером разрушения и переноса частиц горных пород сверху вниз под влиянием силы тяжести. Таким образом, можно сказать, что денудационные процессы находятся в одном строю с гравитационной тектоникой. Вместе с ней они зависят от направленности и интенсивности первичного тектогенеза.

В стабильных областях общих поднятий, на материковых платформах, развитие первичного тектогенеза идет замедленно и создаваемые им на поверхности Земли неровности успевают выравниваться денудационными процессами. Здесь не треоуется, как правило, вмешательства гравитационной тектоники. Рельеф остается равнинным. Это - область конденудационной складчатости.

Но если рост форм первичного тектогенеза оказывается в мобильных областях более интенсивным, чем денудация, страна перестанет выравниваться и эпейрогенические складки начнут получать непосредственное выражение в рельефе. Работа рек и других агентов денудации оказывается здесь неспособной уничтожить растущие поднятия. Размыв расчленяет поднятия, формируя контрастный горный рельеф. Это будет область конэрозионной складчатости. Здесь в борьбу с первичным тектогенезом, помимо эрозии (и, иногда, экзарации или абразии), вступают поверхностные гравитационные перемещения и гравитационная тектоника. И все это в конечном итоге приводит страну к гравитационному равновесию, а поверхность - к равнине.

Таким образом, оказывается, что рельеф отражает соотношение первичного тектогенеза, с одной стороны, и совместного действия вторичного тектогенеза и денудационных процессов, с другой. От классических представлений о рельефе земной поверхности, как о результате взаимодействия эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) процессов, а также от противопоставления эпейрогенеза (так называемых колебательных движений) и складчатости приходится, по-видимому, отказаться.

Мы рассмотрели только основные положения теории конседиментационной складчатости и некоторые особенности эпейрогенических процессов первичного тектогенеза.

Г.И.Макарычев, Н.А.Штрейс,
В.Ф.Морковкина, В.И.Пазилова

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ТЯНЬ-ШАНЕ

Важнейшим достижением геотектоники за последнее десятилетие следует признать обнаруженное сходство разрезов коры современных океанов с разрезом офиолитовой ассоциации складчатых областей континентов. В результате возникла идея о том, что на месте выступов офиолитов в складчатых областях располагались

океанические бассейны и что породы офиолитовой ассоциации представляют собой реликты океанической коры геологического прошлого (Пейве,1969). Разработка этой идеи в Геологическом институте АН СССР привела к созданию новой научной концепции, согласно которой континентальная земная кора формируется в процессе структурно-вещественных преобразований более древней океанической коры.

Основное положение новой концепции заключается в том, что в процессе эвгеосинклинального развития на коре океанического типа образуется гранитно-метаморфический слой, неравномерно формирующийся в пространстве и времени и столь же неравномерно перераспределяющийся по всей геосинклинальной области благодаря постоянно действующим мощным горизонтальным движениям. Неуклонное нарастание этого явления приводит к образованию континентальной коры и, как следствие, прекращению геосинклинального процесса и переходу геосинклинальной области в платформенное развитие. Такой ход постепенного становления континентальной коры осуществляется вследствие перемещения в пространстве по горизонтальным или субгоризонтальным поверхностям блоков океанического разреза и гранитно-метаморфического слоя, скучивания горных пород, складчатости, формирования покровных структур и возникновения в тылу движущихся пластин деструктивных тектонических форм. Важную роль в становлении континентальной коры играют гранитизация и закрепление гранитно-метаморфического слоя разнообразными гранитоидами, в том числе гранитами калиевой специализации.

Рассматриваемая концепция с новых позиций объясняет необратимую последовательность созидания оболочек земной коры в ходе геосинклинального процесса. Эта концепция получила широкое признание и подтверждается результатами всестороннего изучения разновозрастных складчатых регионов. Более того, она согласуется с принципом актуализма, согласно которому весь окружающий нас мир является продуктом эволюции вещества Земли, как планеты, в ходе ее геологического развития.

Новая концепция вскрывает генетическую связь процессов,

приводящих к вещественному преобразованию океанической коры в континентальную с явлениями тектонического перераспределения неодновременно возникающего гранитно-метаморфического слоя в геосинклинальной области и, тем самым, позволяет наметить общую направленность эволюции структуры земной коры в ходе геосинклинального процесса. В этой связи первостепенное значение для понимания вещественной эволюции структуры земной коры приобретает установленная советскими геологами стадийность в развитии геосинклиналей (Павловский, 1953, Муратов, 1963, Хаин, 1964, Пейве, Штрейс и др., 1972).

Установлено, что эвгеосинклинали геологического прошлого повсеместно, в том числе и в Тянь-Шане, возникли на меланократовом фундаменте. Независимо от времени заложения они прошли три стадии развития: океаническую, переходную и континентальную. Каждой стадии присущи свои специфические особенности осадконакопления, проявлений вулканизма и магматизма. В формационном выражении океанической стадии отвечает спилито-диабазовая толща с осадочными породами: радиоляритами, кремнистыми сланцами и хемогенными известняками. Переходной стадии свойственны дифференцированные серии вулканитов, ассоциирующих с граувакками, флишевыми толщами и рифогенными известняками. Гранитоиды представлены породами диорит-гранодиоритовой формации. Континентальная стадия характеризуется андезито-дацитовой и липаритовой формациями, накоплением моласс и массовым внедрением гранитоидов калиевой специализации.

Необходимо отметить, что основные положения новой концепции становления континентальной коры на океанической не только находят подтверждение в Тянь-Шане, но в значительной мере были получены в результате анализа геологического строения этого интереснейшего региона (Макарычев, 1978).

В основании разреза всех складчатых зон Тянь-Шаня располагается гипербазит-габбровый комплекс пород дорифейского возраста (меланократовый фундамент). В тектонически ненарушенных разрезах этот фундамент перекрыт типичными для эвгеосинклиналей вулканогенно-кремнистыми образованиями разного возраста и

различной степени метаморфизма. В Южном Тянь-Шане в основании вулканогенной толщи залегают конгломераты, полностью состоящие из продуктов размыва пород меланократового фундамента. В Северном и Срединном Тянь-Шане первичные соотношения между фундаментом и его вулканогенной покрышкой затушеваны амфиболизацией, наложившейся как на породы фундамента, так и на толщу основных эффузивов.

В современной структуре Тянь-Шаня, кроме ненарушенных разрезов (выступов), породы меланократового фундамента слагают тектонические пластины в основании крупных покровных структур, зоны серпентинитового меланжа разного возраста, блоки тектонически выжатых серпентинитов (протрузии). Широкое развитие гипербазит-габбрового комплекса в Тянь-Шане, тождественного по составу меланократовому фундаменту современных океанов, очевидно, свидетельствует о том, что в дорифейское время на этой обширной территории была развита кора океанического типа, лишенная гранито-метаморфического слоя.

Прямое налегание типичной эвгеосинклинальной формации на ультрабазит-габбровый фундамент океанической коры свидетельствует о заложении эвгеосинклиналей Тянь-Шаня на коре океанического типа. Вместе с тем анализ возраста вулканогенных серий, перекрывающих меланократовый фундамент, указывает на неодновременное заложение эвгеосинклиналей. В Северном и Срединном Тянь-Шане эвгеосинклинали заложились скорее всего в раннем рифее. В Макбале времени заложения эвгеосинклинали (океанической стадии) соответствует время образования нельдинской свиты; на Актюзе - куперлисайской свиты; в Чаткальском хребте - касанской серии; в Южном обрамлении Иссык-Куля, в Терскей Алатау,- капкатасской серии; в Южном Тянь-Шане - кембро-ордовикской вулканогенно-кремнистой толщи урочища Сартале. В этом отчетливо виден процесс постепенного захвата океанической коры геосинклинальным режимом и преобразования ее в кору континентального типа.

В принципе геосинклинальный процесс превращения океанической коры в континентальную - длительный и противоречивый,а во

многом еще загадочен. Успешная разработка возможна лишь усилиями геологов разного профиля: тектонистов, петрографов, петрологов, геохимиков. Только в последние годы намечен комплексный подход к решению проблемы. Большие трудности в ее решении обусловлены неизвестностью состава первичного протовещества, которое преобразуется под влиянием геологических процессов. Возможно, к наиболее близкому аналогу протовещества следует относить аморфный ультрамафитовый субстрат, реликты которого обнаружены в гипербазитах разновозрастных складчатых поясов Земли и в океанах. Можно предположить, что формирование ультрамафитового субстрата (нижний член разреза океанической коры) носило глобальный характер.

Геолого-петрографические исследования в Тянь-Шане, на Урале и Кавказе позволяют сделать вывод об общей направленности эволюции субстрата в сторону его силификации, образования все более сложных по химизму, изоморфизму и структурному мотиву минералов с увеличением в их составе значения натрия, калия, воды и кислорода (Морковкина, 1967, 1974). Другими словами, в ходе эволюции коры происходит раскисление и окисление ультрабазитового субстрата.

Габброизация или начальная стадия силификации ультрабазитов выражается увеличением роли кальция и алюминия в составе минералов и проявляется мигматизацией, когда субстрат находится в различном сочетании и соотношении с вновь возникающими минеральными ассоциациями и реликтами субстрата в разной стадии преобразования. Подобный механизм характерен для всех петрогенных процессов и, как правило, заканчивается магмообразованием (качественным переходом).

Поскольку серпентиниты и продукты их габброизации находятся в основании эвгеосинклинальных образований, этот этап эволюции ультрабазитов предшествовал заложению геосинклиналей. С их возникновением стало возможным за счет фундамента выплавление базальтовой (толеитовой) магмы. Эти образования лежат либо непосредственно на породах меланократового фундамента, либо на продуктах их разрушения.

В океанической стадии развития ультрамафитовый субстрат преобразуется в мономинеральные амфиболитовые породы - роговообманковые роговики, горнблендиты, актинолититы часто с гранатом.

Наложение альбит-кварцевых инъекций, эпидотизация и гранитизация в переходную стадию геосинклинального режима способствуют образованию амфиболитов, альбит-амфиболовых гнейсов с гранатом и без граната, а локально в условиях повышенного потенциала натрия - эклогитов и эклогитоподобных пород, часто богатых глаукофаном.

Этот комплекс пород отмечается в основании разреза в Макбальском и Актюзском блоках, в Касанском поднятии Срединного Тянь-Шаня. Он связан переходами с меланократовым фундаментом и может рассматриваться, как слой, промежуточный между верхней мантией и гранитно-метаморфическим слоем. Этот комплекс пород по физическим свойствам отвечает "базальтовому" слою земной коры.

Формирование гранитно-метаморфического слоя, по-видимому, связано с дегазацией глубинных зон Земли. Вынос щелочей, кремнезема и летучих вызывает явления ультраметаморфизма и гранитизации как уже измененного (габброизированного) ультрабазитового субстрата, так и перекрывающих его вулканогенно-осадочных серий. Эти явления обуславливают появление первых пород гранитоидного ряда (плагиогранитов), обычно лишенных магматических структур, и приводят к зарождению "участков" гранитно-метаморфического слоя.

Неравномерное развитие процессов ультраметаморфизма и гранитообразования в пространстве, длительность их проявления во времени обусловливают гетерогенное строение коры в Тянь-Шане в переходную стадию геосинклинального режима, когда в разных зонах одновременно сосуществуют участки новообразованного "гранитного" слоя (например, в позднем рифее в Северном Тянь-Шане), с пространствами, занятыми первичной океанической корой (в Южном Тянь-Шане в это же время).

В континентальную стадию гранитообразование усиливается и

это приводит в конечном итоге к разрастанию гранитно-метаморфического слоя и превращению первичной океанической коры в континентальную на всем пространстве геосинклинальной системы. Ведущим процессом в это время является микроклинизация, которая накладывается как на новообразованные минеральные ассоциации (породы), так и на ультрабазитовый субстрат (серпентиниты). В Тянь-Шане становление континентальной коры осуществлялось от раннего рифея до конца палеозоя и привело к зарастанию дорифейского океана. Этот процесс мигрировал по латерали из Северного Тянь-Шаня в Южный.

Направленный процесс превращения океанической коры в континентальную сопровождался периодами интенсивных горизонтальных движений, вызывавших шарьирование океанической коры на континентальную, например Южного Тянь-Шаня на Срединный в конце позднего палеозоя. Шарьирование сопровождалось образованием во фронтальной части покрова мощной зоны серпентинитового меланжа, примером которого служит меланж Кана, ставший уже классическим (Макарычев, Штрейс, 1973). Явления тектонического скучивания коры разной степени зрелости (океанической, субокеанической и континентальной) имело место в западной части Киргизского хребта в позднерифейское время.

В современной структуре, Макбальский блок с гранитно-метаморфическим слоем среднерифейского возраста (Киселев, Королев, 1974) тектонически обрамляется Карааруинским и Терекским блоками. Вдоль границы Терекского и Макбальского блоков развит серпентинитовый меланж. В этих блоках отсутствуют древние гранитоиды, развитые в Макбальском блоке. Гранитно-метаморфический слой в них начал формироваться только в раннем палеозое.

Разная рифейская история развития этих блоков, имеющих общий меланократовый фундамент, тектонические соотношения между ними, видимо, указывают на то, что Карааруинский и Терекский блоки в раннем и среднем рифее были пространственно разобщены с Макбальским блоком, и только с конца рифея в результате тектонического скучивания возникла та сложная надвиговая структура с зоной серпентинитового меланжа, которую мы наблюдаем

В океанической стадии развития ультрамафитовый субстрат преобразуется в мономинеральные амфиболитовые породы - роговообманковые роговики, горнблендиты, актинолититы часто с гранатом.

Наложение альбит-кварцевых инъекций, эпидотизация и гранитизация в переходную стадию геосинклинального режима способствуют образованию амфиболитов, альбит-амфиболовых гнейсов с гранатом и без граната, а локально в условиях повышенного потенциала натрия - эклогитов и эклогитоподобных пород, часто богатых глаукофаном.

Этот комплекс пород отмечается в основании разреза в Макбальском и Актюзском блоках, в Касанском поднятии Срединного Тянь-Шаня. Он связан переходами с меланократовым фундаментом и может рассматриваться, как слой, промежуточный между верхней мантией и гранитно-метаморфическим слоем. Этот комплекс пород по физическим свойствам отвечает "базальтовому" слою земной коры.

Формирование гранитно-метаморфического слоя, по-видимому, связано с дегазацией глубинных зон Земли. Вынос щелочей, кремнезема и летучих вызывает явления ультраметаморфизма и гранитизации как уже измененного (габброизированного) ультрабазитового субстрата, так и перекрывающих его вулканогенно-осадочных серий. Эти явления обуславливают появление первых пород гранитоидного ряда (плагиогранитов), обычно лишенных магматических структур, и приводят к зарождению "участков" гранитно-метаморфического слоя.

Неравномерное развитие процессов ультраметаморфизма и гранитообразования в пространстве, длительность их проявления во времени обусловливают гетерогенное строение коры в Тянь-Шане в переходную стадию геосинклинального режима, когда в разных зонах одновременно сосуществуют участки новообразованного "гранитного" слоя (например, в позднем рифее в Северном Тянь-Шане), с пространствами, занятыми первичной океанической корой (в Южном Тянь-Шане в это же время).

В континентальную стадию гранитообразование усиливается и

это приводит в конечном итоге к разрастанию гранитно-метаморфического слоя и превращению первичной океанической коры в континентальную на всем пространстве геосинклинальной системы. Ведущим процессом в это время является микроклинизация, которая накладывается как на новообразованные минеральные ассоциации (породы), так и на ультрабазитовый субстрат (серпентиниты). В Тянь-Шане становление континентальной коры осуществлялось от раннего рифея до конца палеозоя и привело к зарастанию дорифейского океана. Этот процесс мигрировал по латерали из Северного Тянь-Шаня в Южный.

Направленный процесс превращения океанической коры в континентальную сопровождался периодами интенсивных горизонтальных движений, вызывавших шарьирование океанической коры на континентальную, например Южного Тянь-Шаня на Срединный в конце позднего палеозоя. Шарьирование сопровождалось образованием во фронтальной части покрова мощной зоны серпентинитового меланжа, примером которого служит меланж Кана, ставший уже классическим (Макарычев, Штрейс, 1973). Явления тектонического скучивания коры разной степени зрелости (океанической, субокеанической и континентальной) имело место в западной части Киргизского хребта в позднерифейское время.

В современной структуре, Макбальский блок с гранитно-метаморфическим слоем среднерифейского возраста (Киселев, Королев, 1974) тектонически обрамляется Карааруинским и Терекским блоками. Вдоль границы Терекского и Макбальского блоков развит серпентинитовый меланж. В этих блоках отсутствуют древние гранитоиды, развитые в Макбальском блоке. Гранитно-метаморфический слой в них начал формироваться только в раннем палеозое.

Разная рифейская история развития этих блоков, имеющих общий меланократовый фундамент, тектонические соотношения между ними, видимо, указывают на то, что Карааруинский и Терекский блоки в раннем и среднем рифее были пространственно разобщены с Макбальским блоком, и только с конца рифея в результате тектонического скучивания возникла та сложная надвиговая структура с зоной серпентинитового меланжа, которую мы наблюдаем

на современном срезе.

Следы интенсивного проявления горизонтальных движений, по-видимому, в раннем рифее, остались запечатленными в виде зоны серпентинитового меланжа в Кунгей Алатау, против села Новороссийка. Особенность меланжа этой зоны состоит в том, что слагающие его породы, в том числе и ультрабазиты, претерпели последующую гранитизацию.

Проявлениями мощных горизонтальных движений рифейского времени следует считать и протяженную зону апосерпентинитовых карбонатных пород западной части Терской Алатау у с.Кочкорки. Здесь, кроме реликтов серпентинитов с хромшпинелидами, присутствуют в виде гнезд горнблендиты, такситовые габброиды, также захваченные процессом карбонитизации. Эти карбонатные породы считаются осадочными, их относят к кеминской свите, коррелируют с другими толщами и в итоге делают выводы об осадконакоплении, палеотектонике и т.д. В действительности сопоставляются генетически различные образования, имеющие различную сущность. Сказанное справедливо и для толщи апосерпентинитовых сланцев, отнесенных к капкатасской серии в бассейне р.Чон-Кызылсу. Здесь же есть обнажения, в которых можно видеть превращение серпентинитов под влиянием микроклинизации в порфировые микроклиновые граниты. От серпентинитов в них остаются темные сгустки, пятна, представленные амфиболовыми роговиками.

Принципиальное значение для понимания эволюции структуры земной коры в глубоком докембрии имеют строение меланократового фундамента и его соотношение с гнейсами и гранитоидами в горном обрамлении Иссык-Куля. Эту территорию Тянь-Шаня традиционно принимают за классический пример срединных массивов или выступов эпикарельской платформы. Одним из таких выступов принято считать Актюзский блок, расположенный в Заилийском Алатау. Древнейшими образованиями здесь считаются гнейсы актюзской свиты, принимаемые за результат регионального метаморфизма древних осадочных пород.

В результате детальных исследований нами сделан вывод о

принадлежности актюзской свиты к древней океанической коре, доказательством чему служат имеющиеся среди слагающих свиту пород в виде полос и линзовидные реликты серпентинитов с явлениями постепенного перехода в те породы, в которых они находятся. Установлено, что современный облик, состав и строение свиты являются следствием ряда последовательных процессов преобразований пород фундамента и прежде всего серпентинитов. Наиболее ранним их проявлением следует считать хлоритизацию и амфиболизацию с образованием хлоритовых и амфиболовых пород и амфиболитов. На них наложены процессы альбитизации, кварц-альбитовых инъекций, ослюденения и гранатизация, а также эпидотизация, глаукофанизация и окварцевание, в результате чего возникла сложная мигматитоподобная ассоциация слюдяных, амфиболовых, амфибол-альбитовых сланцев и гнейсов с гранатом и без граната, а в локальных участках - эклогитоподобных пород и эклогитов. Последующая карбонатизация, пренитизация этих пород усложнила соотношения между ними.

Многообразие минеральных типов пород, часто сосредоточенных в узких пределах, их мигматитоподобное строение, присутствие реликтов серпентинитов и продуктов их хлоритизации, ячеистая структура отдельных минералов, в том числе граната - все это признаки метасоматической природы пород свиты, а присутствие реликтов серпентинита и его роль субстрата в этих преобразованиях доказывают формирование свиты за счет океанической коры. Отсутствие в породах свиты признаков слоистости, закономерной смены разновидностей, их протяженности противоречат мнению об их осадочной природе.

Значительная роль в ней плагиогнейсов, плагиоаплитов, альбититов, плагиогранитов и микродиоритов свидетельствует о явлениях палингенеза, выражающих качественный скачок в эволюционном процессе.

Принадлежность Актюзского блока к фундаменту океанической коры хорошо увязывается с составом окружающей его куперликайской свиты, которая состоит из амфиболитов, но содержит уже реликты вулканитов и осадочных пород (кремнистые сланцы, яшмы),

что позволяет принимать ее за продукты преобразований вулканогенно-осадочной покрышки, сформированной в океаническую стадию развития геосинклинали. Кроме Актюзского блока, в Заилийском Алатау древнейшие породы также представлены меланократовым фундаментом, преобразованным в амфиболовые породы различного строения. Частично в них, по-видимому, находятся и продукты изменения вулканитов покрышки. Важно отметить, что мощные тела и массивы габброидов, габбро-диоритов и лейкократового габбро, принимаемые за интрузивы, при детальном исследовании обнаруживают резко такситовое, мигматитоподобное строение, содержат макро- и микрореликты серпентинита и продуктов его хлоритизации. Это дает основание рассматривать эти массивы в качестве блоков меланократового фундамента (массивы р.Каскален, перевала Алматы, р.Балыкты и др.). Характерно, что в этом районе нигде эти массивы не залегают и не прорывают достоверно осадочные образования.

В южном обрамлении Иссык-Куля в Терской Алатау к фрагментам фундамента относятся нами габброиды, серпентиниты и их амфиболизированные и карбонатизированные разности вблизи перевала Чон-Ашу, ассоциирующиеся с толщей вулканитов капкатасской серии, претерпевших амфиболизацию. По существу на всем протяжении от перевала Чон-Ашу до с.Кочкорка фрагментарно обнажен меланократовый фундамент, на котором в позднем рифее (капкатасская серия) заложилась эвгеосинклиналь Терской Алатау. Время накопления осадочных толщ (сарыбулакская, кунгейская, ашуайрыкская свиты) отражает переходную стадию развития этой геосинклинали. Осадочные формации, слагающие эти свиты, не имеют стратиграфических или интрузивных соотношений с породами меланократового фундамента.

Становление гранитно-метаморфического слоя в горном обрамлении Иссык-Куля происходило неодновременно. Согласно имеющимся геологическим и радиологическим данным, гранитно-метаморфический слой в Заилийском хребте и Кунгей Алатау сформировался раньше, в среднем и особенно позднем рифее, а в Терской Алатау - в венде и раннем палеозое. Процессы гранитообразования, как

установлено нами, всегда накладываются на породы меланократового фундамента и его вулканогенную покрышку, что и обусловливает неоднородность коры по латерали.

Приведенные примеры показывают, какие сложные и разнообразные изменения претерпевают породы океанической коры в ходе эволюции в кору континентального типа. Процесс создания континентальной коры осложнялся не только ее перераспределением в результате горизонтальных движений, но и шел в направлении ее разрушения (деструкции), что приводило к разрывам сплошности различных горизонтов коры, возникновению рифтогенных структур, заполнявшихся специфическими формациями. Такой структурой является Чон-Кеминский рифт, возникший в позднем рифее в результате растяжения гранитно-метаморфического слоя. В основании разреза в этой структуре обнажается терригенная толща (кунгейская свита), содержащая аркозовые песчаники и гравелиты, продукты разрушения гранитно-метаморфического слоя. Выше залегает терригенно-вулканогенная формация (ичкесуйская свита позднего рифея) с контрастным вулканизмом от диабазов до дацитов. Рифт продолжал развиваться в кембрии, когда образовалась также терригенно-вулканогенная формация, с той лишь разницей, что в ней широко представлен андезитовый вулканизм. Однако процесс деструкции в Чон-Кемине не дошел до вскрытия меланократового фундамента. В конце ордовика, в связи с мощным гранитообразованием по всему Северному Тянь-Шаню, в Чон-Кеминском рифте произошло внедрение диорит-гранодиоритовой формации, а в силуре - и калиевых гранитоидов. Рифтогенез по своей сути противоположен геосинклинальному процессу. Ему свойственны свои специфические формации, последовательный ряд которых существенно отличается от формаций, отражающих эволюцию структуры земной коры в ходе геосинклинального режима развития складчатых областей.

На примере Тянь-Шаня выявляются общие закономерности эволюционного процесса становления континентальной коры, которая на современном срезе является следствием совокупности процессов эволюции вещества океанической коры, включая меланократовый фундамент, и тектоники – горизонтальных движений, явлений деструкции с нарушением сплошности гранитно-метаморфического слоя, перемещением блоков различных горизонтов коры, что приводит к скучиванию или сонахождению пород разного состава, генезиса и условий образования.

Проявление магматизма, как одной из форм качественного скачка эволюционного процесса еще более увеличило неоднородность коры и почти полностью стерло признаки вовлеченного в преобразования субстрата.

Изложенная концепция эволюции структуры земной коры имеет прямое отношение к задачам практики и, прежде всего, к поискам минерального сырья, связанного с офиолитовой ассоциацией и особенно с продуктами ее изменения.

Е.И.Паталаха

НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ДИСЛОКАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

Дислокационным называется процесс преобразования первичных форм залегания горных пород вследствие тектонических деформаций (синонимы; складкообразование, тектонизация). Дислокационный процесс крайне разнообразен, как и те геотектонические режимы, которые он сопровождает. Обычно выделяются этапы разрывообразования, складкообразования и т.д. В отличие от существующих воззрений, автор пришел к выводу, что главное содержание дислокационного процесса сводится к перемещению блоков по "родоначальным" разломам и их приразломному смятию из-за вязкого трения и сдвигового (односистемного) течения параллельно плоскости разлома, что не позволяет противопоставлять складки разломам, а рассматривать их лишь как две стороны одного и того же процесса, а также "стирает грани" геотектонических режимов (тесные переплетения количества и качества). По мнению автора, форма выражения дислокационного процесса в каждом конкретном случае предопределяется неоднородностями по вертикали и латерали земной коры и литосферы, нежели геодинамическими механизмами. Последние, как правило, вписываются в уже существующие неоднородности, лишь подчеркивая их существование и сводя на нет специфику своего "лица".

Рассмотрим закономерности деформации пород земной коры, как они фиксируются на структурно-геологических картах и разрезах всех масштабов независимо от геодинамического механизма процесса. Дислокационный процесс достигает максимума в складчатых зонах. По полевым наблюдениям и литературным данным, автор имел дело с фанерозойскими складчатыми сооружениями, не захваченными глубоким метаморфизмом. Они ограничивают сферу приложения выдвигаемых положений. Составить сколько-нибудь полное и обоснованное представление о дислокационном процессе – это дать ответ по меньшей мере по следующим семи группам вопросов, которые, как правило, носят характер исконных тектонических проблем, хотя и не всегда оказывались отчетливо сформулированными: I) образование разломов; 2) возникновение складок; 3) структурная упорядоченность (линеаризация) складчатых зон; 4) передача служащих причиной дислокационного процесса сил на расстояние; 5) структурная контрастность складчатых зон; 6) пространство в ходе структурной эволюции складчатых зон; 7) кливаж.

Основополагающее значение для понимания дислокационного процесса имеют разломы, которым отводится главное место в нашей модели. По отношению к ним все другие структурные элементы будут производными. Рассмотрим перечисленный круг проблем и наметим пути их решения.

I. Образование разломов. Возникновение родоначальных структурообразующих разломов связывается с представлением о тектоническом потоке. Разломы являются его характерным элемен-

том. Тектонический поток – следствие неустойчивости в тектоносфере, разрешающейся путем относительного смещения блоков литосферы в достаточно узкой щелевого типа подвижной зоне, отмеченной высокими градиентами скорости и пониженной вязкостью. Он характеризуется плоскостью течения параллельной кливажу, осевым плоскостям складок, разломам, фронтом (геометрия изначально горизонтальных деформированных слоев), направлением и другими особенностями. Складчатая зона либо ее элемент с точки зрения геомеханики могут рассматриваться как плоский тектонический поток, степень дифференцированности движений которого по скорости либо амплитуде возрастает в разрезе земной коры снизу вверх. Это связано с двуслойным реологическим разрезом коры, в общем случае состоящей из нижнего высокотекучего и верхнего достаточно хрупкого слоев. Разломы и их регулярность в момент образования отображают процессы плоскостного вязкого течения (тектонический поток) на глубоких горизонтах коры и собирания критических для разрушения верхней хрупкой оболочки касательных напряжений. Именно с этих позиций с учетом изостазии можно объяснить столь характерные для наклонных тектонических потоков (вергентных складчатых зон) самых различных регионов мира (СССР, США, Австралия, Западная и Средняя Европа и др.) антитетичеокие соотношения блоков и разломов с общим субгоризонтальным либо пологонаклонным залеганием зеркала складчатости (рисунки I-2). Помимо наклонных , выделяются не менее развитые вертикальные тектонические потоки (рис.3). Особо следует отметить, что никаких принципиальных различий между ними не существует, если не считать, что наклонные потоки отличаются более выраженной вертикальной составляющей движений, тогда как вертикальные – горизонтальной составляющей.

2. Возникновение складок. Складки – результат смещения блоков по разломам. В наибольшей степени в интересующей нас (кливажной) мезозоне, а также (кристаллизационно-сланцеватой) катазоне, при наличии повышенного термодинамического уровня, такие смещения вследствие вязкого трения приводят к широкому проявлению сдвигового ламинарного течения в плоскостях, парал-

лельных плоскости разломов, выраженного чаще всего кливажом, что сопровождается изменением геометрии слоев в зонах приразломного смятия по типу кинкбандов (отсюда – подобная складчатость) (рис.4). И только в гипсометрически самой верхней эпизоне (минимальный термодинамический уровень) смещения блоков основания по разломам могут приобретать характер изгибов слоев локализованных на продолжении зоны разлома вверх по вертикали. В обоих случаях возникают флексуры (рис.5). Спаренные флексуры дают начало складкам. В зависимости от степени сплошности и интенсивности смятия облик складок варьирует от блоковых и коробчатых до практически изоклинальных (рис.6). А относительное направление смещения смежных блоков придает им такие особенности, как "замкнутость" либо сигмоидальность в поперечном сечении. Сам же процесс складкообразования представляется как суммарный результат трех элементарных явлений: а) смещения блоков, б) поворота блоков вследствие кривизны граничных разломов, в) приразломного смятия. Реконструкции демонстрируются рисунками 7-8 на примере Малого Каратау.

Осложняющее влияние на складкообразование оказывает знакопеременный характер смещения по разломам, а также поворот блоков (обычно антитетический) из-за искривления разломов по вертикали. Во всех или в большинстве случаев (мезозона) дислокационный процесс выражается формулой: смещение по разлому – причина, кливаж – средство, складки – результат. Складчатость в конечном итоге создается дифференциальной подвижностью блоков. В типичном случае это будет шовная складчатость ламинарного течения. Ее основу создают разломы, кливаж, складки в совокупности (отмеченная параллелизмом главная структурная триада). Отсюда понятна условность самого понятия "складчатость". До настоящего времени в мировой литературе по морфологической тектонике господствует точка зрения о том, что основное значение в природе имеют складки продольного и поперечного изгиба (сжатия). Такие схемы дислокаций вряд ли могут иметь сколько-нибудь широкое значение, так как на самом деле деформируются не двумерные слои, а трехмерные внутренне спаянные блоки земной коры. Поэтому основное, а в мезозоне исчерпывающее значе-

ние имеет механизм приразломного сдвигового течения, а отсюда – доминирующая роль складок ламинарного течения, волочения.

Следует отметить, что никакого принципиального отличия германотипной и другой складчатости, рассматриваемой обычно как прямое отображение вертикальных сжатий, от альпинотипной, рассматриваемой в качестве показателя горизонтального сжатия, на самом деле не существует и дальнейшее противопоставление их, испещряющее тектоническую литературу, не имеет достаточных оснований. Оба типа складок не разделены барьером, а сосуществуют и связаны взаимопереходами. Для обоих, в частности, характерен кливаж осевой плоскости. В случае штамповой природы глыбовых складок кливаж в ядрах складок оказался бы не осевым, а слоевым.

3. Структурная упорядоченность (линеаризация) складчатых зон. Структурная упорядоченность складчатых зон ранга формационных состоит в том, что им при всем их разнообразии присущ элемент линеаризации, что выражается в линейном характере планового рисунка в плоскостном и поперечном сечении. В своей основе, как показали исследования последних лет, структурная упорядоченность сводится к существованию главной структурной триады как закономерного повторяющегося сочетания взаимно параллельных "родоначальных" разломов и их производных складок и кливажа осевой плоскости внутри каждой из элементарных зон шовной складчатости. Архитектура складчатой зоны в целом представляет совокупность, как правило, субпараллельных, иногда каркасных, элементарных, нередко разнопорядковых зон шовной складчатости или зон приразломного смятия, соединяющихся между собой в случае высокой интенсивности дислокационного процесса и разобщенных в противоположном случае (с ядрами моноклиналей и аклиналей – блоков пород, не затронутых смятием в промежутках между шовными зонами, рис. 7-8).

Природа структурной упорядоченности (линеаризации) объясняется указанной формулой дислокационного процесса: родоначальный разлом (смещение по нему) порождает параллельный разлому кливаж, а последний, т.е. смещение по кливажным и им па-

раллельным сингулярным плоскостям, вызывает возниконовение складок с осевыми плоскостями, объединяющими оси складок – своеобразные "изломы", напластования по кливажу (след пересечения двух поверхностей – напластования и кливажа). До последнего времени в мировой литературе, когда говорят о структурной упорядоченности, то подразумевают ее возникновение в качестве плоскости сплющивания в результате действия перпендикулярных сжимающих напряжений. Мы не разделяем этой точки зрения, хотя и оправданной в ряде случаев. Структурная упорядоченность (линеаризация) вряд ли возможна по указанной причине (см. также пункты 4-6). В действительности в экстрагированном виде она отображает узкие щелевого типа приразломные зоны сдвигового течения (смятия). При этом родоначальные разломы в каждом конкретном случае в конечном счете играют выраженную роль координаторов самого процесса течения (своеобразные "рельсы" процесса течения).

4. Передача сил на расстояние, служащих причиной дислокационного процесса. Эта проблема – следствие возникновения концепции о раздавливании геосинклиналей между краями "жестких" кратонов и именно отображение физической недостаточности указанной концепции, на что не раз акцентировал внимание В.В.Белоусов и другие ученые. Вопрос состоит в том, что прочностные свойства пород в любых временных и термодинамических условиях не способны ни обеспечить передачу сжимающего ориентированного напряжения на сколько-нибудь существенное расстояние в масштабе складчатых зон (десятки до сотен километров), ни обусловить соответствующую "жесткость" кратонов по отношению к геосинклинальным пространствам. В этом можно убедиться с помощью элементарных экспериментов, выполненных на эквивалентных веществах с соблюдением условий подобия. Столь вязкие среды, как "горные породы", в медленных складкообразовательных процессах сминаются лишь у краев модели на контакте с давящей поверхностью. Наши исследования дают основания предполагать, что генеральное в дислокационном процессе сдвиговое приразломное течение (смятие) близко к непороговому (скольже-

ние вещества по множеству сближенных кливажных плоскостей вместо одной, как это следует из принципа минимального расхода энергии и т.д.). О неприменимости схемы общего "бокового" пластичного сжатия говорят незатронутые смятием ядра блоков – аклинали и моноклинали, сложенные теми же породами, что и попавшие в сферу смятия. Это (а также пункты 5-7) позволяет считать, что благодаря рассредоточенному развитию родоначальных разломов в складчатой зоне, а также дифференциальной подвижности блоков, приразломное сдвиговое течение в конечном итоге ответственно за "сплошной" характер развития дислокаций внутри нее. Важно, что этот механизм не связан с прочностными свойствами пород и , наоборот, тем эффективнее, чем выше их текучесть и, кроме того, чем значительнее амплитуда смещения по разломам, их масштаб и частота. Нами установлено, что ширина зон приразломного течения возрастает вместе с понижением вязкости пород и увеличением амплитуды смещения по разлому (рис.5).

5. Структурная контрастность складчатых зон. Эта закономерность выявлена в процессе недавних среднемасштабных и детальных площадных исследований. Пока складчатость изучалась обзорными наблюдениями, она казалась равномерной (синусоидальной и т.п.), однако при детальном изучении ее на значительных территориях в послевоенный период и особенно в 60-70 гг. оказалось, что собственно складчатости зачастую почти нет. Вместо нее есть даже в типичных эвгеосинклиналях (Чингиз) фрагменты либо блоки, разобщенные между собой разломами, сопровождаемыми приразломными зонами сдвигового течения и соответствующей "складчатой" деформации слоев (рис.3).

Нами в 1967-1977 гг. было разработано представление о тектонофациях, которое должно было зафиксировать корреляционные связи степени тектонизации, литологии (вязкости) среды и конечного структурного результата (парагенезиса). Следовательно, тектонофации, интенсивность процесса тектонизации в реальной геологической обстановке связывают количественную кинематику процесса и конкретную геологическую обстановку. В

результате применения к Казахстану понятия о тектонофациях в разработанной лабораторией геодинамики ИГН АН Каз.ССР (А.И.Лукиенко и др.) десятибалльной системе (таблицы I,2) вскрыта исключительная контрастность дислокационного процесса. Наблюдается чередование в одних и тех же породах самых различных тектонофаций, что, как уже отмечалось, подрывает основу концепции общего пластичного бокового сжатия. Особенно отчетливо эта закономерность наблюдается в высоковязких породах типа монотонных эффузивных либо терригенных толщ. Таким образом, фиксируемая в складчатых зонах структурная контрастность является прямым следствием сдвигового приразломного течения как основного механизма тектонизации ("складкообразования"). На этом основании, а также на базе полевых и лабораторных наблюдений были ориентировочно найдены кинематические параметры, свойственные каждой из десяти тектонофаций (рис.9). Следует учесть, что идентификация тектонофаций, выраженных в мезо- и эпизоне, в условиях повышенной вязкости (жесткие вулканогенные толщи и т.д.), вместе с понижением вязкости затрудняются, особенно в катазоне, на фоне "смазывания" самой разломно-блоковой картины течения, так что создается впечатление о сплошном течении.

6. Проблема пространства связана с количественной оценкой размера тектонических деформаций. Раньше представлялось, что складчатые зоны деформированы как-то однообразно либо даже однородно (следствие упрощенного восприятия складчатости), что позволяло широко экстраполировать точечные данные по оценке деформаций на расстояние. Обычная получаемая при этом степень сжатости толщ Альп, Аппалачей, Кавказа и др., как правило, оценивалась двух - трехкратной. При этом под складкообразованием подразумевался процесс более или менее равномерного площадного укорочения земной коры в геосинклинальном пространстве (складчатость общего смятия, сжатия, сдавливания и т.д.). Если бы дело обстояло так, то трудно было бы понять факт структурной контрастности, а также, например, объяснить следующий парадокс.

Таблица I

Критерии систематики тектонофаций (вязкие ав-разрывы и кливаж субвертикальны)

Тектонофация		Индекс-элемент	Элемент складок	Стадия эволюции складчатости	Система координат
I		2	3	4	5
А	I	Эмбриональный кливаж послойный в алевролитах	Наклон до 5-10°	Юная	а - субвертикаль, ав - осевая плоскость складки, вс - горизонталь, в - ось складки
	П	Эмбриональный кливаж осевой плоскости в алевролитах; ав-вс трещиноватость	Наклон до 15-20°		
	Ш	Совершенный кливаж в алевролитах; ас, вс ж.а.т.x) I генерации	Наклон до 25-30°		
	IУ	Эмбриональная линейность l_a, $l_в$ сильно рефрагирующий кливаж в алевролитах	Падение до 35-40°		
	У	Сквозной кливаж ("гомогенизация"). В песчаниках микролитоны грубоугловатые (толщина 7-10 см). Псевдоконгломераты в тонких переслаиваниях песчаников и алевролитов. Исчезновение узоров роста (плюмаж-структур) на стенках трещин	Сигмоидальные складки волочения преимущественно слоистости (роль их возрастает книзу). Падение слоев более 40°	Зрелая	
Б	УI	Вязкие ав-разрывы (книзу их роль возрастает). В песчаниках-микролитоны груболинзовидные толщиной 3-7 см	-		
	УП	ав.ж.а.т. I генерации. В песчаниках	-		

Продолжение таблицы I.

I	2	3	4	5
	микролитоны пластинчато-линзовидные толщиной I-2 см. Птигматиты. Будинаж			
С	УШ Первая совершенная линейность (книзу она резче). Тектониты (книзу резче), ас, вс. ж.а.т. П генерации. Линеаризация (книзу резче). В песчаниках пластинчатые микролитоны толщиной 0,5-I см.	-	Дряхлая	а - резкая линейность, положение а и ав контролируется типом граничного разлома
	IX В песчаниках пластинчатые микролитоны толщиной 0,2-0,5 см.	-		
	X Динамосланцы, псевдотахилиты. В песчаниках микролитоны толщиной до I-2 мм; полосчатость и ее плойчатость; ав, ж.а.т. П генерации	-		

x) Жилы альпийского типа

Таблица 2

Ориентировочные кинематические характеристики тектонофаций (найдены согласно новой концепции дислокационного процесса, рис. 9)

Тектонофация		Угол сдвига γ x), град.	Компонент растяжения ε_a (+)проц.	Компонент сжатия ε_c (-)проц.	в/с	β xx), град.	$tg\gamma = \frac{A}{L}$ xxx)
А	I	I0	I0	9	I,2	45	0,2
	II	20	20	I7	I,4	39	0,4
	III	30	40	29	2,0	36	0,7
	IУ	40	60	38	2,6	32	I,0
В	У	50	80	45	3,2	29	I,2
	УI	60	I20	55	4,8	24	I,7
	УII	70	200	67	9,0	I8	2,7
С	УIII	80	480	83	33,3	I0	5,6
	IX	85	I060	9I	I42,9	5	II,5
	X	90	∞	I00	∞	0	∞

x) В случае вертикального падения кливажа угол сдвига γ равен углу наклона слоев.

xx) β - угол отклонения уплощенности от плоскости сдвигового течения.

xxx) A - амплитуда смещения по зоне, L - мощность зоны.

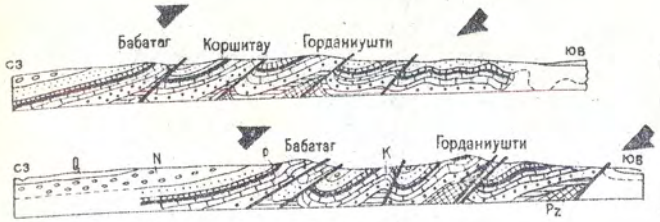


Рис. I. Таджикская депрессия. На разрезах рисунков I-2 тектонические потоки показаны парами темных стрелок, а на рис. 3 - парой темных точек. Рисунки I-2 составлены по литературным данным.

Можно показать, что осевые части складчатых зон были он максимально структурно приподняты и эродированы, а вдоль них обнажались бы если не породы мантии (что вполне вероятно при реальном соотношении скорости бокового сжатия, изостазии и эрозии), то во всяком случае самые древние толщи разреза, что на самом деле не всегда наблюдается. Например, зеркало типично геосинклинально-складчатой в Казахстане линейной Зайсанской

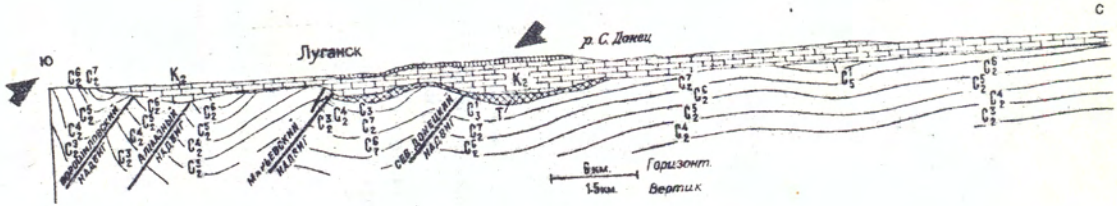


Рис. 2. Донбасс.

зоны ("главная" складчатость в верхнем палеозое в условиях близкой к континентальной коры) наоборот, прогнуто, в Чингизской оно волнообразное либо субгоризонтальное и т.д. (рис.3).

Установленная реальная картина структурной контрастности складчатых систем говорит о том, что традиционная оценка размаха перемещений при складкообразовании на самом деле далека от действительности. Она показывает правомерность не общего пластичного бокового сжатия коры, а торошения блоков со сдвиговым приразломным течением со всеми вытекающими отсюда последствиями. В силу щелевого характера сдвиговое приразломное течение может не сопровождаться сближением блоков поперек разлома. Таким образом, все количественные характеристики, выведенные для тектонофаций, характеризуют только зону разлома и именно перемещение в плоскости ее, но не блоки и не пластичное укорочение земной коры в целом. Что же касается "блоков", то распространять на них данные приразломных зон, где есть измерения, неправомерно, так как деформации самих швов, как правило, невероятно большие и не имеют отношения к блокам за пределами максимально развитой, в принципе локальной (а не всеобщей) складчатости. При этом деформации в шовных зонах (см. рис.9) отображают лишь амплитуду нередко знакопеременных смещений. Фиксируемое по структурным признакам "боковое сжатие" в шовных зонах, выраженное складками, уплощенными зернами и включениями и т.д., вызвано не общим пластическим боковым сжатием земной коры, как это кажется на первый взгляд, а почти исключительно пластичным растяжением в узкой зоне разлома вследствие перемещения блоков в плоскости этой зоны. В этом заключается один из основных элементов развиваемой концепции. Отсюда следует, что мы ни в коей мере не отрицаем значимости бокового давления, как это может показаться на первый взгляд. Оно существует и особенно мощно проявляется именно в этапы максимальной интенсивности дислокационного процесса ("складкообразования"), но реализуется не через прямое пластичное горизонтальное сжатие толщ, а посредством перемещения блоков коры по разломам и сопряженного с этим процессом торошения и приразл-

зоны ("главная" складчатость в верхнем палеозое в условиях близкой к континентальной коры) наоборот, прогнуто, в Чингизской оно волнообразное либо субгоризонтальное и т.д. (рис.3).

Установленная реальная картина структурной контрастности

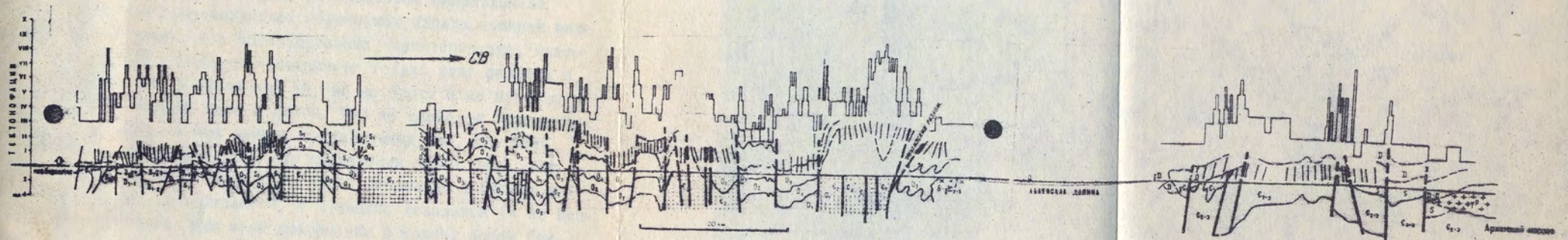


Рис.3. Чингизская складчатая зона (по А.И.Лукиенко, Г.А.Соколенко). Поверх разреза штрихами показан кливаж, а в виде гистограммы – тектонофации.

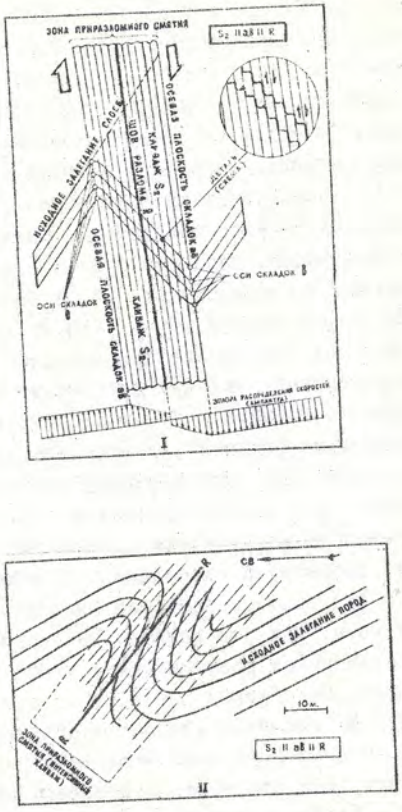


Рис.4. Причина параллельного расположения кливажа по отношению к осевым плоскостям складок – "излом" слоев в зоне приразломного течения. Поэтому ось складки – линия, параллельная следу пересечения плоскостей слоистости и

кливажа, а осевая плоскость – геометрическое место осей. I. Обобщающая схема. Хорошо видно, что исходное залегание слоев на соотношение кливажа и осевой плоскости складок влияния не оказывает и может быть самым различным. II. Зарисовка обнажения. Верхний ордовик Северо-Западного Каратау (бешарыкская свита) по р.Алачапан.

ломного, т.е. локального, а не всеобщего смятия. По разломам осуществляются взбросовые, взбросово-сдвиговые, поддвиговые и другие смещения блоков коры, сопровождаемые реальным дрейфом блоков и укорочением коры на отдельных участках. Поэтому для оценки этих коровых движений нужны интегральные характеристики перемещения блоков как кинематических единиц, а точнее их моноклинальных либо аклинальных, не затронутых смятием ядер. Вместе с тем такая амплитуда всегда состоит из двух составляющих: фиксируемой непосредственно ("структурно бесполезной") и рассеянной в форме приразломной зоны течения ("структурно полезной"). Отсюда выявляются принципиальные пути палинспастических реконструкций (рис.7-8).

7. Кливаж. Все известные закономерности развития кливажа в региональном масштабе складчатых зон в целом, мезомасштабе и микромасштабе (рис.10) дают основание квалифицировать кливаж в качестве прямого и непосредственного выражения приразломного сдвигового течения, т.е. односистемного скалывания регионального масштаба, гораздо более значительного, чем складки, и сквозного по отношению к ним. В результате такой трактовки кливажа возникают свои вопросы. Уяснить проблему кливажа означает, прежде всего, раскрыть причину взаимной параллельности: а) кливажа и родоначальных разрывов; б) кливажа и осевых плоскостей складок; в) плоскости уплощения де-

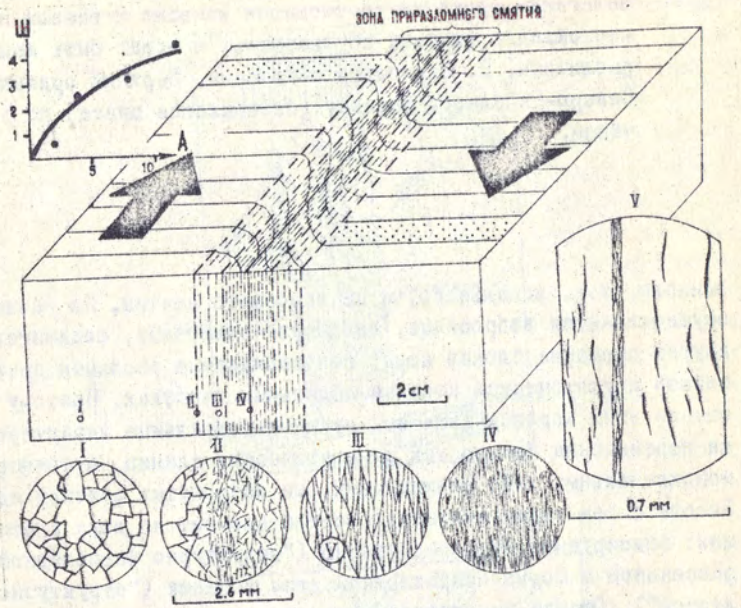


Рис. 5. Эксперимент, в котором воспроизведена флексурная зона приразломного сдвигового течения (смятия), с параллельным плоскости разлома кливажом, выраженным как закономерной ориентировкой зерен (по форме), так и микролитонами. Фрагмент модели из кристаллического парафина (β - парафин).
В нижнем ряду показано изменение микроструктуры кристаллического парафина в зоне приразломного смятия (шлифы при одном николе) : I - исходный неизменный парафин (изометричные зерна), II - контакт неизменного исходного парафина (слева) с приразломной зоной смятия, III - периферия приразломной зоны смятия. Линеаризация исходной структуры : показаны ограниченные параллельными разлому плоскостями скольжения линзовидные микролитоны - - супериндивиды, состоящие из зерен ~ в 10 раз мельче, чем в исходном поликристалле. IУ - осевая часть зоны смятия. Милонитизация : картина в общем близкая к только что отмеченной, но микролитоны - супериндивиды меньше, чем в предыдущем случае. У - деталь рисунка IУ. Показаны два шва разграничивающих микролитоны и множество мелких зарождающихся вязких трещинок. Слева вверху - схематический установленный в экспериментах график зависимости ширины зоны смятия от протяженности разлома и вязкости среды.

формированных зерен и включений кливажу. Первые два вопроса рассмотрены выше. Третий вопрос объясняется тем, что породы в динамометаморфическом процессе подвержены почти исключительно катакластическому течению, в процессе которого осуществляется внешний жесткий поворот зерен, отвечающих кинематической единице, до полного совпадения (линеаризации) плоскости их уплощения с плоскостью кливажа. Имеющиеся случаи несовпадения объяснимы внутренним пластичным поворотом и обнаруживаются в случае включений, когда они значительно крупнее кинематических единиц. Только с этих позиций можно объяснить исчезновение рефракции кливажа в высших тектонофациях и избирательное развитие кливажа в ранних и другие особенности.

Таким образом, дислокационный процесс автор в конечном итоге сводит к разломам как элементам тектонических потоков. Основой дислокационного процесса в целом, его "скелетом" на верхних горизонтах коры служат разломы и явления приразломного сдвигового ламинарного течения, порождающие главную структурную триаду и стимулируемые относительным смещением и взаим-

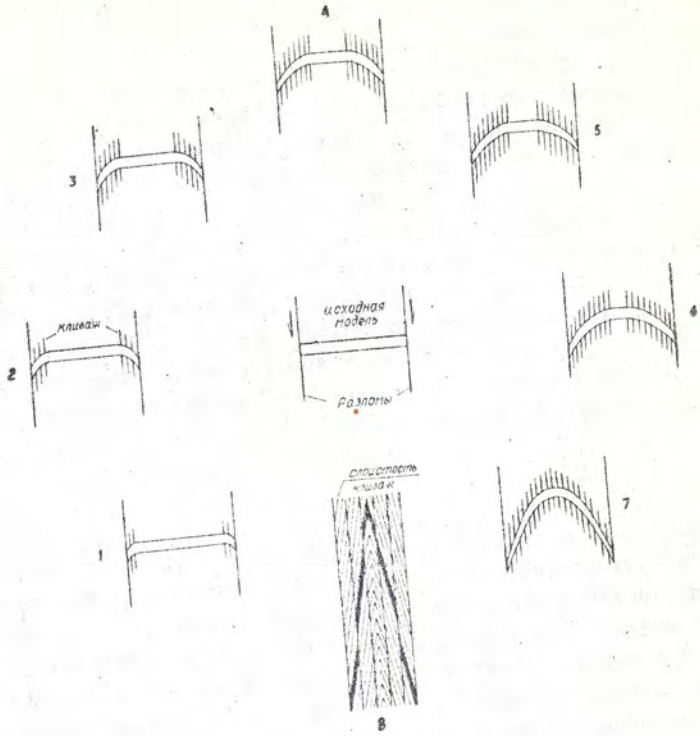


Рис. 6. Схемы эволюции складок на примере превращения блока (I-2) в блоковую складку (3-5), а последнюю в прямую ("нормальную" складку (6-7) и, наконец, – в дезинтегрированную (8) вследствие постепенного разрастания вплоть до полного слияния зон смятия, связанных с граничными разломами (кливаж показан штриховкой, в разломы – прямой линией). Ближайшая причина разрастания зон приразломного смятия – прогрессирующий рост амплитуды смещения по разломам. Этот процесс до конца реализуется в маловязких породах.

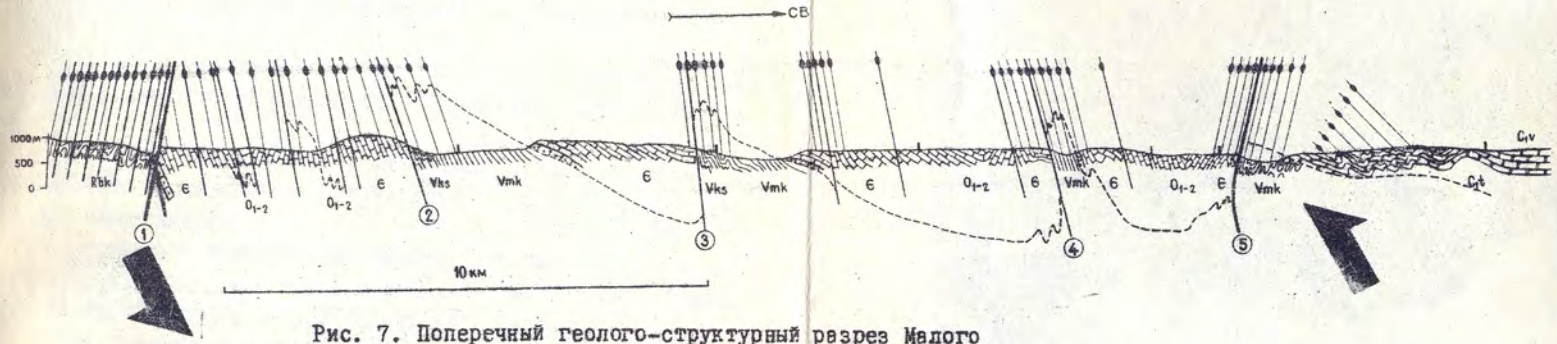


Рис. 7. Поперечный геолого-структурный разрез Малого Каратау по ручью Шабакты (Петалаха, Гиоргобиани, 1975). Основные разломы: I – Большекаройский (с северо-востока его оперяет разлом, принадлежащий серии Малокаройской); 2 – Малокаройский; 3 – Аксайский; 4 – Маловктауский; 5 – Ушбулакский (номера их на рисунке – в кружках). Другие разломы показаны прямыми линиями, толщина которых отображает значимость разлома. Кирпичики с точками – чулактауская свита и беркутинская. Индексами и черточками показаны возраст и выходы свит (рифейская – большекаройская, вендские – коксуйская и малокаройская). Поверх разреза штрихами показаны развитие и ориентировка кливажа (картина усредненная, с учетом литологии). Темные стрелки – тектонический поток. В масштабе всего Каратау он отображает надвигание по Главному Каратаускому разлому Чу-Кокчетавского массива (расположен к СВ от Каратау) на Сырдарьинский на каледонском и герцинском этапе. Структурное несоответствие блоков, граничащих по Большекаройскому разлому, отображает молодые смещения по нему.

Стадии зрелости складки : I-3 - юная, 4-7 - зрелая, 8 - дряхлая (см.табл. I).

ным вязким трением блоков в плоскости разломов, родоначальных по отношению к кливажу и складкам. Только с позиций признания приразломной, т.е. шовной, природы складчатости становится понятным :

а) субгоризонтальное или близкое к этому (даже прогнутое) расположение зеркала складчатости в поперечном сечении складчатых зон ;

б) развитие складчатости в мозаично-глыбовых областях импликационно - одновременно по нескольким взаимно пересекающимся направлениям ;

в) простота и пологость крупных складчатых форм, т.е. структурного остова, тогда как осложняющие их в форме своеобразной "щетины" мелкие складки - сжатые и крутые ;

г) чередование участков недеформированных пород пологого падения и резко деформированного крутого падения, как и вообще обоснованный нами сам факт структурной контрастности складчатых зон.

Приразломное сдвиговое ламинарное течение как ведущий механизм смятия толщ в конечном итоге то новое, что содержит выдвигаемая концепция. До сих пор дислокационный процесс сводился в сущности к двум формам - разрывообразованию путем хрупкого разрушения плюс смещению блоков по разрыву и складкообразованию путем изгибов слоев.

Складчатая зона представляет собой тело-композит, состоящее из системы линзообразных блоков, обладающих дифференциальной подвижностью (складчатая система - совокупность элементарных зон шовной складчатости). Отсюда такие на первый взгляд парадоксальные следствия как альпинотипная складчатость без обязательного "специального" горизонтально сжатия, т.е. выраженное в структуре "боковое сжатие" без бокового сжатия, воз

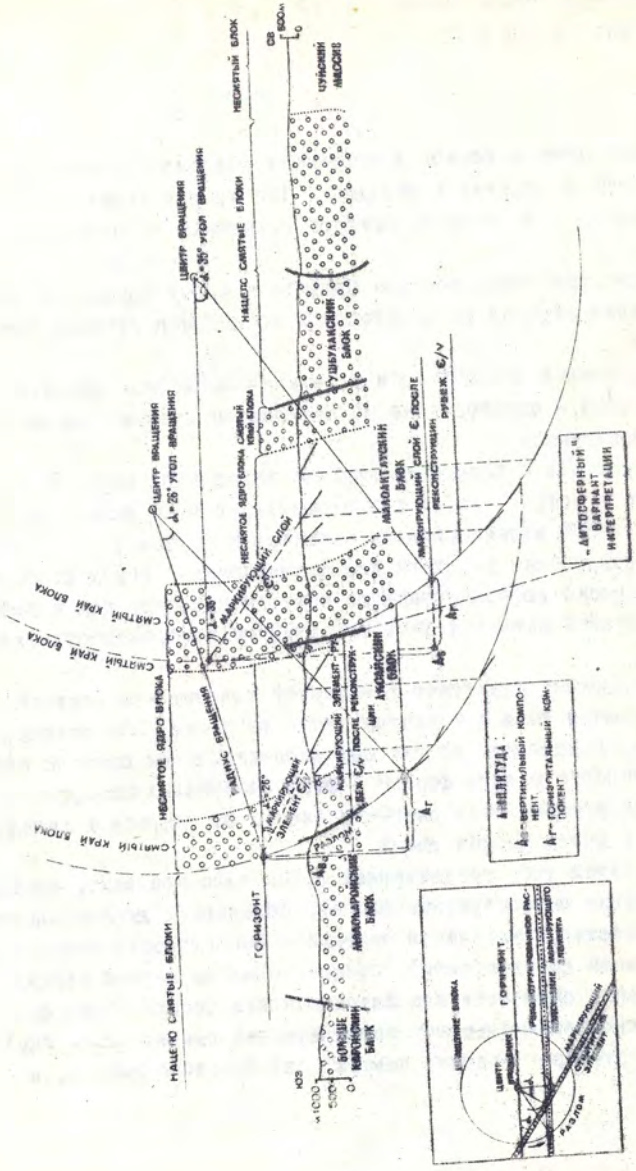


Рис. 8. Схема графических построений по расшифровке антитетики Малого Каратау (накидка на рис. 7).

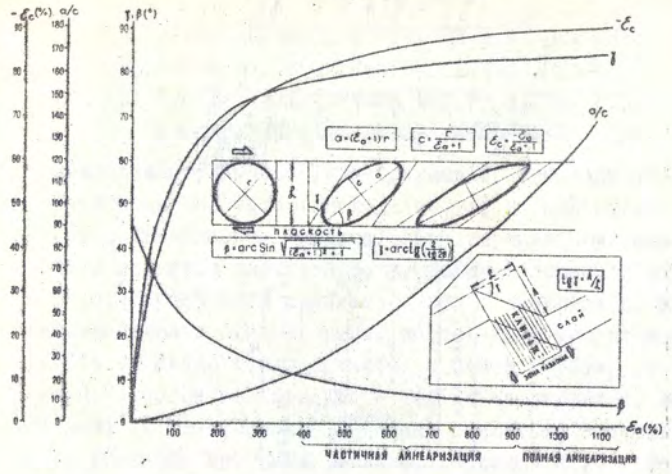


Рис. 9. Схема сдвигового течения (на примере простого квадратика и вписанной в него окружности), описываемая графиками. ε_a, ε_c - компоненты растяжения и сжатия соответственно; γ - угловая деформация сдвига; β - угол отклонения уплощенности эллипса от плоскости сдвигового течения; a/c - отношение длинной и короткой оси эллипса (степень пережатия).

можность возникновения кливажа уже при самых незначительных деформациях, непороговое течение, целесообразность оперирования не силами, а скоростями в тектонике (вязкое течение и мн.др.).

Наконец, одно из самых поразительных "структурно-чувствительных" свойств пород в длительных дислокационных процессах состоит в тесном переплетении во времени и единстве явлений течения и разрушения ("хрупкая вязкость" либо "вязкая хрупкость"). Оно и делает возможным все своеобразие дислокационного процесса.

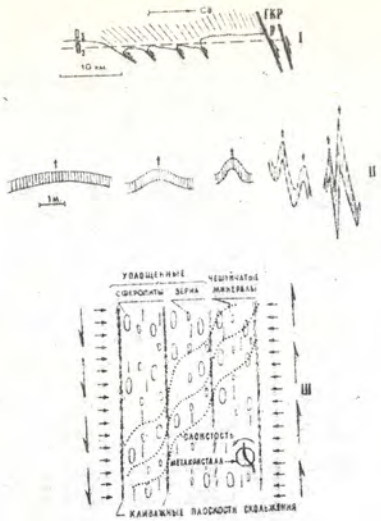


Рис. 10. Свойства кливажа и их тектоническая значимость: I. В мегамасштабе – схематизированное поперечное сечение складчатой зоны Северо-Западного Каратау. Кливаж показан штриховкой, складчатость – контактной поверхностью среднего и верхнего ордовика. Важнейшие разломы и в том числе Главный Каратауский (ГКР) отражены в ориентировке кливажа. Смещения по ним (стрелки) объясняют складчатость на уровне всех масштабных рангов. II. В мезомасштабе – поперечные сечения частных элементарных складок, фиксируемых в обнажениях (схема). Ориентировка и однонаправленность кливажа (показана штриховкой) в принципе не зависит от степени сжатости слоев в складки. В случае изгиба слоев (в механическом смысле) такая закономерность немыслима (кливаж в складках неизбежно принадлежал бы нескольким пересекающимся системам плоскостей скалывания). III. В микромасштабе – характерные зарисовки в поперечном сечении кливажной плоскостной анизотропии (гипертрофированная синтеризующая схема). Видны структурные признаки компланарного сплющивания и скалывания (отражены стрелками).

Т. Д. Джумалиев, В. Г. Королев

КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ПОЗНАНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Под конседиментационной (конседигенной, синседиментационной) складчатостью понимается складчатость, развивающаяся одновременно с накоплением осадков. Характерными признаками ее проявления являются постепенное уменьшение мощности отложений ритмостратиграфической единицы от мульд синклиналей к сводам антиклиналей с одновременным постепенным изменением состава пород от более тонкозернистых к более грубым, от более глубоководных к более мелководным в том же направлении. Она распространена на платформах, срединных массивах, в передовых и межгорных прогибах орогенных поясов, выделена и на древнем океаническом дне (Вишневский, Савочкина, 1978). Термин "конседиментационная складчатость" предложен С.С.Шульцем (1948) и развит в его работе совместно с Е.П.Брунс (1955).

Мелкая и крупная конседиментационная складчатость выявляется методами структурно-фациального и структурно-формационного анализов, сочетающими в себе комплекс методов, принятых в литологии и геотектонике. Основные положения структурно-формационного анализа были разработаны М.Бертраном, Н.С.Шатским (1937), В.В.Белоусовым (1940), В.И.Поповым (1940), А.Д.Архангельским (1941), С.С.Шульцем (1948, 1955), В.Е.Хаиным (1950), Д.В.Наливкиным (1953), Р.Г.Гарецким, А.Л.Яншиным (1960) и другими, которые привели многочисленные примеры длительного развития локальных структур, влиявших на распределение литофаций и их мощностей. В большинстве работ последующих исследователей, посвященных конседиментационным структурам, рассмотрены те же вопросы связи накопления осадков с тектогенезом, а сведения о влиянии этих структур на размещение полезных ископаемых были очень редкими (Огнев, 1946; Невский, 1949; Сагындыков, 1964).

Комплексные методы структурно-фациального и структурно-формационного анализа – анализ составов, мощностей отложений и локализации руд – применялись авторами для выяснения условий образования и закономерностей размещения ряда рудных и нерудных полезных ископаемых Тянь-Шаня спорного генезиса (1956, 1966, 1971, 1976), так как выводы предыдущих исследователей были обоснованы, главным образом, материалами детального изучения только рудных тел и околорудных вмещающих пород в пределах месторождений и рудопроявлений, что недостаточно для понимания природы оруденения. Отрыв рудных тел или рудных горизонтов от "пустых" пород, горизонтов, свит, комплексов и всей рудоносной формации служил часто причиной появления противоречивых гипотез относительно источника полезных компонентов и закономерности их локализации. Для выяснения последних необходимо детально изучать весь парагенез пород рудоносной формации в пространстве и во времени, а не одну руду, которая является по существу одним из членов, так как рудные слои и горизонты парагенетически тесно связаны (или не связаны) с другими породами, слагающими рудоносную формацию.

В результате проведенных работ выяснена неразрывная взаимосвязь и взаимообусловленность рудо- и осадкообразования от характера проявления конседиментационной складчатости. Ниже рассмотрены эти явления на примерах стратиформных месторождений свинца Джергалаанского района, размещенных в орогенной терригенно-карбонатной формации среднего карбона, и пластовых фосфоритовых месторождений Малого Каратау, заключенных в нижнекембрийской спонголито-фтанитовой формации на погруженной окраине Муюнкумского срединного массива.

I. В Джергалаанском районе отложения карбона заполняют конседиментационные наложенные мульды и грабен-синклинали, разделенные горст-антиклиналями. Они, в свою очередь, расчленяются на ряд более мелких конседиментационных структур, которые оказывают важнейшее влияние на изменение фациального облика карбонатных пород внутри микроритмов и на пространственное размещение пластовых руд свинца в их пределах (Джумалиев,

Королев, 1966, 1971).

Рудоносная карбонатная толща (учкашинская свита) башкирского яруса имеет микроритмичное строение. Основные промышленные залежи галенита размещены в срединных элементах III–VI микроритмов. Закономерности фациального изменения карбонатных пород и их мощностей (включая галенитовые рудные тела) по микроритмам в пределах вышеуказанных структур выглядят следующим образом.

Рудоносные микроритмы в сводах и на крыльях антиклиналей обычно начинаются известняковыми конгломератами и гравелитами или полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Выше они последовательно сменяются обломочно-полидетритовыми известняками, известняковыми песчаниками, обломочно-оолитовыми известняками, глинистыми известняковыми алевролитами, а затем оолитовыми, оолитово-огустковыми, фораминиферово-водорослевыми и водорослевыми глинисто-мергелистыми известняками, вмещающими свинцовую минерализацию, часто образующую промышленные залежи. Описанный интервал каждого микроритма соответствует трансгрессивным полуритмам. Регрессивный полуритм составляют глинисто-мергелистые мелкоолитово-псевдоолитовые, огустковые известняки или известняковые алевролиты, оолитовые, обломочно-оолитовые известняки или известняковые песчаники. В оолитовых, псевдоолитовых и огустковых карбонатных породах этого полуритма встречается бедная свинцовая минерализация.

В мульдах синклиналей трансгрессивные полуритмы рудоносных микроритмов начинаются с глин или алевролитов, которые вверху постепенно и последовательно сменяются глинистыми полидетритово-шламовыми известняками, шламовыми и шламово-микрозернистыми доломитовыми известняками и известковыми доломитами. Выше такое же чередование наблюдается в обратном порядке : появляются шламовые, водорослевые известняки. Верхняя часть микроритмов часто сложена известковыми алевролитами и песчаниками. Таким образом, каждый микроритм чётко расчленяется на трансгрессивный и регрессивный полуритмы.

В направлении от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей

обломочно-оолитовые известняки последовательно фациально замещаются рудоносными оолитовыми, оолитово-псевдооолитовыми, отустковыми, фораминиферово-водорослевыми глинисто-мергелистыми известняками. Далее по фациальному профилю идут шламовые, шламово-микрозернистые доломитовые известняки и известковые доломиты, внутри которых происходит выклинивание рудных тел галенита. Мощность рудоносных микроритмов постепенно увеличивается от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей.

Закономерная фациальная изменчивость пород микроритмов во времени и пространстве и постепенное увеличение их мощностей от сводов антиклиналей к мульдам синклиналей указывают на конседиментационный характер развития рудоносных структур. Все известные пластовые тела галенита связаны со срединными элементами микроритмов в пределах определенных пород трансгрессивного полуцикла и пород начальных стадий регрессивного полуцикла осадконакопления. В структурном отношении все рудные тела галенита приурочены к пологим крыльям конседиментационных антиклинальных структур. На сводах и в мульдах структур рудные тела выклиниваются. В присводовых частях антиклиналей рудные тела трансгрессивной серии отложений сливаются с рудными телами регрессивной серии, образуя местные раздувы. По мере продвижения к мульдам рудные тела трансгрессивных серий отложений постепенно выклиниваются, а рудные тела регрессивных серий протягиваются в мульды синклиналей немного дальше. В разрезах по мере увеличения мощностей микроритмов от крыльев к мульдам синклиналей происходит постепенное, но четкое отделение рудных залежей трансгрессивных серий отложений от рудных залежей регрессивных серий пачками шламовых, шламово-микрозернистых доломитовых известняков и известковистых седиментационных доломитов.

В зависимости от пространственного размещения различных типов карбонатных пород в пределах конседиментационных структур и от их минералогического состава меняется содержание свинца в них. В сводовых частях антиклинальных структур в составе пород, представленных обломочно-крупноолитовыми и крупноолитовыми разностями, свинцовая минерализация отсутствует.

По мере уменьшения размера оолитов и увеличения содержания пелитового нерастворимого остатка в сторону мульд синклиналей появляется относительно бедная свинцовая минерализация. В участках же распространения мелкоолитовых псевдоолитовых, отустковых, иногда фораминиферово-водорослевых глинисто-мергелистых карбонатных пород содержание свинца достигает максимума. Затем, по мере уменьшения содержания пелитового нерастворимого остатка и перехода пород в шламовые и микрозернистые доломитовые известняки и известковистые доломиты, содержание свинца снижается до полного исчезновения. Такая особенность распределения свинца указывает на его неразрывную связь с физико-химическими и гидродинамическими условиями осадконакопления.

Таким образом, установленные выше закономерности распределения свинцовой минерализации, зависящие от пространственного расположения различных типов карбонатных пород в пределах конседиментационных структур и их минералогического состава, а также наличие тонкодисперсного оруденения в диагенетических конкреционных и стилолитовых образованиях, их обломков в ядрах оолитов и в составе калькаренитов рудоносных микроритмов и отсутствие ювенильно-гидротермальных образований указывают на одновременность тектонических колебательных движений, осадконакопления и рудного минералообразования, т.е. на первично седиментационно-диагенетический характер свинцового оруденения.

П. В Малом Каратау фосфориты связаны с вендско-ордовикским тектоническим мегациклом осадконакопления, распадающимся на более мелкие циклы. Литологические ритмы каждого цикла расчленяются на трансгрессивные и регрессивные полуритмы (Джумалиев, Королев, Макаумова, 1976). Промышленные пластовые фосфориты связаны со вторым (чулактауским) ритмом. Разрезы этого ритма по набору слагающих пород и по мощности группируются в ряд типов, в пространстве связаны между собой определенными структурно-фациальными соотношениями.

М а л о к а р а т а й с к и й т и п р а з р е з о в имеет

мощность 0,I - I0,0 м, сложен ритмично чередующимися отсортированными по фракциям фосфоритами псефитовой, псаммитовой, оолитовой и алевритовой структур с фтанитовым цементом. Обломочные фракции фосфоритов образованы за счет продуктов сингенетичного разрушения спонголитов, фтанитов, оолитовых, микрослоистых и пелитоморфных фосфоритов. Многочисленны следы местных перемывов. Содержание в фосфоритах алевритовых зерен кварца, образованных за счет разрушения спикул кремневых губок и продуктов коры выветривания, колеблется от 5,0 до 30%.

Герес-Кокджонский тип разрезов имеет мощность I0,0-25,0 м, сложен слабо отсортированными фосфоритовыми песчаноалевролитами и алевропесчаниками с первичным фтанитовым цементом. В основании разрезов появляются маломощные горизонты и слои спонголитов и фтанитов. Характерно почти полное отсутствие выдержанных слоев и прослоев фосфоритов псефитовой структуры и появление прослоев пелитоморфных фосфоритов с микросклерами кремневых губок. Фосфатные оолиты распространены незначительно и в основном в верхних частях разрезов. Мелкообломочные фракции фосфоритов образованы продуктами сингенетичного разрушения микрослоистых и пелитоморфных фосфоритов. Цементное вещество и фосфоритовые фракции характеризуются чрезвычайной неравномерностью распределения ; количество алевритовых обломков спикул кремневых губок достигает 5,0-6,0%.

Чулактау-Беркутинский тип разрезов имеет мощность I5,0-35,0 м, сложен спонголитами, фтанитами и оолитово-алевритовыми фосфоритами. Фосфориты псефитовой структуры отсутствуют. Наиболее распространенные спонголиты, а также фтаниты сильно пропитаны аморфным фосфатным веществом ; фосфоритовые алевритовые зерна образованы при сингенетичном разрушении пелитоморфных фосфоритов. В фосфоритах трансгрессивного полуцикла количество алевритовых обломков спикул кремневых губок доходит до 5,0%, а в фосфоритах регрессивного полуцикла колеблется от I,0 до 40,0%.

Коксуйский тип разрезов характеризуется мощностью 35,0-80,0 м, сложен спонголитами, фосфоритовыми алевролитами, оолитово-мелкообломочными фосфоритами, фосфорито-фтанитовыми породами и фтанитами. Алевритовые зерна фосфоритов образованы за счет сингенетичного разрушения пелитоморфных фосфоритов, спонголитов и фтанитов. Соотношение цементного вещества и алеврито-оолитовых фракций изменяется в широких пределах. Содержание алевритовых обломков спикул кремневых губок изменяется от нуля до 40,0% в фосфоритах трансгрессивного полуцикла и от I,0 до I5,0% в фосфоритах регрессивного полуцикла.

Анализ изменения литологического состава и мощностей пород типов разрезов чулактауской свиты показал, что их колонка расчленяется на трансгрессивные и регрессивные полуритмы. Типы разреза занимали определенное положение в пределах палеоструктур бассейна осадконакопления. Осадки малокаройского типа фиксировались на сводовых частях пологих антиклиналей. На крыльях структур накапливались осадки герес-кокджонского, затем чулактау-беркутинского типов. Мульды синклиналей заполнялись осадками коксуйского типа разрезов. От сводов к мульдам палеоструктур одновременно с постепенным увеличением мощностей наблюдается постепенное уменьшение размеров обломочных фракций пород от псефитовой до пелитовой. Определенная последовательность смены гранулометрического состава пород наблюдается также в разрезах. Эти данные показывают, что палеоструктуры чулактауского времени относились к конседиментационному типу.

В распределении различных типов и основных промышленных залежей фосфоритов в пределах чулактауской свиты существует такая закономерность. В трансгрессивном полуцикле осадконакопления основные фосфоритовые залежи формировались на сводах и в мульдах палеоструктур. На крыльях располагались спонголитовые и фтанитовые осадки. При этом в сводах палеоантиклиналей фиксировались промышленные фосфориты смешанной структуры, а в мульдах в основном - непромышленные фосфориты алевритовой структуры. В регрессивном полуцикле основные промышленные фос-

форитовые залежи смешанной структуры формировались только в приводовых частях палеоструктур, в направлении к мульдам постепенно замещаясь спонголитовыми и фтанитовыми осадками. Вследствие этого в современных выходах чулактауской свиты мы наблюдаем следующую картину : разрезы малой и умеренно средней мощности полностью состоят из неравномерного чередования богатых и бедных фосфоритов смешенной структуры ; в разрезах средней мощности в основном выделяется только один промышленный горизонт, состоящий из фосфоритов смешанной структуры ; в разрезах наибольших мощностей (месторождения Коксу, Учбас) фиксируется два горизонта, при этом нижний горизонт сложен бедными фосфоритовыми алевролитами, а верхний - промышленными фосфоритами смешанной структуры.

Изложенное выше показывает, что выявление и детальное изучение конседиментационных структур методами структурно-фациального и структурно-формационного анализов в рудоносных формациях играют важную роль в познании сложных процессов осадко- и рудообразования. Они позволяют судить о генезисе месторождений и о закономерностях размещения промышленных рудных тел в пределах структур, разрезов и типов пород рудоносных формаций.

В.И.Попов

СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ СТУПЕНЕЙ И СТАДИЙ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПАМИРСКОМ СМЯТИИ

Закономерный периодический ход геологических процессов - магматических, тектонических, осадочных и других - неразрывно связан с необратимым ступенчатым и стадийным развитием и разрастанием земной коры как в толщину, так и по площади.

История расчленения ступеней и стадий развития коры была рассмотрена в работе В.И.Попова (1976, табл.5). Выделено три

ступени магматического разрастания коры и ядер ее роста : океаническая, субокеаническая (окраинноматериковая) и континентальная. Им же определяются тектонические деформации. В разделении ступеней на стадии отражаются два крайних состояния магматектонического режима, неоднократно чередующиеся друг с другом - горообразовательное и равнинообразовательное. Их различия берутся за основу разделения стадий развития коры.

Смена этих стадий отражена в рельефе коры, чем объясняются и их названия. Горообразовательный режим связан с образованием магматических расплавов, пневмато-гидротермальных растворов и соответствующих формаций, а также с усилением метаморфизма. Одновременно усиливаются тектонические деформации коры, особенно к концу горообразовательной стадии. Этот режим характеризуется средними максимальными скоростями накопления осадочных и эффузивных формаций более 15 м/млн.лет. В ходе развития равнинообразовательных стадий скорости снижаются менее 15 м/млн.лет ; характерно отложение олигомиктовых песчаных и алевритовых пород ; магматизм, пневматогидротермы и метаморфизм в это время почти не проявляются. Эти стадии проявлялись в определенной последовательности, но неодновременно начинались и заканчивались в разных регионах. При этом возраст их изменялся скачкообразно.

Стадии делятся на магма-тектонические циклы, которым отвечают геологические комплексы (ГК) и выделяющиеся внутри их ритмокомплексы (РК). Их расчленение в Памирском смятии и абсолютный возраст, а также соответствующая литература приведены в работе В.И.Попова (1976).

А. Океаническая ступень. Характеризуется развитием маломощной океанической коры (5-6 км), которая состоит главным образом из базальтовой оболочки с маломощными осадочными покровами (0,5-1 км).

I. Равнинноокеаническая равнинообразовательная стадия. Образует глубоководные абиссальные равнины и абиссальные плато, которые резко доминируют на дне океана. Над ними поднимаются многочисленные потухшие базальтовые вулканы - гайоты.

2. Периферийноокеаническая горообразовательная стадия. В ходе этой стадии из абиссальных равнин формируются периферийноокеанические островные дуги типа Полинезийских, Меланезийских. Они образованы цепочками вулканов и рифовыми их надстройками мощностью 2-3,5 км, наращивающими океаническую кору.

В Памирском смятии проявления этих двух стадий пока не обособлены от более поздних. Вероятно, они вошли в состав низов метабазитовой оболочки. Возможно, к ним относится намечающийся на Индостанском праконтиненте катархейский догудиваидийский ГК (более 3,5 млрд.лет). Севернее в это время развивалась еще только верхняя мантия, судя по возрасту вынесенных из нее ксенолитов кимберлитоподобных пород в Кокчетавском районе (3600 ± 200).

Б. Субокеаническая или окраинноматериковая ступень характеризуется развитием базальтовой субокеанической коры, (термин И.П.Косминской, 1968, что соответствует субконтинентальной коре, по Р.М.Деменицкой, 1975), все более утолщающейся, одновременно с осадочной оболочкой, а также появлением прерывистой гранито-гнейсовой оболочки. Субокеаническая кора имеет в разных местах мощность от 8-12 до 30-35 км. Разрастаясь, она наращивает окраины ранее сформировавшихся участков материка.

3. Праконтинентальная равнинообразовательная стадия. Характеризуется главным образом утолщением базальтовой оболочки и предшествует началу образования гранито-гнейсовой оболочки. Современным прототипом праконтинентальной стадии, вероятно, могла бы считаться западная часть Тихого океана, отделенная от него Марианской периферийноокеанической островной дугой. Здесь толщина базальтовой оболочки возрастает до 8-12 км, а осадочной до первых километров. В ископаемом состоянии прототипом праконтинентальной коры, возможно, следует считать зеленокаменные ядра, которые, по Холмсу, лежат в основании континента и входят в состав верхней части метабазитовой оболочки. Вероятно, они испытали чарнокитизацию при последующей мигматизации их гранитной магмой. Этими особенностями обладают

раннеархейские чарнокиты Гудивади в Индостане (а.в. 3000-2900 млн.лет ?) ; вероятно, также раннепротерозойские амфиболиты и эклогиты тюкарынской свиты в западной части хр.Киргизского и кокчетавской в Центральном Казахстане, подвергшиеся мигматизации 2200-2000 лет тому назад, по И.А.Ефимову, 1972 ; рифейские габбровые и гипербазитовые формации Кукуртли в Музкольской зоне Срединного Памира (около 1,4 млрд.лет, Агеева, Дмитриев).

4. Праконтинентальная горообразовательная стадия или стадия окраинноматериковых островных дуг (праконтинент - термин Г.Штилле). Характеризуется началом развития гранито-гнейсовой оболочки. Она наблюдается в современных островных дугах, например в Японии (серия Хида). Длительное разрастание островных дуг привело к их превращению в микроконтиненты (например в Новой Зеландии, по Р.М.Деменицкой, 1967). Толщина земной коры в таких дугах достигает 16-18 км и более (в Японии до 30-40 км).

В ископаемом состоянии к этой стадии можно отнести возникновение основания праконтинентов, сложенного гнейсами и палингенными мигматитами. К ним относятся дугообразная архейскораннепротерозойская Центрально-Индостанская дарваракая островная дуга (а.в. от 2800 млн.лет до 2200-2000 млн.лет). Она при своем разрастании породила Индостанский праконтинент (мощность земной коры до 36-40 км). К дарварским ГК относится также ряд ядер роста коры, сохранившихся среди наложенных более молодых прагеосинклинальных поясов в Индостанском праконтиненте (Синг-бум, Бандельканд, тоже имеющие а.в. 2200-2000 млн.лет) и на его северной периферии, в Гималайско-Памирской дуге. К этому же времени относятся гималайские гнейсы Дарджилинг, которые по последним данным близки по возрасту к ранне- и среднедарварским гнейсам горанского ГК и шахдаринского ГК на Юго-Западном Памире (а.в. 2700 ± 400 до 2450 млн.лет, по Б.Я.Хоревой, 1971). Образование кристаллического фундамента, вероятно, охватило на Памире также не датированный позднедарварский интервал и условно выделяемый Южнопамирский ГК, заканчивающийся образо-

вением пегматитов Ляджвар-дары (в.в.1750 млн.лет), следовательно, оно, по-видимому, закончилось в Гималайско-Памирской дуге значительно позднее, чем в Индостане.

Развитие Таримского праконтинента в его центральных участках также началось, видимо, еще в архее, поскольку к его разрос-шейся периферии пристроились пояса гнейсов Музтагаты (2700-2600 млн.лет, сообщение Н.А.Беляевского) и Ань-Шаня (2600 - 2500 млн.лет, . постаньшаньские пегматиты 2250-2100 млн.лет). Севернее известны только отдельные изолированные островные ядра древнейших гнейсов в обрамляющей Тарим Куэньлуньско-Каратегинской дуге (Каратегин - 2900-2700 млн.лет, В.А.Кутенец, Димитров-2500 млн.лет ; А.Б.Бакиров). За пределами этих праконтинетов и обрамляющих их кристаллических дуг почти отсутствуют столь древние датировки. Так, они являются скорее исключением для докембрия Тянь-Шаня. В Северном Тянь-Шане (Актюз, Мынбал) и Центральном Казахстане (в Улу-Тау и Кокчетаве) намечаются только отдельные участки древнейших раннепротерозойский мигматитов (юнодзерского возраста 2200-2000 млн.лет, по И.А.Ефимову, 1972), подчиненные резко преобладающим по площади рифейским сериям.

Отсутствуют фактические и теоретические основания для того, чтобы допускать в Памирском смятии, за пределами праконтинентов и окаймляющих их кристаллических дуг повсеместное существование единого сплошного дорифейского "карельского" кристаллического фундамента. Карелиды закончили свое образование 1600 млн.лет назад, но этот рубеж в пределах Памирского смятия ничем не проявил себя в формировании кристаллического фундамента. Его кровля тут испытывала возрастное скольжение в пределах от 2200-2000 млн.лет (юнодзерский ГК) до 1750 млн.лет (южнопамирский ГК) и 1450 млн.лет (киргизский ГК). Если бы здесь вообще существовал такой древний кристаллический фундамент, то он в условиях интенсивных деформаций коры в Тянь-Шане, неизбежно был бы в ряде мест выведен на поверхность Земли и образовал бы здесь обширные протяженные зоны и поля, каких на самом деле нигде не наблюдается. Имеются только данные о наличии в ряде мест выхо-

дов более молодого послерифейского "метацокольного" кристаллического фундамента, возникшего из прагеосинклинальных и геосинклинальных формаций в разное время, от рифея или конца среднего протерозоя (киргизский ГК) и до кайнозоя (альпийские ядра Средиземноморского пояса).

5. Протоплатформенная равнинообразовательная стадия (протоплатформа - термин Е.В.Павловского). Выражена, главным образом, выравниванием и перерывом в датировке разрезов формаций. Проявилась в раннем протерозое на Индостанском праконтиненте (начиная с 2200-2000 и до 1750 (?) млн.лет) и, по-видимому, тогда же в пределах Таримского (перед образованием прагеосинклинальной свиты Утей - в.в. 1900-1700 млн.лет, Н.И.Полевая). Этой стадии в пределах Гималайско-Памирской дуги в Шугнане (по Б.Я. Хоревой) вероятно, соответствует перерыв в датировках между окончанием развития Южнопамирского ГК (1740-1675 млн.лет и началом аличурского ГК (900-1000 млн.лет). В Северном Тянь-Шане к протоплатформенной стадии, возможно, относится перерыв от 1500 до 1400 млн.лет, последовавший после завершения тут формирования кристаллического фундамента (после каиндинской свиты киргизского ГК).

От формаций протоплатформенной стадии на праконтинентах трудно отделить протерозойские и более молодые покровные формации праконтинентов : куддапахские, виндийские, гондванские в Индостане, синийские и последующие на Таримском праконтиненте. Верхи этих покровов относятся уже к квазиплатформенной и платформенной стадиям.

6. Прагеосинклинальная горообразовательная стадия (прагеосинклиналь - термин Г.Штилле). Охватывает очень длительный местами отрезок времени, заключенный между протоплатформенным выравниванием, с одной стороны, и квазиплатформенным, предваряющим геосинклинальную стадию, с другой. Прагеосинклинальные формации близки к геосинклинальным по своему составу, большой мощности и ограниченному метаморфизму (развивавшемуся главным образом в условиях эпизоны, реже мезозоны). Отличаются от них более широким распространением основных магматических формаций

и меньшим кислых, более ограничены развитием карбонатных, шлировых и молассовых формаций. Стадия охватывает в Индостане, Гималаях и на Южном Памире средний, верхний протерозой и венд, которые делятся на три ГК : восточногатский, сатпурский = аличурский, делийский = байкальский. В ходе их развития к Индостанскому прконтиненту пристраивали одноименные дугообразные, вероятно, островные пояса : субмеридиальный среднепротерозойско-раннерифейский Восточно-Индостанский восточногатский (в.в. от 1750-1630 ± 200 до 1400 ± 100 млн.лет, Муратов), также субширотный рифейский Северно-Индостанский сатпурский (от 1300 до 900 ± 100 млн.лет, Муратов), позднерифейско-вендский Западно-Индостанский делийский, байкальский (от 800 до 580 млн.лет, Семененко), вытянутый с ЮЗ и СВ и продолжающийся в Гималаях. В пределах Гималаев прагеосинклинальная стадия охватывает также большую часть кембрия и ордовика, относится к каледонскому ГК. На Памире не обнаружены возрастные аналоги восточногатского ГК. К делийскому ГК здесь относятся аличурские слюдяно-сланцевые серии, отвечающие "позднесатпурскому" возрасту 1100 - 900 ± млн.лет (Б.Я.Хорева). Выше в разрезе помещаются мощные серии филлито-кварцитового позднерифейского венчского (байкальского) комплекса.

Прагеосинклинальный поздний докембрий, вероятно, развит в основании разрезов Южного и Срединного Тянь-Шаня, но, в отличие от Северного, редко обнажается здесь на поверхности (тасказганская свита).

В пределах последнего, как и на Северном Памире, его естественное расчленение на разновозрастные орогенные комплексы, разграниченные перерывами, по-видимому, не вполне соответствует устанавливаемому в Индостане. Выделяются два прагеосинклинальных ГК : 1) кенкольский (в.в. от 1400 ± 100 до 400 ± 100 млн. лет), к которому относятся широко распространенные обломочные цирконы, в.в. от 1250 до 1100 ± 100 млн.лет и рассекающие его граниты (1150 ± 50 млн.лет и 980-770 млн.лет) ; они могли-бы приблизительно отвечать ранне- и среднесатпурским сериям, но здесь нет позднесатпурских датировок (на них падает перерыв в

датировке) ; 2) байкальский = каройский ГК (от 830 ± 18 до 633 млн.лет, пределы возраста установлены по рвущим его гранитам Музбеля и др.).

7. Преплатформенная равнинообразовательная стадия. Включивается в развитие прагеосинклинальной в качестве подчиненного и неповсеместного ее элемента, чаще приуроченного к последней трети ее развития. Характеризуется накоплением маломощных, главным образом, морских формаций квазиплатформенного типа (см.ниже). Проявления ее сравнительно ограничены по площади и приурочены в разных поясах к разным отрезкам геологического времени : конец венда - ранний кембрий в Соляном кряже и в Гималаях, поздний ордовик - девон в Средиземноморском поясе. В Северном Тянь-Шане преплатформенная стадия выделяется вскоре после начала образования кенкольского ГК, во время отложения ортотауской свиты - вторая половина раннего рифея (возраст определен по водорослям В.В.Киселевым и В.Г.Королевым), Л.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1968) первоначально относили проявления этой стадии к образованию среднепротерозойской панплатформы по Г.Штилле.

8. Квазиплатформенная равнинообразовательная стадия (термин предложен В.И.Поповым, 1962, в ином смысле использован В.Е.Хаиным, 1964). Характеризуется тем, что на прагеосинклинальном складчатом основании несогласно откладывались полого залегающие, обычно маломощные и медленно накапливающиеся своеобразные формации. В их составе особенно много ленточных карбонатно-силицито-флишоидных, иногда тонко чередующихся с красными и зелеными пелитовыми и будинажными псевдоконгломератами, также силицитовых и силицито- углеродистых, тонких пелитовых, изредка базальтоидных. Интересно, что подобные же формации установлены на пологих склонах срединноокеанических хребтов.

Современными прототипами квазиплатформенных формаций являются осадочные отложения, устилающие дно Японского (из-под которого несогласно выступают граниты разного возраста - от докембрийских до альпийских), Черного и Средиземного морей.

В пределах последнего под ними также несогласно залегает складчатое основание варисского и более древнего возраста, вероятно, относящееся к прагеосинклинальной стадии (Тектоника Средиземноморского пояса, 1978). Они подняты на поверхность в Рионской плите (палеоген) и у южного края Куринской депрессии (верхний мел), где их принимали за платформенные. Однако они перекрываются мощными лагунными, шлировыми и молассовыми геосинклинальными формациями подножий Большого Кавказа, а по соседству, в пределах Малого Кавказа и южнее, распространены базальто-андезитовые и липаритовые формации, по типу близкие к развитым в островных дугах.

Ископаемые представители квазиплатформенных формаций имеют следующий возраст : в Гималаях - конец ордовика-силур-девон (свита Мут) ; в Трансгималаях и Ладаке - поздняя пермь-триас-лейас. Среди них здесь, по Гансеру, представлены аналоги триасовой однотипной "фации" пестроцветных узловато-карбонатных кремнистых формаций. Такие же по составу $P_2 - T_1 - T_2 - T_3 - J$ формации развиты на Южном Памире (ганская и кобригенская свиты). Аналогичные формации позднепалеозойского возраста развиты в основании разреза Зондской и Японской островных дуг (Г.А.Дуткевич, М.А.Калмыкова, 1936).

На Северном Памире, в Южном и Срединном Тянь-Шане широко распространены квазиплатформенные формации, охватывающие конец венда, кембрий, нижнюю половину ордовика. В Северном Тянь-Шане и в Центральном Казахстане почти неизвестны продолжения вендско-раннепалеозойских квазиплатформенных формаций (за исключением, возможно, части венда в самой южной или Талассо-Каратауской зоне : - красноцветная кызылбельская свита). Поэтому здесь байкальский прагеосинклинальный комплекс нечетко отделяется от каледонского геосинклинального. Во всех остальных местах Памирского сияния отложения перечисленных квазиплатформенных формаций выше по разрезу резко сменяются образованием мощных геосинклинальных.

9. <u>Геосинклинальная горообразовательная стадия.</u> Вокруг

проявилась вслед за окончанием квазиплатформенной стадии. Характеризуется накоплением предельно разнообразных осадочных, главным образом, морских прибрежных, реже глубоководных формаций, а также магматических основного, ультраосновного и кислого состава и пневматогидротермальных, сопровождаясь умеренным региональным метаморфизмом (последний начинается здесь с глубины 3-3,5 км). В конце данной стадии особенно интенсивно развиваются магматизм и складчатость. По-видимому, эта стадия не проявилась на Индостанском (где только каледонские гранитоидные интрузии Траванкора и о.Шри-Ланка) и Таримском преконтинентах. Эта стадия в Северном Тянь-Шане включает только каледонский цикл, который охватывает кембрий и ордовик. Он окончился здесь в позднем ордовике перед эшгильским веком (В.Н.Огнев). Южнее, в Срединном и Южном Тянь-Шане, а также на Северном Памире каледонский геосинклинальный цикл выражен только в среднем и позднем ордовике и с конца последнего непосредственно сменился варисским. Еще южнее, в Средиземноморском альпийском поясе (Южный Памир, Каракорум, Южный Гиндукуш, Трансгималаи), геосинклинальные каледониды не установлены, так как последние относятся к прагеосинклинальной стадии.

Варисциды известны по обоим краям Средиземноморского пояса. Они установлены как в северной его части, в недрах Срединного Памира, так и в южной - в Гималаях (Г.Шнейдер, де-Терра и др.). В пределах последних и у окраин разделяющего эти области Средиземноморского пояса варисский геосинклинальный цикл, охватывает ранний карбон, верхний палеозой и большую часть триаса. Варисский цикл закончился тут тогда же, когда и на Памире, в Южном и Срединном Тянь-Шане, т.е. в позднем триасе.

В Средиземноморском поясе, включая Памир, сразу вслед за варисцидами, т.е. с конца триаса, начался и мощно развился альпийский геосинклинальный цикл, который, по мнению автора, протянулся здесь до настоящего времени. Своеобразие его развития заключается в том, что в ряде мест Памира и Каракорума поднятия начались уже с мела и усилились в палеогене, чередуя

с кратковременными ингрессиями моря. Это, возможно, было связано с движением Индостана к северу, а также с образованием альпийских гранитоидов мел-палеогенового и неогенового возраста, что вызвало значительное утолщение коры в Памире, Каракоруме и Гиндукуше (до 65-70, возможно, местами более 80 км).

В ходе геосинклинальной стадии завершилось образование континентальной коры и гранито-гнейсовой оболочки на современных континентах, за исключением сохранившихся в них отдельных окон субокеанической коры. В некоторых из таких окон - в субокеанических впадинах продолжается развитие сиаля (Ю.Каспий, Черное, Средиземное моря), в других же оно прекратилось (субконтинентальные впадины северного Каспия и Прикаспия, южной части Афгано-Таджикской депрессии).

В. Континентальная стадия. Характеризуется продолжающимся развитием коры континентального типа, мощность которой обычно колеблется при этом от 30-35 до 40-45 км, редко достигая 50-55 км. На континентальной ступени накапливаются, главным образом, осадочные формации (морские и особенно лагунные и наземные), а также трапповые, реже встречаются кислые и средние эффузивные и малоинтрузивные (главным образом в "переходных" зонах, смежных с синхронно развивающимися геосинклиналями) ; исчезают ультраосновные формации. Обычно постгеосинклинальные формации не метаморфизованы. В это время геоизотермы настолько погружаются, что региональный метаморфизм может начаться лишь с глубины 8-II км. Но мощность континентальных формаций редко достигает таких цифр.

I0. Постгеосинклинальная (частью мезорифтовая?) горообразовательная стадия. Характеризуется довольно разнообразными формациями и сводовыми и глыбово-складчатыми тектоническими структурами. Те из них, с которыми сопряжены базальтоидные формации, по-видимому, возникли в условиях растяжения, а не сжатия, что позволяет сближать их с рифтовыми.

Данная стадия не проявилась на преконтинентах и еще не началась в Средиземноморском поясе. К ней относятся : в варисцидах Гималаев поздний триас, ранняя и средняя юра ; в варисцидах Северного Памира и Куэнь-Луня Южного и Срединного Тянь-Шаня она охватывает конец триаса, юру и мел ; в Северном Тянь-Шане - ашгиль, средний, верхний палеозой и мезозой.

II. Платформенная равнинообразовательная стадия. Во время развития платформенной стадии вследствие отсутствия магматизма устанавливается состояние, близкое к изостатическому. Существовавшие ранее поднятия нивелируются и понижаются настолько, что значительная их часть, особенно их периферия, покрывается морем. Осадки маломощные, чаще всего морские или лагунные, карбонатные, пелитовые, шлировидные, реже континентальные молассовидные. Они выклиниваются к осевым участкам поднятий, сильнее развившихся позднее. Платформенная стадия на Индостане и в Гималаях охватила маломощные формации конца юры и мела. Она еще не проявилась в пределах Средиземноморского альпийского геосинклинального пояса и на Северном Памире. В Тянь-Шане охватила палеоген. В это же время в Средиземноморском поясе происходили максимальные извержения кислой магмы, а на Индостанском полуострове с конца мела и в палеогене произошли колоссальные излияния деканских траппов. Не было - ли неоплатформенное выравнивание связано с разрядкой напряжений в земной коре, вызванной оттоком больших масс магмы из глубины литосферы к поверхности?

I2. Постплатформенная (неорифтовая) горообразовательная стадия. В этой стадии на месте платформенного пенеплена вновь возникают глыбово-складчатые сводовые и куполообразные поднятия, сопровождаемые провалами, иногда излияниями базальтов и позднее местами превращающиеся в горы (Индостан, Фергано-Сеянский пояс Наливкина). Возникновение этих структур в таких условиях можно объяснить только растяжением, связанным с начавшимся разогреванием, разуплотнением и расширением верхов мантии. Иногда при этом из них выплавлялась и изверглась базальтовая магма. Все это дало основание отнести Трансазиатский пояс Наливкина к числу рифтогенных образований.

Постплатформенная стадия началась в пределах Индостана и Гималаев с палеогена, в пределах Тарима и Тянь-Шаня - с неоге-

на. Ее развитие продолжается до сих пор, сопровождаясь активными неотектоническими и сейсмическими явлениями, подъемом геоизотерм и термальных вод, перераспределением и концентрацией различных металлов.

На периферических равнинах Турана, Центрального Казахстана и Сибири устанавливаются сходные явления. Но неотектонические процессы там еще не достигли такой же интенсивности, как в Трансазиатском рифтовом поясе. Это дает основание выделять там перирифтовый пояс. Однако даже в его пределах активность новейших глубинных процессов гораздо выше, чем на платформе.

Эта стадия также еще не началась и в Средиземноморском поясе и на Северном Памире.

Каждая стадия развития земной коры характеризуется своим формационным рядом, своим набором формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Их рассмотрение потребовало бы отдельного доклада.

Е.В.Христов

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР НА ГИПЕРБАЗИТОВОМ ОСНОВАНИИ

В статье рассматриваются Майлисуйский и Атбашинский районы Южного Тянь-Шаня, где широко развиты разрезы офиолитовой ассоциации, слагающей основание эвгеосинклинальных зон (Макарычев, 1975; Христов, Христова, 1978). Меланократовый фундамент, наиболее полно представленный в Майлисуйской зоне, как и во многих районах мира (Книппер, 1975, Марков, 1975, Добрецов и др., 1977), характеризуется четко выдержанным псевдостратифицированным строением. Внизу залегают ультрабазиты, в средней части – полосчатый габбро-амфиболитовый комплекс, вверху – то-

леитовые базальтоиды и глубоководные кремнистые осадки.

В последние годы выявлены разрезы, в которых майлисуйскую серию с постепенными переходами сменяет толща кремней и кремнистых сланцев. В этих разрезах верхи серии слагает характерная толща пестрых сланцев, заключающих пласты яшм, кремней и мраморизованных известняков с криноидеями. Ниже, среди метаэффузивов и сланцев, появляются покровы эподацитовых порфироидов и образовавшихся по ним мусковит-кварцитовых, кварцево-серицитовых и кварц-полевошпатовых сланцев.

Поскольку нижняя возрастная граница майлисуйской серии неизвестна, о ее характере можно судить по косвенным данным. В толще сланцев верхней части этой серии появляются горизонты конгломерато-брекчий с продуктами размыва полосчатого габбро – амфиболитового комплекса. Это позволяет придти к заключению о том, что майлисуйская серия отделяется от пород меланократового основания перерывом и, возможно, структурным несогласием. Резкий скачок метаморфизма и существенное различие в характере складчатых деформаций подтверждает этот вывод. По-видимому, длительная и сложная геологическая и метаморфическая эволюция пород меланократового основания, протекавшая в условиях не ниже амфиболитовой фации, завершилась еще в докембрии.

Эвгеосинклинальные зоны Южного Тянь-Шаня с меланократовым догеосинклинальным основанием, как Майлисуйская и Атбашинская, выделяются в гравитационном поле устойчивыми региональными максимумами силы тяжести, сохраняющимися при пересчете полей на большие высоты. В Северо-Восточной Фергане гравитационный максимум Майлисуйской зоны переходит в Баубашатинскую. Понижение поля и его резко выраженный знакопеременный характер в примыкающей к Талассо-Ферганскому разлому полосе, по-видимому, указывают на изменение состава догеосинклинального основания в сторону его подкисления, что подтверждается новыми геологическими данными. В ядре Тамтерекской антиклинали в пестроцветной известняково-сланцевой уюнкурской толще силура прослеживается конформно смятая узкая тектоническая пластина с меланжированными серпентинитами в подошве. Выше располагаются зеленые слан-

цы майлисуйского типа. На правом берегу р.Нарын, в устье р.Таматерек пластина представляет собой своеобразный полимиктовый макромеланж, в котором обнаружено крупное тело размером 400 х 700 м гнейсовидных кварцевых диоритов и плагиогранито-гнейсов, которые могут принадлежать к ассоциации плагиогранит-тоналитового состава.

Широкое развитие, а в ряде случаев и доминирующее значение чешуйчато-надвиговых и покровных структур является важнейшей особенностью эвгеосинклинальных зон с базит-гипербазитовым догеосинклинальным основанием. Ярким примером таких структур является Майлисуйская зона, в которой размещается наиболее крупная в Средней Азии полоса гипербазитов. Особенности строения этой зоны определяются антивергентным движением обильно насыщенных габбро-гипербазитовыми пластинами масс в сторону от оси, но, главным образом, к востоку от нее, которые образуют сложную чешуйчато-надвиговую структуру. Основная структура осевой и западной части зоны, где широко развиты офиолиты и зеленосланцевые толщи - это запрокинутая на запад, местами лежачая антиклиналь. Меланжированные серпентиниты ядра складки в лежачем крыле последовательно сменяют габбро-амфиболиты и зеленокаменные вулканиты. Разрез офиолитовой ассоциации находится в опрокинутом залегании и зачастую оборван по субгоризонтальным поверхностям, что обуславливает появление тонкой чешуйчатой структуры. Под него обычно падают среднепалеозойские карбонатно-терригенно-кремнистые толщи. Снизу антиклиналь ограничена поверхностью крупного надвига, по которому, средний палеозой и породы офиолитовой ассоциации надвинуты на известняки среднего девона-нижнего карбона.

Особенности геологического строения Майлисуйской зоны свидетельствуют о ведущей роли пластовых надвигов, часто сопровождаемых прокладками пластичных серпентинитов, которые обуславливают ее тонкую тектоническую расслоенность. Серпентиниты ведут себя как пласты и при незначительной мощности, редко превышающей 10-15 м, протягиваются на многие, а в ряде случаев и на первые десятки километров, что, к сожалению, часто не

отображено на детальных картах. Недоучет роли пластовых надвигов приводит к ошибочным представлениям об объеме и строении майлисуйской серии, за низы разреза принимаются выступающие в ядрах антиклиналей песчаники и сланцы среднего палеозоя, а к верхней части относятся актинолитовые сланцы, завершающие разрез габбро-амфиболитового комплекса. И такие стратиграфические построения вызывают ошибочные представления (Цветков, Шванов, 1972) о своеобразной метаморфической зональности в майлисуйской серии, при которой метаморфизм усиливается вверх по разрезу и от периферии к осевым частям синклинальных структур.

Близкие по формационному составу типы разрезов геосинклинального комплекса имеются в Джалджирской синформе (Христов, Христова, 1978), в осевой части которой размещены зеленосланцевые и офиолитовые покровы. Аллохтонная позиция зеленых метаморфических сланцев совершенно не увязывается с представлениями о простой антиклинальной структуре Атбашинской зоны (Довжиков, 1977). Крупномасштабные съемки и тематические исследования принесли новую информацию, позволившую пересмотреть представления о структуре Атбашинской зоны. Основанием для этого послужило следующее.

1. В мощной (до 5 км) серии осадков, относившейся к верхнему силуру и расчленявшейся на ряд неоднократно описывавшихся в литературе толщ и свит (Довжиков и др., 1960, Брежнев и др. 1970), хроностратиграфическая граница силура и девона четыре раза повторяется в различных типах разреза.

2. Были обнаружены межпокровные прокладки серпентинитов, непрерывно прослеживающихся до 20 км при мощности от 1 до 10-12 м.

Перечисленные материалы позволяют интерпретировать структуру центрального сектора Атбашинской зоны, заключенного между Акбеитским и Уюрминским сдвигами, как крупную синформу. Ее центроклинали мы видим в Джалджирском хребте (на востоке) и в горах Тегерек (на западе).

Сложные структуры складчатых зон Южного Тянь-Шаня трактуются не однозначно. Исследователи, развивающие представления о

покровном строении региона (Буртман, Поршняков, 1974, Макарычев, 1975), приходят к противоречивым выводам о направлении перемещения покровов. Наши данные по Атбаши-Кокшаальскому сектору Южного Тянь-Шаня свидетельствуют о преимущественном южном движении масс горных пород.

Формирование структур с северной или западной в Северо-Восточной Фергане вергентностью, по-видимому, связано с автономными тектоническими движениями в узких (8-10 километровых) краевых частях Южного Тянь-Шаня. Эти дислокации в Майлисуйской и Атбашинской зонах однотипны как по своему положению, так и по особенностям внутренней структуры. На востоке, в Атбашинском хребте, это будет опрокинутая к северу изоклинальная антиклиналь, являющаяся основной структурой метаморфического пояса. Аналогична структура и западной части Майлисуйской зоны. Естественно предположить одновозрастность этих пограничных со Срединным Тянь-Шанем дислокаций. Судя по установленному на западе Атбашинского хребта надвиганию метаморфид на пермскую молассу, их образование связано с позднегерцинскими деформациями. С опрокинутыми к Срединному Тянь-Шаню структурами совпадают зоны максимальных градиентов гравитационного поля. Поэтому можно предположить общую модель механизма их формирования, связанную с системой относительно локальных напряжений, возникших в результате поддвига Срединно-Тянь-Шаньских структур под Южно-Тяньшаньские . Таким образом для ранних покровов характерны простые пластины, для поздних - опрокинутые или лежачие складки.

По данным о строении меланократового фундамента можно сделать важные для сейсмотектонического анализа выводы. Высокая пластичность, а вследствие этого и мобильность обуславливают важную роль серпентинитов в высвобождении энергии при землетрясениях. Являясь динамически наиболее активным элементом сейсмоактивного слоя, чутко реагирующим на тектонические движения, серпентиниты выполняют роль своеобразного клапана разрядки напряжения. В этих условиях возникают явления крипа (тектонической ползучести). Тектонические напряжения снимаются

и при дегидратации серпентинитов, которые теряют обычные для них свойства пластичности и становятся хрупкими.

Предельным нижним уровнем существования серпентинитов является глубина 10-12 км. В связи с этим можно предполагать возникновение на этом уровне субгоризонтальных зон срыва и тектонических деформаций, с которыми связаны гипоцентры известных землетрясений. По-видимому, глубины в 10-12 км определяют тот предельный уровень, с которого началось тектоническое перемещение пластин меланократового основания и геосинклинального структурного этажа.

Ю.С.Биске и Г.С.Поршняковым (1973) было показано, что специфика герцинид Северо-Восточной Ферганы заключается в резких изгибах структур и существенной роли сдвиговых перемещений. Последние должны сопровождаться базальными поверхностями срыва. Подошва серпентинитового слоя гипербазитов - это, по-видимому, наиболее вероятный уровень возникновения субгоризонтальной зоны тектонического отслоения, независимо от которой смещался и дополнительно деформировался складчатый геосинклинальный комплекс.

В итоге, можно сделать следующие выводы :

1. Альпинотипный стиль тектонического строения складчатых комплексов эвгеосинклинальных зон находится в парагенетической связи с меланократовым основанием. Наличие высокопластичной серпентинитовой массы облегчает реализацию горизонтального сжатия и определяет формирование столь характерных для этих зон чешуйчато-надвиговых структур.

2. Пестрота набора дислокаций зависит от степени насыщения структур офиолитами. Поэтому в Майлисуйской зоне, в значительно большей степени насыщенной серпентинитовым материалом по сравнению с Атбашинской, развит более широкий спектр дислокаций.

В.И.Кнауф

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

Большое внимание геологов и геофизиков привлекает изучение глубоких слоев земной коры, верхней мантии и астеносферы. В этой области достигнуты большие успехи. Представляется, что они станут еще более ощутимыми и принесут практические результаты, если параллельно с изучением больших глубин будут продолжены и усилены геолого-геофизические исследования верхних слоев консолидированной земной коры - осадочного (осадочно-магматического) и гранитного. Следует отметить, что в будущем геолого-разведочные, поисковые и эксплуатационные работы будут связаны в основном с этими слоями. Расширение знаний о структуре и составе последних необходимо и для дальнейшего изучения сейсмичности Тянь-Шаня.

В последние годы заметно расширилось геолого-геофизическое изучение глубинного строения Тянь-Шаня и прилегающих территорий, хотя данные по глубинному сейсмическому зондированию горной части региона все еще крайне малочисленны. Большой вклад в познание глубинного строения региона внесен местными научными и производственными геологическими и геофизическими организациями, "Союзгеофизикой", Институтом физики Земли. Особо следует отметить вклад узбекских геологов и геофизиков, результаты работ которых представлены в монографиях под редакцией И.Х.Хамрабаева (1971, 1974, 1977).

Е.М.Бутовской с соавторами (1977) предложена модель строения земной коры Средней Азии, согласно которой под осадками мезо-кайнозоя залегают, слой палеозойских осадочно-метаморфических пород и трещиноватых гранитов со скоростями сейсмической волны 5,6-5,8 км/с и подстилающий его гранитный слой. Кровля последнего проводится по скоростной границе 6,0-6,3 км/с, а подошва - 6,8-7,0 км/с. Глубина залегания кровли гранитного слоя колеблется от 6-8 до 24 км, а подошвы - от 25 до 40 км.

Мощность слоя находится в пределах 20-33 км. По промежуточной "мягкой" скоростной границе 6,4-6,7 км/с гранитный слой разделяется авторами на два подслоя : верхний - гранито-гнейсовый и нижний - диоритовый.

Изложенные представления о границах и мощности гранитного слоя не общеприняты. Многие исследователи границу гранитного и базальтового (гранулито-базитового) слоев проводят по скоростной границе 6,4-6,5 км/с (Белоусов, 1966 ; Гамбурцев, 1957а,б; Кунин, 1970), другие вообще ее не находят (Эйдлин, 1978). Различия в геологической интерпретации геофизических материалов очевидны и значительны. Поэтому следует рассмотреть некоторые геологические аспекты истории формирования двух верхних слоев консолидированной земной коры.

Представления о составе и строении осадочно-магматического и гранитного слоев достаточно полно представлены в многочисленных литературных источниках, в том числе и обобщающих работах В.В.Белоусова (1966) и Н.А.Беляевского (1974). Отметим, что оба эти слоя состоят из разнообразных осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, в общем различающихся по степени метаморфизма. Метаморфизм пород осадочно-магматического слоя в Тянь-Шане обычно не превышает зеленосланцевой фации, а в гранитном слое он поднимается до амфиболитовой и дистен-гнейсовой фаций (Бакиров и др., 1978). Однако деление это не абсолютно и в обоих слоях встречаются породы одних и тех же фаций метаморфизма. Важным показателем тесной связи обоих слоев является наличие гранитоидных пород, типоморфных для гранитного слоя, но достаточно обильных и в пределах осадочно-магматического. Все это, несмотря на несомненные различия между этими слоями, указывает на существующие между ними взаимопереходы как по вертикали, так и в латеральном направлении.

Рассмотрим условия и место процесса гранитообразования, т.е. процесса, ведущего к образованию пород, составляющих основу гранитного слоя и в тоже время достаточно типичных для осадочно-вулканогенного. Гранитообразование началось в архее, а массовое формирование гранитоидов - в раннем протерозое, т.е.

когда на Земле уже появились атмосфера и гидросфера, а процессы седиментогенеза были достаточно интенсивными (Муратов, 1975; Павловский, 1975, 1978 ; В.Синицын, 1972 ; Хаин, 1976). В дальнейшем становление земной коры континентального типа, включающей гранитный слой, завершает развитие рифейских и фанерозойских геосинклиналей.

В Тянь-Шане гранитизация и метаморфизм рифейских и палеозойских толщ связаны с определенными этапами развития складчатых систем, что недавно вновь было показано в докладах А.Б.Бакирова, Ю.В.Жукова, Р.М.Израилевой, В.И.Козырева, С.А.Лескова, И.Х.Хамрабаева и других на III Среднеазиатском петрографическом совещании (см. "Магматизм, метаморфизм и оруденение", 1978). Согласно их данным, наиболее ранние гранитоиды появляются при формировании раннеинверсионных (доплитовых) поднятий. Они принадлежат плагиогранитному ряду формаций, ассоциируют со спилитовыми сериями и по геохимическим признакам относятся к производным глубинной (мантийной)базальтоидной магмы. В конце позднегеосинклинальной и в орогенную стадии развития возникли анатектические, палингенные и палингенно-метасоматические гранитоиды известково-щелочного ряда, представляющие семейство гранит-гранодиоритовых формаций.

В количественном отношении глубинные плагиограниты слагают не более 20% общей массы гранитоидов (подсчет М.П.Кузнецова для востока Северного Тянь-Шаня), а палингенные - около 80%. Доминирующая роль коровых гранитоидов для Средней Азии отмечена И.Х.Хамрабаевым (1978), а для гранитоидов СССР - Л.В.Таусоном (1978), опубликовавшим близкие названным цифры (13 и 75% соответственно). Следовательно, именно палингенное и палингенно-метасоматическое гранитообразование играет решающую роль в формировании пород, составляющих основу гранитного слоя.

Палингенное и метасоматическое гранитообразование связано с преобразованием вещества из верхней части земной коры, поэтому состав преобразуемых пород оказывает существенное влияние на ход гранитизации и ее конечные продукты. Поскольку массовое гранитообразование наступает в конце флише-молассовой стадии,

то напрашивается вывод, что терригенные песчано-глинистые толщи соответствующей группы формаций являются благоприятными для этого процесса.

Выплавление базальтовой магмы из мантийного вещества (пиролита, гранатового перидотита) и дальнейшее обособление из нее гранитоидных расплавов последовательно ведут к все большей сиализации глубинных дифференциатов. С геохимической точки зрения суть процесса сводится к обогащению вновь возникающих пород кремнием, алюминием, щелочами и обеднению их магнием, кальцием, железом. Последовательная сиализация глубинного вещества протекает за счет энергии внутреннего тепла планеты и энергии гравитации. Однако не менее важно подчеркнуть, что и общий ход осадочной дифференциации, базирующийся на энергии Солнца и гравитации, также в конечном счете направлен в сторону сиализации глубинного вещества и его производных, выведенных на уровень действия процессов денудации - аккумуляции (В.Синицын, 1972).

При физической дезинтеграции, хемогенном и биогенном преобразовании, транспортировке, осаждении и диагенезе происходит дальнейшая дифференциация вещества исходных горных пород. Труднорастворимые окисные и другие соединения кремния, алюминия, трехвалентного железа обособляются в глинистых терригенных и хемогенных осадках. Натрий, магний, двухвалентное железо, в меньшей мере кальций, переходят в раствор и выносятся в воды мирового океана. Значительные массы кальция сепарируются и осаждаются биогенным путем.

Нетрудно заметить, что геохимические процессы осадочной и глубинной дифференциации имеют общую направленность в сторону сиализации вещества. Весьма заметные следы ее находятся среди широко распространенных терригенных тонкообломочных и глинистых пород, которыми богаты флишевые серии. Не удивительно поэтому, что так называемый геохимиками "средний сланец" по валовому химическому составу занимает место между гранитом и гранодиоритом.

Претерпевшие сиализацию осадочные толщи являются, очевидно, наиболее благоприятным исходным материалом для гранитообра-

зования.

Для того, чтобы началась гранитизация предварительно подготовленного материала, необходимы определенные условия. В зависимости от наличия воды, количества и состава летучих гранитизация происходит, как показывают многие, в том числе экспериментальные, исследования, при температурах 500-800° и давлении 2-7 кбар. Согласно данным В.В.Белоусова и Е.А.Любимовой (1966, 1975), соответствующие температуры и давления появляются на глубинах 7-20 км. С некоторыми оговорками (некомпенсированное прогибание, тектоническое скучивание осадков) глубина погружения осадочных толщ может быть оценена по величине их мощности. Каковы же эти величины, теоретически возможные и известные по реальным (не по сводным !) разрезам ?

Мощность накапливающихся осадков находится в зависимости от размаха вертикальных тектонических движений и, очевидно, не превышает величины их максимально возможной амплитуды. А.Б.Ронов, В.Е.Хаин и их соавторы (1976), основываясь на количественных подсчетах объемов различных типов осадочных и вулканогенных пород, установили, что в течение фанерозоя интенсивность тектонических движений и скорости погружения в целом возрастали. Максимальных значений амплитуды тектонических движений достигли к началу четвертичного времени, когда доля обломочных пород наземной и морской седиментации составила почти 90 % от общей массы осадочных и вулканогенных накоплений. Поэтому можно считать, что наблюдаемые сейчас амплитуды тектонических движений являются максимальными. Размах современного тектонически обусловленного рельефа Земли можно оценить по гипсографической кривой. Как известно, он составляет около 20 км (от +8.9 до - 11 км). За наибольшее значение прогибания, вызванного тектоническими причинами, можно принять глубину некомпенсированных осадконакоплением глубоководных океанических впадин, т.е. 11 км. Теоретически глубоководные впадины могут быть заполнены осадками соответствующей мощности. В этом случае изостатическая компенсация веса осадков вызовет дополнительное погружение днища еще на 5-6 км.*) Если учесть, что на континентах устойчивое осадконакопление начинается во внутренних впадинах среднегорий, т.е. на высотах 1-2 км, то максимальная теоретически возможная мощность осадков может быть оценена в 17-19 км.

*) Расчет по изостазии выполнен геофизиком В.Э.Голландом.

Названные цифры относятся к предельному случаю заполнения осадками впадин тектонически обусловленного рельефа и учитывают изостатическую компенсацию. В более обычном случае можно ждать аккумуляцию в пределах от +1-2 до - 5 км (т.е. до уровня абиссальных океанических равнин), всего же около 7 км, а с учетом изостатической компенсации около 10 км. Предельный случай вследствие миграции прогибов в течение одного геосинклинального цикла и образования частных инверсионных поднятий будет встречаться не так часто. Однако исключить его при ретроспективных построениях мы не можем.

Какова же степень соответствия расчетных и реальных величин мощностей осадков ? Прежде всего отмечу, что американские ученые давно заметили, что существует верхний, примерно 15 км предел для "полной мощности" осадков. Выявление причин возникновения этого предела еще в 1964 г. было включено ими в число задач генерального общенационального плана по изучению твердой Земли (Физика..., 1966). Ими же у побережья Аляски и Алеутских островов обнаружены заполненные осадками глубокие желоба. Мощность выполняющих их осадков 10-13 км (Шор Дж., 1970). Мощность молодых осадков в морях у юго-восточного побережья Азии, в Мексиканском заливе 10-12 км (В.Синицын, 1972). Примерно те же мощности осадков известны в континентальных среднеазиатских впадинах (Таджикской, Сурхандарьинской, Ферганской). Наконец, в Южно-Каспийской и Прикаспийской впадинах на "базальтовом" слое залегает осадочная толща 18-20 км мощности (Неволин,1978). Как будет показано ниже, того же порядка значения мощностей устанавливаются и для толщ в складчатых зонах Тянь-Шаня. Таким образом, за счет тектонического погружения и изостатической компенсации осадочные породы, очевидно, не опускаются ниже 17-19 км. Дальнейшее погружение их можно представить только при условии возникновения интенсивной гранитизации, отделения и

всплывания легкой массы гранитного вещества и одновременном погружении утяжеленного дегранитизированного остатка. Это означает, что ниже примерно 20 км палингенное и палингенно-метасоматическое гранитообразование по осадочным толщам невозможно из-за отсутствия таковых. Появление гранитов ниже данной границы приведет к нарушению равновесия, восстановление которого возможно только путем отделения и всплывания гранитной массы. 20-километровая глубина является близкой к предельной для массового гранитообразования в геосинклинальных толщах и в то же время она определяет положение нижней границы слоя, в котором могут существовать гранитоидные породы. Очевидно, эту границу и следует считать нижней границей гранитного слоя. На Тянь-Шане наиболее отвечает этим представлениям скоростная граница 6,4 - 6,5 км/с, часто и четко отмечаемая на геофизических профилях (Гамбурцев, 1975а ; Сабитова, 1978 ; Земная кора... , 1977).

Суммируя изложенное, можно сказать, что гранитообразование в геосинклинальных областях происходит интенсивно при наличии достаточно мощных и предварительно сиалитизированных толщ. При несоблюдении этого условия гранитообразование либо угнетено, либо совсем не происходит.

В заключение, исходя из выдвинутых положений, предлагается объяснение некоторых особенностей размещения гранитоидов в складчатых системах Тянь-Шаня.

В Северном Тянь-Шане огромные массы рифейских и каледонских гранитоидов обильно пропитывают верхний вулканогенно-осадочный (осадочный) слой земной коры и часто делают его трудно отделимым от нижнего гранитного. Рифейские и каледонские складчатые толщи здесь почти повсеместно залегают на дорифейском гранито-гнейсовом основании, крупные глыбы которого во многих местах обнажены или погружены на небольшую глубину. В рифейско-каледонских прогибах мощность толщ составляет около 15 км, а в пределах раннекаледонских внутренних поднятиях она менее 10-12 км. Основная масса рифейских и нижнепалеозойских отложений представлена терригенными породами (сланцы, алевролиты, кварциты, полевошпато-кварцевые песчаники) ; карбонатные породы занимают не более 20 %

суммарной мощности разреза. Из сказанного видно, что в Северном Тянь-Шане имелись необходимые предпосылки для развития мощных процессов рифейского и раннепалеозойского гранитообразования, которые оказались реализованными.

Широкое развитие гранитоидных пород отмечается в пределах Кураминского ядра (Попов, 1964) или Курамино-Ферганского срединного массива (Ахмеджанов, Борисов, 1968), строение которого вследствие слабой обнаженности изучено пока слабо. Однако вряд ли можно сомневаться в том, что здесь имеется дорифейское гранито-гнейсовое основание и рифейско-нижнепалеозойский терригенный покровный комплекс, т.е. ситуация, в известной мере напоминающая северо-тяньшанскую.

Срединный Тянь-Шань, рассматриваемый в объеме Чаткало-Нарынской зоны В.А.Николаева, в целом довольно беден проявлениями гранитоидов. Доверхнерифейское основание Срединного Тянь-Шаня в Чаткале и Сарыджазе представлено гранитами и гнейсами. В среднем течении Нарына и на юге Чаткала оно, судя по геофизическим данным, может быть меланократовым. В разрезах позднего докембрия-среднего палеозоя, имеющих суммарную мощность до 8-10 км, редко немногим большую, не менее половины составляют карбонатные породы, распространенные преимущественно в верхней части разреза. Герцинские (редко каледонские) гранитные массивы обнаруживаются в периферических частях зоны, т.е. в районах, тяготеющих к прогибам, развивавшимся вдоль пограничных краевых разломов. Именно здесь мощности осадков, в том числе терригенных, максимальны. Предоставляется, что ограниченные масштабы рифейского и палеозойского гранитоидного магматизма в Срединном Тянь-Шане обусловлены сравнительно небольшой суммарной мощностью осадков и большой долей среди них карбонатных пород.

Южный Тянь-Шань, несмотря на достаточно ярко выраженные черты геосинклинального развития, как и Срединный, беден гранитоидами. При всем разнообразии строения и составе разрезов средне-палеозойского геосинклинального комплекса герцинид Южного Тянь-Шаня можно отметить два главных их типа : I) разрезы с существенной или преобладающей ролью в их строении карбонатных пород

(Туркестано-Алайская, Баубашатинская, Джангджирская зоны), 2) разрезы с преобладанием терригенных пород (Зеравшано-Туркестанская, Яссинская, Майдан-Тагская, Кокшаальская зоны). Верхнепалеозойский орогенный флише-молассовый комплекс присутствует не повсеместно и сложен терригенными толщами мощностью до 10 км. Мощности карбонатных разрезов геосинклинального комплекса 3-6 км, терригенных 1,5-5 км.

Карбонатные разрезы (совместно с ассоциирующими с ними вулканогенными и сокращенными кремнисто-терригенными, например, Чаувайским) занимают северную часть Южного Тянь-Шаня, прилегающую к Срединно-Тянь-Шаньской системе, терригенные - южную. Если проследить весь пояс герцинид от Кызыл-Кумов до Хантенгри, то можно заметить, что большинство гранитоидных массивов располагается в зонах с терригенными разрезами или на тектонически осложненных стыках их с зонами карбонатных разрезов. Особенно хорошо это видно на примерах Нуратау-Туркестанской, Сурметашской, Кокшаальской зон. Зоны преимущественного развития карбонатных или вулканогенно-карбонатных разрезов практически лишены или содержат единичные массивы гранитоидов, т.е. зоны не несут заметных следов гранитообразования. В целом для Южного Тянь-Шаня приемлемы высказанные положения о том, что для развития значительных по масштабу процессов гранитообразования в геосинклинальных системах необходимы достаточно большие мощности толщ терригенного состава. В Южном Тянь-Шане, помимо указанных факторов, на масштабность процесса гранитообразования, видимо, существенное влияние оказывает и состав догеосинклинального основания.

Региональные геолого-геофизические материалы позволяют в настоящее время довольно уверенно говорить, что в зонах развития карбонатных и вулканогенно-карбонатных геосинклинальных разрезов догеосинклинальное основание преимущественно меланократовое, а под зонами терригенных разрезов - гранито-гнейсовое (Кнауф, 1973).

Таким образом, происхождение подавляющей массы гранитоидов в разновозрастных геосинклинальных системах Тянь-Шаня обусловлено внутрикоровой дифференциацией соответственно подготовленного, сепарированного в процессе седиментогенеза, мощного слоя сиали-

ческого вещества. Гранитизация последнего происходит в конце геосинклинального цикла и связана с зонами поступления глубинных эманаций и высокого теплового потока. Нет основания считать, что легкое сиалическое вещество погружается и гранитизируется на глубинах заметно более 20 км. Следовательно, и подошва гранитного слоя находится примерно на этом уровне. Зная состав и мощность пород геосинклинального комплекса и учитывая масштаб развития гранитизации, можно судить о составе догеосинклинального основания.

В.Т.Сургай

ТЕКТОГЕНЕЗ, ДЕНУДАЦИЯ И СЕДИМЕНТАЦИЯ В ОБРАЗОВАНИИ РУДОНОСНЫХ И ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Региональная геохимия является прикладным развитием теоретической геохимии. Она предусматривает оценку роли и значения в миграции и накоплении породо-рудообразующего вещества всех важнейших процессов земной коры. К таким процессам относятся : тектогенез, денудация и седиментация, метаморфизм, ультраметаморфизм и магматизм, гидрогенез и биогенез, находящиеся в диалектическом взаимодействии - взаимосвязи и взаимообусловленности, а также техногенез, или ноогенез (ноос-разум), связанный с деятельностью человека и приобретающий все возрастающее значение в изучении жизни поверхностных оболочек Земли, особенно биосферы.

Это направление исследований поведения вещества земной коры и материальной основы месторождений полезных ископаемых имеет особую методологическую и практическую актуальность в создании материально-технической базы коммунизма и обеспечении научно-технического прогресса в нашей стране.

В кратком сообщении рассмотрим лишь первую триаду процес-

сов (тектогенез, денудацию и седиментацию), наиболее тесно связанных в жизни земной коры и приводящих к образованию рудоносных и потенциально рудоносных геологических формаций.

Объективный анализ регионально-геохимической роли этих важнейших процессов неизбежно (как следствие) приводит к выявлению названных формаций. Они несут сингенетическое и связанное с ними эпигенетическое оруденение, типоморфное изучаемым регионам, в значительной мере определяя собой рудно-геохимическую (или металлогеническую) специализацию структурно-тектонических областей и составляющих их структурно-формационных зон.

Таким образом, рудоносные и потенциально рудоносные осадочные (иногда вулканогенно-осадочные) и осадочно-метаморфические формации являются производными процессов тектогенеза, денудации, седиментации, иногда и метаморфизма (регионального, контактового, гидатогенного). Однако решающую роль в развитии названных формаций играет наличие породо- и рудообразующего вещества в областях сноса, его дифференциация и накопление в различных типах литогенеза : гумидного, аридного, вулканогенно-осадочного, ледового (Н.М.Страхов, 1963) и биогенно-осадочного (Сургай, 1976), действовавших в различных геохимических условиях (фациях): окислительных, восстановительных и нейтральных с их взаимными переходами. Наиболее важное значение в накоплении сульфидов халькофильных элементов имеют аридные условия и восстановительные (сероводородные) геохимические фации литогенеза, нередко создаваемые биогенными процессами. Таким образом, рудоносные и потенциально рудоносные осадочные, вулканогенно-осадочные и осадочно-метаморфические формации являются производными процессов тектогенеза, денудации, седиментации, местами и метаморфизма.

Особенно наглядно названная закономерность денудационной миграции, дифференциации и седиментационного накопления рудного вещества проявлена вдоль Урала, на юге Русской Платформы, в Тянь-Шане и в других регионах (Сибирская платформа, Южная Европа, Северная Африка и др.). Вдоль западного склона Урала денудационная миграция и накопление рудного вещества проявились в сносе с осевых частей хребта меди и концентрации ее в терригенных осадках

перми Предуралья.

Южные отроги Урала и Мугоджар как области денудации давали богатые концентрации железа, титана и других элементов в осадочных толщах мезо-кайнозоя "Тургайского пролива" (палеопролива) вдоль восточных склонов Мугоджар. Меденакопление в пермских осадках Кальмиус-Тихорецкой и Бахмутской котловин на юге Русской платформы в пределах Украины происходило за счет сноса рудного вещества из прилегающих денудационных поднятий Украинского и Воронежского массивов (щитов).

Накопление ртути (частично и пирита) в терригенных осадках карбона Днепровско-Донецкой впадины также осуществлялось за счет сноса рудного вещества с тех же древних массивов, но происходило это в более ранний (карбоновый) период их денудации. Весьма отчетливо аналогичная регионально-геохимическая закономерность миграции и накопления рудного вещества проявилась в наиболее знакомой нам складчато-глыбовой системе Тянь-Шаня.

Типоморфными металлогеническими особенностями важнейших структурно-тектонических областей Тянь-Шаня, как известно, являются :

I) редкометально-полиметаллический фон области каледонид с фрагментами байкалид Северного Тянь-Шаня ; 2) полиметальный, местами ртутно-полиметальный фон герцинид Срединного Тянь-Шаня; 3) сурьмяно-ртутный фон герцинид Южного Тянь-Шаня ; 4) сурьмяно-ртутный фон докембрийских и кембрийских пород стабильных массивов (Тарим, Сулу-Терек, Центральный Гиссар), обрамляющих Южный Тянь-Шань, и фрагментов этих массивов вдоль приразломных палеокордильер на границе Южного и Срединного Тянь-Шаня.

Отмеченная основная геохимическая (металлогеническая) специализация главных структурно-тектонических областей Тянь-Шаня обусловлена развитием в их пределах характерных рудоносных и потенциально рудоносных осадочных, местами вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфических формаций.

Так, основной металлогенический фон байкалидо-каледонид Северного Тянь-Шаня определяется главным образом полиметально-пелитоморфно-карбонатной формацией рифея и полиметально-терри-

генной формацией ордовика. В этих формациях заключены многочисленные мелкие и средние месторождения, рудопроявления полиметаллов структурно-формационных зон, непосредственно прилегающих с севера к Срединному Тянь-Шаню, особенно в Талассо-Каратауской и Терскейско-Колбинской (Сусамырской) зонах. Основной металлогенический фон герцинид Срединного Тянь-Шаня обусловлен развитием в его пределах полиметально-карбонатной формации девона-карбона, местами и силура ($D_2 - C_1 \pm S_2$). Преимущественно в магнезиально-карбонатных породах (доломитах) этой формации восстановительных (сероводородных) геохимических фаций аридного типа литогенеза, отличающейся повышенным содержанием свинца и цинка ($\pm$ Cu, Fe, Ag, Sb, As, Hg), заключено преобладающее большинство рудных пунктов региона.

Главный металлогенический фон герцинид Южного Тянь-Шаня обусловлен развитием в его пределах сурьмяно-ртутно-карбонатной формации девона-карбона, местами и силура ($D_2 - C_2 \pm S_2$). Преимущественно в магнезиальных (доломитовых) разностях пород этой формации с повышенным ртутным ($\pm$ сурьмяным) металлогеническим фоном заключено большинство рудных пунктов. Рудоносные горизонты магнезиально-карбонатных пород также относятся к восстановительным геохимическим фациям аридного типа литогенеза, нередко черным искристым и амфипоровым доломитам.

Стабильные массивы и их фрагменты в приразломных палеокордильерах несут также преимущественно ртутное оруденение, приуроченное к доломитовой, местами к кремнисто-карбонатной формации кембрия.

Чем же объяснить развитие отмеченных важнейших рудоносных и потенциально рудоносных формаций, в значительной мере обуславливающих металлогеническую специализацию областей их распространения – Срединного и Южного Тянь-Шаня? В этих областях развиты аналогичные по стратиграфо-литологическим признакам, но резко различающиеся по металлогении рудоносные и потенциально рудоносные формации. Вот здесь-то и приходит нам на помощь отмеченное выше регионально-геохимическое взаимоотношение тектогенеза, денудации и осадконакопления.

Область развития байкалидо-каледонид Северного Тянь-Шаня вступила в орогенную (денудационную) стадию своего развития, начиная с силура, и основной денудационный поток ее породо- и рудообразующего вещества направлялся в прилегающие герцинские седиментационные прогибы Срединного Тянь-Шаня, местами и в северные окраины Северного Тянь-Шаня. Здесь и развивалась названная полиметально-карбонатная формация девона-карбона. Внутри этой формации и на ее металлогеническом фоне образовались многочисленные месторождения полиметаллов Молдотауской, Чаткальской, Каратауской, Кураминской и Северо-Туркестано-Алайской рудоносных зон. Большинство месторождений этих зон, как показали исследования А.И.Тугаринова (1961), содержат свинцы, тяготеющие по возрасту к 500 млн.лет, указывая тем самым на то, что они принесены из прилегающих областей каледонид Северного Тянь-Шаня.

Сурьмяно-ртутно-карбонатная формация Южного Тянь-Шаня, будучи отделена от полиметально-карбонатной формации приразломной палеокордильерной Южно-Тянь-Шанской зоной разломов, развивалась за счет породо- и рудообразующего вещества, сносимого из стабильных массивов и палеокордильер.

Таким образом, в истории геологического развития структурно-тектонических областей земной коры и составляющих их структурно-формационных зон тангенциальная денудационная миграция вещества идет из областей сноса в прилегающие седиментационные прогибы, где происходит площадное и стратиграфическое накопление рудоносных и потенциально рудоносных осадочных, местами вулканогенно-осадочных формаций. Сингенетично таким формациям и на их металлогеническом фоне образуются месторождения осадочного и осадочно-эпигенетического типов. Следовательно, как объективно существующая реальность, проявляется "закон региональной геохимии", который кратко формулируется следующим образом: области седиментации наследуют металлогению областей денудации (Сергей, 1976).

А.А.Белов, В.С.Буртман

О СООТНОШЕНИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПАЛЕОТЕТИСА В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Проблема структурных и исторических связей Урала, Тянь-Шаня и Средиземноморского пояса давно интересует геологов. Были предложены различные решения этой проблемы (Арипов и др.,1969). В статье рассмотрены исторические связи в палеозое между двумя крупнейшими складчатыми геосинклинальными поясами Евразии : Средиземноморским и Урало-Монгольским на отрезке, где они непосредственно примыкают один к другому, не разделяясь крупными массивами древних континентов. В палеозое геосинклинально-океанические области существовали и в Урало-Монгольском поясе и в Палеотетисе.

На рассматриваемой территории известны несколько офиолитовых поясов, маркирующих сутурные линии замкнувшихся палеозойских океанических бассейнов (рисунок). Главная сутура Палеотетиса на

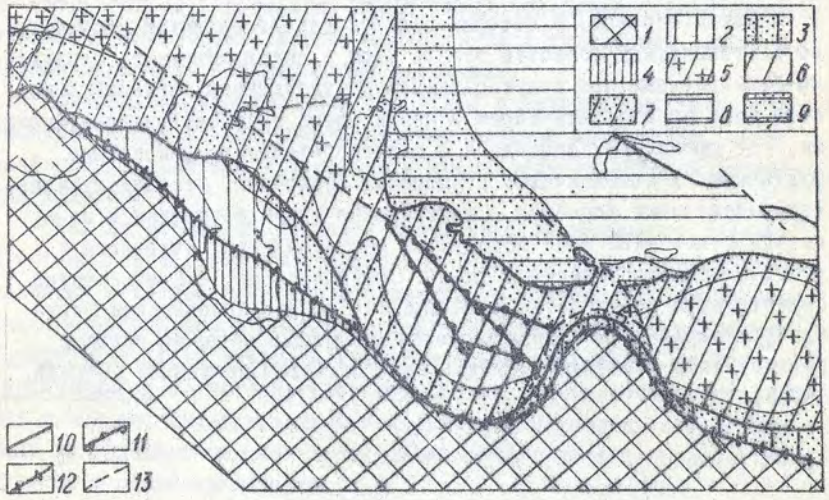


Схема расположения домезозойских тектонических элементов (современная позиция).

I – Гондвана : Альпийская складчатая область с фрагментами палеозойских шельфовых отложений ; 2-4 – зона Палеотетиса ; 2 – каледонский фундамент микроконтинентов, 3 – среднепалеозойские породы континентального склона и шельфа микроконтинентов; 4 – среднепалеозойские-триасовые породы континентального склона в реликтовой зоне Палететиса ; 5-7 – Евротаримский континент (или цепь континентов и микроконтинентов) : 5 – докембрийский фундамент, 6 – каледонский фундамент, 7 – среднепалеозойские породы континентального склона и шельфа ; 8-9 – Киргизский континент : 8 – каледонский фундамент, 9 – среднепалеозойские породы континентального склона и шельфа ; I0-I2 – сутуры : I0 – палеозойских бассейнов океанического типа, закрытых в среднем карбоне, II – среднепалеозойских рифтов, I2 – палеоокеана, закрытого в триасе ; I3 – некоторые крупные разломы.

Большом Кавказе проходит вдоль Тырныауз-Пшекишской шовной зоны, затем следится по цепочке интенсивных магнитных аномалий через район г.Грозный до побережья Каспийского моря и далее через море может быть соединена со структурами Туаркырской складчатой системы (Гарецкий, Кирюхин, I974). Типичная офиолитовая ассоциация нижнепалеозойского (?) возраста установлена в Передовом хребте Северного Кавказа (Белов, Омельченко, I976). На Туаркырском поднятии в обнажениях и в скважинах известны спилиты и диабазовые порфириты, меланократовые габброиды, метагаббро и амфиболиты. Осадочные породы предоставлены песчано-глинистыми, кремнистыми и карбонатными отложениями. Для габброидов методом сравнительной дисперсии двупреломления установлен раннедевонский возраст, в известняках обнаружены раннекаменноугольные фораминиферы и остракоды. В пермских молассовых отложениях, которые несогласно перекрывают эти породы, содержатся галька и щебень всех упомяну-

тых пород, а также известняков с окаменелостями позднего силура и девона (Князев и др., 1970 а,б ; Кузнецов, Прусов, 1962). Эвгеосинклинальная Туаркырская складчатая система прослежена по зоне интенсивных магнитных и гравитационных аномалий СЗ простирания от границы с Копетдагом до Среднего Каспия.

Шарьирование и складкообразование происходили на Северном Кавказе в середине визе, в более северных районах Предкавказья - перед поздним карбоном. В Туаркыре складкообразование имело место между ранним карбоном и пермью.

Материалы исследований по Среднеземноморскому поясу показывают, что после варисцийской складчатости от Палеотетиса сохранилась остаточная зона, которая протягивается от южного склона Большого Кавказа через Каспийское море вдоль южного склона Копет-Дага до Памира. В то время в своей Кавказской части эта зона была узкой. К востоку она расширялась и, вероятно, достигала значительных размеров в Памирском секторе. В этой зоне на континентальном склоне в течение среднего-верхнего палеозоя и триаса накапливались глинисто-терригенные флишоидные осадки, а на Памире известны также пермские офиолитовые и островодужные ассоциации пород. Складчатость в рассматриваемой зоне произошла в позднем триасе. Сутурная линия океанического бассейна, замкнувшегося в триасе, проходит вдоль Кунь-Луня и Северного Памира до границ Ирана и Афганистана, а далее она может быть намечена вдоль зоны складчатых палеозойско-триасовых пород, которые развиты на южных склонах Копетдага и Большого Кавказа. По геофизическим данным, основанием складчатых структур этой зоны между Кавказом и Копетдагом служит базальтовый слой. Можно предполагать, что масштаб окучивания континентальных масс, значительный в Памиро-Афганском секторе, здесь был небольшим.

Расположенные южнее альпийские складчатые системы были заложены в рассматриваемом секторе Средиземноморского пояса не на палеозоидах, как думали раньше, а на раздробленном крае Гондванского континента. Южнее триасовой океанической сутуры и описанной остаточной зоны Палеотетиса палеозойские геосинклинальные отложения не известны. В целом, рассмотренные каменноугольная и триасовая сутурные линии и заключенный между ними массив Большого Кавказа - Карабогазгола маркируют границу Евротаримского и Гондванского континентальных блоков.

Урало-Туркестанский ранне-среднепалеозойский океанический бассейн был закрыт в среднем карбоне (Буртман, 1973, 1976). Сутура этого океана проходит через Аральское море, Центральный Кызылкум, Фергану и далее в Центральный и Восточный Тянь-Шань. По обе стороны от этой океанической сутуры сохранились отложения, формировавшиеся в среднем палеозое на континентальном склоне и шельфе Киргизского и Евротаримского континентов.

Кроме сутурных линий, оставшихся от крупных геосинклинально-океанических структур, в рассматриваемом районе имеются также сутуры рифтов (Южно-Гиссарская, Южно-Сурхантауская и др.). Эти рифты возникли в раннем карбоне и закончили свое развитие в середине среднего карбона. Для них характерен короткий период развития и, вероятно, окучивание в ограниченных масштабах при замыкании. Сутуры рифтов расположены в пределах пограничной зоны между Урало-Монгольским и Средиземноморским складчатыми поясами. Ее часто именуют Туркмено-Таджикской плитой.

Большинство исследователей сходятся во мнении, что фундаментом Туркмено-Таджикской плиты служат жесткие блоки метаморфических пород, однако возраст их вызывает споры. Явно докембрийскими являются амфиболовые сланцы в скважине Курганская - I, датированные K-Ar методом в 585± 25 млн.лет (Князев и др., 1970 а). Возраст аллохтона боршитской серии Кургованского массива Северного Памира, вероятно, также докембрийский, но уверенно говорить можно лишь о его досреднекаменноугольном возрасте. Этих данных недостаточно для того, чтобы считать, что фундаментом Туркмено-Таджикской плиты служит древний докембрийский массив, соединявший Восточно-Европейскую, Таримскую и Гондванскую платформы.

Предпочтительнее выглядит позиция тех исследователей, которые предполагают, что в нижнем палеозое Палеотетис и Урало-Монгольский пояс образовывали единый Евразиатский геосинклинально-океанический бассейн (Европейско-Азиатский пояс М.В.Муратова, 1965). Затем синхронно с каледонской складчатостью возник Кара-

кумо-Таджикский массив ранней консолидации, который совместно с Устюртским массивом впервые обособил Урало-Тянь-Шаньскую область от Средиземноморского пояса.

Подтверждением этой точки зрения служат следующие данные. В Байсунском массиве в состав складчатого фундамента входят раннепалеозойские отложения вплоть до ордовикских (Покровский, 1972). На Каракумском и Карабугазском сводах первый гранитный магматизм проявился в ордовике или в раннем силуре (по K-Ar : 450-425 млн.лет - Князев и др., 1970 б). С ним можно связать завершение формирования континентальной коры в пределах этих районов.

В отношении единства континентального блока, соединившего Восточно-Европейскую и Таримскую платформы, полной уверенности нет, и авторы статьи придерживаются разных мнений по этому вопросу. В.С.Буртман подчеркивает, что нет данных о существовании зон с офиолитами или иными океаническими комплексами, которые рассекают этот массив, соединяя Урало-Туркестанскую океаническую сутуру и сутуру Палеотетиса. Даже через Южно-Эмбенское поднятие трудно соединить Уральскую систему с Предкавказской, так как породы основного состава в фундаменте этой зоны выделяются лишь по данным КМПВ и они могут оказаться более древними, чем средний палеозой. А.А.Белову представляется более вероятным не единый массив, а цепочка массивов, разделенных промежуточными зонами, которые соединяли геосинклинально-океанические бассейны двух поясов. Оба автора согласны с тем, что учитывая дальнейшую историю пограничной зоны - ее раннекаменноугольный рифтогенез, позднепалеозойский гранитный магматизм и вулканизм орогенного типа, горообразование и накопление пермских молассо во впадинах, окончательная консолидация этой зоны произошла в варисцийскую эпоху.

Предположение о докембрийском возрасте Туркмено-Таджикской плиты (Ахмеджанов, Борисов, 1975) равнозначно объединению в единый континент Восточно-Европейской, Таримской и Гондванской платформ и ликвидации Палеотетиса в центральном секторе Средиземноморского пояса. Г.Штилле недаром искал в пределах Каракумов и

Тянь-Шаня продолжения Ренид. Он и многие другие исследователи Средиземноморского пояса (М.В.Муратов, В.Е.Хаин, а также А.А.Богданов, Н.С.Шатский) полагали, что Альпийская область является регенерированной, т.е. возникшей в результате возобновления геосинклинального режима в области варисцийской складчатости. Эта точка зрения оказалась справедливой лишь для западного отрезка пояса (Альпы, Карпаты, Балканы). Западная Анатолия и Кавказ находятся на границе варисцид с Гондванской областью, а к востоку от меридиана Каспийского моря Альпийская область целиком наложена на гондванское основание. И теперь уже нельзя думать, что Палеотетис проходит южнее Копетдага и Гиндукуша. Его можно искать только вдоль этой линии или к северу от нее.

И. Садыбакасов

АКТУАЛИСТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР ТЯНЬ-ШАНЯ И ГИМАЛАЕВ

Нередко в тектонике образование вергентных структур, чешуйчатых надвигов, а также процессов шарьирования объясняют гравитационным скольжением масс со стороны высоких поднятий в сторону более низких в отношении абсолютной отметки прогибов. Однако новейшие тектонические структуры дают примеры возникновения этих процессов вне зависимости от гравитации, и даже, наоборот, они могут быть направлены от участка с меньшими абсолютными отметками

в сторону участка с большими абсолютными высотами.

Вергентные структуры, обладающие таким движением масс в тектонике, предоставляют значительный интерес.

В районе развития тянь-шаньских дуг запрокидывание и вергентность структур с надвиганием палеозойских масс направлены с севера на юг. Эти структуры входят в транстянь-шаньскую систему волновых движений земной коры.

В описываемую систему с севера на юг входят следующие структуры : мегантиклинали Заилийского Ала-Тоо и Кунгей Ала-Тоо, Западно-Иссыккульская впадина, мегантиклиналь Терскей Ала-Тоо, Каракуджурская впадина, мегантиклиналь Каражорго, впадина Султансары, мегантиклиналь Капкатас, Контурпак-Джаланачская впадина, Нура-Джетимская мегантиклиналь, Нарынская впадина, мегантиклиналь Нарын-Тоо, Аламышик, Кара-Тоо, Байбиче-Тоо, Атбашинская впадина, мегантиклинали Борколдой, Джаниджер, Атбаши, Аксайская впадина и мегантиклинали Кокшаал-Тоо, Майдан-Таг, а также многочисленные структуры кряжа Кельпин-Тага, составляющие предгорья Тянь-Шаня. Северные крылья мегантиклиналей транстянь-шаньской системы, как правило, пологие, длинные, а южные крутые, короткие ; у депрессий, наоборот, северные крылья крутые, короткие, а южные пологие, длинные. Следовательно, положительные структуры запрокинуты к югу. С юга они оборваны разломами типа надвигов и взбросов, по которым палеозойские массы каждой северной мегантиклинали надвинуты на кайнозойские накопления каждой южной впадины.

Структуры транстянь-шаньской системы волновых движений распространены как бы "снизу вверх". В самом деле, Западно-Илийская впадина, откуда "начинается" транстянь-шаньская система волновых движений со своей вергентностью к югу, расположена на высотах 700-800 м над уровнем моря, в то время как в южной части транстянь-шаньской системы абсолютные высоты днища Аксайской впадины достигают 3500-3900 м ; здесь волновые движения земной коры по мере распространения их к югу на протяжении 300 км поперек всего Тянь-Шаня как бы "поднимаются" на 4000 м. Распространение волновых движений в транстянь-шаньской системе "снизу

вверх" зафиксированы также и для поднятий. На севере описываемой системы высоты Заилийского и Кунгейского хребтов составляют 4000-4500 м (пик Талгар - 4951 м), затем по мере продвижения к югу, постепенно повышаясь в высоте, структуры транстянь-шаньской системы достигают максимальных отметок в Кокшаальском хребте почти 6000 м (пик Данкова - 5982 м). Следовательно, волновые движения земной коры, распространяясь с севера на юг, "поднялись вверх" на 1500 - 2000 м (разница между "нижней высотой" на Заилийском хребте на севере - 4000 - 4500 м и "верхней высотой" - пиком Данкова - 5982 м на юге).

Волновые движения земной коры, направленные "снизу вверх", устанавливаются не только в Тянь-Шане, но и за его пределами, охватывая огромные пространства.

Так, в пределах Восточного Тянь-Шаня волновые движения земной коры с ориентированной вергентностью к югу распространены от Джунгарского Ала-Тау на севере через Тянь-Шань и Кунь-Лунь с Тибетом и Гималаями до Индо-Гангской впадины на юге. В этих ориентированных к югу тектонических движениях участвуют три крупнейшие горные системы Азии, усиливающиеся по мере продвижения к югу как по высоте, так и ширине их проявления.

Так, Джунгарский Ала-Тау имеет высоту 4000 м, в Тянь-Шане абсолютные отметки достигают 7000 м ; Тибет с Кунь-Лунем образуют одну супермегантиклиналь, завершающуюся на юге гигантскими Гималаями, достигающими почти 9 км. Северное обширное крыло Тибето-Гималайской супермегантиклинали составляет 1400 км, южное крутое короткое крыло ее - всего 100-150 км. Коэффициент асимметрии 1/10-1/15. Ширина этой супермегантиклинали равна 1500 м. Причем, самые максимальные отметки указанных горных систем тяготеют к южным их частям. Следовательно, все описанные выше величайшие горные системы Азии запрокинуты к югу.

Отрицательные структуры, разделяющие три горные системы - Восточно-Илийскую, Кучарскую и Индо-Гангскую, асимметрично устроены. Наибольшие опускания палеозойского основания приурочены к северным их обрамлениям. Следовательно, северные их крылья крутые, короткие, южные, наоборот, пологие длинные. Напри-

мер, в пределах Восточно-Илийской впадины палеозойский фундамент опущен на 4500 м ниже уровня моря. В Кучарской впадине максимальные прогибания составляют 6-7 км. В Индо-Гангской впадине докембрийский фундамент опущен на глубину 6000 м ниже уровня моря. Эти три крупные депрессии Азии с севера отграничены разломами типа надвигов ; по ним палеозойские массы каждой северной горной системы надвинуты на молодые накопления каждой южной депрессии. На южном крутом крыле Гималаев развиты два разлома - Главный центральный надвиг и Главный краевой разлом, падающие своими сместителями к северу под углами соответственно 40 и 70^0.

Описываемые структуры высокой Азии образуют три тектонопары : I) Джунгарско-Восточно-Илийскую, 2) Тянь-Шано-Кучарскую и 3) Гималае-Индо-Гангскую.

Структуры каждой тектонопары находятся в очень тесной парагенетической связи друг с другом. Благодаря тому, что все три крупные депрессии отличаются крутыми северными крыльями, а с юга-пологими крыльями, естественно ожидать более интенсивный снос обломочного материала с северных крутых крыльев. Поэтому закономерно существование преобладающего направления обломочно-терригенного материала во всех депрессиях с севера на юг. Каждая северная горная система служила источником сноса обломочно-терригенного материала, заполняющего описываемые депрессии.

Все три тектонопары запрокинуты и надвинуты своими массами к югу. Надвиговые перемещения масс, миграция поднятий и прогибов и преобладающее направление обломочно-терригенного материала, названными нами волновыми движениями земной коры, направлены также к югу "снизу вверх" (от 4400 м на Джунгарском Ала-Тау на севере до 8848 м на Гималаях) на огромное пространство (2000 м).

Таким образом, вергентные движения, направленность надвиговых перемещений и шарьирования не зависят от гравитационных явлений, а непосредственно связаны с природой тектонических движений, совершающихся в земной коре и верхней мантии этой области Азии.

Новейшие тектонические структуры Тянь-Шаня в плане - результат взаимодействия структур двух направлений - северо-западного и северо-восточного (2).

В Западном Тянь-Шане происходит четкое разделение структур на два направления без их взаимодействия и суперпозиции ; это структуры северо-западного направления - Киндиктас, Каратау, Нура-Тау ; структуры северо-восточного простирания - Чаткало-Кураминские и Байсунтауское поднятия. Причем, поднятия северо-восточного направления воздымаются более 4000 м и являются структурами первого порядка, в то время структуры северо-западного простирания не превышают 2000 м и являются структурами второго порядка.

Первые поднятия существовали в течение всего новейшего этапа, в то время как структуры второго порядка возникли лишь в четвертичное время.

Расщепление структур в Западном Тянь-Шане на два направления - северо-восточное и северо-западное - не случайно. Вероятно, эта соподчиненность структур сохранится в пределах закрытой части Туранской плиты, имея, таким образом, прогнозное значение в распознавании структур различного порядка.

О.К.Чедия

РОЛЬ СУБМЕРИДИОНАЛЬНОГО СЖАТИЯ В ФОРМИРОВАНИИ НОВЕЙШЕГО ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ОРОГЕНА

Если не считать Таласского, Атойнокского и Ферганского хребтов, вытянутых на северо-запад вдоль Талассо-Ферганского трансорогенного разлома, и гребней Чаткало-Кураминской системы, ориентированных почти вкрест простирания последним, все остальные хребты и разделяющие их межгорные и внутригорные впадины Тянь-Шаня вытянуты субширотно. В свое время предложенная Э.Арганом классификация складчатых структур на складки основания и складки покрова особо широкую популярность получила после классических по своим обобщениям в области новейшей тектоники трудов С.С.Шульца.

И если распространение складок покрова строго ограничено локализацией самого "покрова" - мезозойско-кайнозойских отложений - во впадинах, то складки основания развиты повсеместно. Во впадинах они в виде ядер вскрываются эрозией из-под мезозойско-кайнозойского чехла, который в складках основания дислоцирован конформно с эпигерцинским (доорогенным) пенепленом, режущим палеозойские и допалеозойские образования. Складки эти рисуются всеми геологами, так как устанавливаются обычными методами геологического картирования. У различных авторов они носят различные наименования, как например, "рубцовые", "штамповые", "поперечного изгиба" и т.п., но никем не отрицаются.

Но вот парадокс! как только мы выходим за пределы впадин, где мезозойско-кайнозойских отложений не имеется, поскольку они здесь либо вообще не отлагались, либо смыты при интенсивном новейшем подъеме горного обрамления, так большинство геологов вообще теряет складки из виду и начинает говорить о "глыбах", "блоках", "горстах" и "грабенах". А между тем складки не исчезли в горном обрамлении. Только маркируются здесь они не слоями или свитами, соответственно дислоцированными, а деформированным доорогенным пенепленом. Рисовка на профилях и картирование последнего требует применения методик геоморфологического анализа. Естественно, в замковых частях антиклинальных структур, которые одновременно являются водоразделами хребтов, пенеплен, как правило, размыт и расчленен разнообразными эрозионными, экзарационными и гравитационно-нивальными процессами, отчего здесь его можно лишь с разной степенью достоверности экстраполировать. Однако на склонах, особенно на одном, наиболее пологом, фрагменты пенеплена, иногда весьма значительные по площади, обычное явление. Совсем неразмытым пенеплен сохраняется на периклиналях структур, где постепенно перекрывается молодыми осадками смежных впадин. Широко бытующее мнение о том, что пенеплен может быть дислоцирован лишь в первые градусы, ошибочно. Падения деформированного пенеплена измеряются любыми углами вплоть до опрокинутого залегания в единичных случаях. На периклиналях можно наблюдать постепенные переходы круто падающего пенеплена

во взброс, по которому растущая антиклиналь (хребет) взбрасывается на смежную синклиналь (впадину) с амплитудой от первых до тысяч метров.

Обычное наличие разлома с одной стороны структуры, вызванное ее асимметрией, и обусловило широкое развитие в новейшей тектонике таких терминов, как "горст-антиклиналь", "грабен-синклиналь" или в общем случае "глыбовая складка". Что же эти глыбовые складки представляют собою в механическом смысле?

Во-первых, складки и во впадинах, и в хребтах ориентированы совершенно определенно : во впадинах они локализованы концентрично горному обрамлению и иногда образуют диагональные (Шульц, 1948) перемычки ; в центральных районах гор Тянь-Шаня они чаще всего представлены широтно вытянутыми брахиморфными складками, а в передовых хребтах - линейно вытянутыми на несколько сотен километров мегантиклиналями, соизмеримыми с самими хребтами. Тем не менее в их пределах выделяются складки меньших порядков, как правило, эшелонированные в системе правых или левых кулис (Чедия, 1976).

Во-вторых, очень важно подчеркнуть, что асимметрия структур не является случайной ; это можно было бы ожидать в отношении штамповых, или в общем случае складок поперечного изгиба. Одной и той же асимметрией характеризуются целые группы складок. Ну, например, все складки Чаткало-Кураминской системы, а еще южнее Нарынская гемиантиклиналь и далее складки Карачатырской тектонической зоны вплоть до Наукатской впадины, западнее кулисно подставляемой впадинами 40-параллели, характеризуются южной асимметрией ; другими словами, все они имеют элемент перемещения (надвигания, взбрасывания) к югу, на смежные синклинальные структуры.

Южнее Наукатской впадины имеются три кулисно размещенных мегантиклинали Алайского хребта обратной (северной) асимметрии, а еще южнее расположены той же асимметрии Алайская впадина и Дарвазский (Северо-Памирский) антиклинорий с северным перемещением масс.

Естественно полагать, что подобная ориентировка векторов

тангенциального перемещения масс может отражать субмеридиональное сжатие в Памиро-Тянь-Шаньском секторе земной коры. И действительно, подсчет величины тангенциального сжатия по предложенной нами методике (Чедия, Уткина, 1975) распрямления деформированного доорогенного пенеплена показал в среднем 0,04 для Тянь-Шаня и 0,01 для более консолидированного Памира. На субмеридиональное сжатие и, наоборот, субширотное растяжение указывают также многочисленные данные по определению динамических параметров в очагах землетрясений.

Сказанное свидетельствует о том, что глыбовые складки Тянь-Шаня являются складками продольного изгиба. Этим я отнюдь не ставлю под сомнение существование автономных вертикальных движений земной коры, в пользу которых мною не мало приведено фактов в предшествующих работах. Однако, фоном к ним служит общее субмеридиональное сжатие земной коры в Памиро-Тянь-Шаньском секторе.

Исходя из сказанного, отнесение Тянь-Шаня к "Трансазиатскому рифтовому поясу Неливкина"[x] В.И.Поповым, Б.Б.Тель-Вироким, А.И Поповым (1978) нам представляется совершенно неотвечающим действительности. Не говоря об отсутствии нормальных сбросов и прямых грабенов, вместо которых широко развиты взбросо-надвиги, поддвиги и рамповые грабены, подчеркну лишь, что самое образование складок продольного изгиба в условиях рисуемого вышеуказанными авторами растяжения просто невозможно. Кстати сказать, и широко известные геофизические характеристики Тянь-Шаня, как-то : мощность коры, отрицательные аномалии силы тяжести, уменьшенный в сравнении со смежными территориями тепловой поток, отсутствие в орогеническом этапе ("рифтовой стадии", по В.И.Попову и др.) вулканизма[xx] и т.п. - все это также не дает никаких оснований для противопоставления Тянь-Шаня Памиру и объяснения горообразования последнем сжатием, а в первом - растяжением.

---

x Как известно, Д.В.Неливкин придерживался диаметрально противоположной точки зрения и объяснял ориентировку Тянь-Шаньских и Памирских дуг субмеридиональным сжатием.

xx Известные проявления базальтового вулканизма на Тянь-Шане относятся к эоцену, то-есть к субплатформенному этапу развития.

УДК 551.24

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОВОИД СРЕДНЕЙ АЗИИ

М.А.Ахмеджанов, Р.Н.Абдуллаев, О.М.Борисов, Э.Р.Базарбаев, О.А.Виноградов, И.М.Мирходжаев, С.Х.Ходжаев

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ТЕКТОНИКИ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Выявление общей структурно-вещественной эволюции земной коры в значительной мере определяется уровнем изученности тектонического строения региона, т.е. типов эндогенных тектонических режимов (платформенных, геосинклинальных и др.), предоставляющих, по нашему мнению, реакцию формирующейся верхней части литосферы на термально-вещественный поток из недр астеносферного слоя. Тип структур, вещественный состав, их мощность и градиенты мощностей, характер магматических проявлений дают возможность восстановить палеотектоническую и палеогеографическую обстановки их формирования и тем самым расшифровать историю прошлых движений земной коры и тектонических режимов.

Появившиеся за последнее десятилетие многочисленные геолого-геофизические данные по геологическому строению Средней Азии, радиогеохронологии докембрия, аэрокосмическим исследованиям, геологическому картированию, глубокому бурению и т.д., требуют на новом более высоком уровне расшифровки геологического строения и выяснения закономерностей взаимосвязи и эволюции процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма, по существу определяющих основные условия распределения и локализации полезных ископаемых.

Этому в Средней Азии посвящено большое количество работ и тематических исследований, в той или иной мере раскрывающих отдельные стороны проблемы взаимосвязи эндогенных процессов (В.Н. Огнев, Н.М.Синицын, В.И.Попов, А.В.Пейве, В.Г.Гарьковец, А.К.Бухарин, К.К.Пятков, М.М. Кухтиков, В.Г.Королев, И.Х.Хамрабаев, А.А.Абдулин, Д.П.Резвой, В.И.Кнауф, Г.С.Поршняков, И.А.Фузайлов и др.). К настоящему времени на базе этих работ сформированы общие представления об эволюции земной коры Средней Азии.

Наиболее ранняя точка зрения по этому вопросу основывается на представлении о постепенном разрастании материков за счет океанов путем наращивания геосинклинально-складчатыми сооружениями. Считалось, что развитие геосинклиналей имело либо сквозной характер, либо прерывалось из-за образования "неустойчивых зон консолидации". Согласно другой точке зрения, формирование земной коры происходило в результате направленно-цикличного процесса с неоднократной сменой во времени и пространстве геосинклиналей и платформ на фоне возрастающей консолидации. Существует еще одна точка зрения, согласно которой гранитно-метаморфический слой земной коры является вторичным по отношению к базальтовому слою,и его формирование происходило в ходе геосинклинального процесса, т.е. земная кора формируется необратимо и направленно от океанического типа через переходный к континентальному.

По представлениям авторов, земная кора формировалась пульсационно на фоне расширяющейся Земли. Рост земной коры происходил центробежно от первичной поверхности Земли (вероятно, совпадает с поверхностью Мохоровичича). Основным источником тепла и вещества, а вместе с тем и тектонических движений, является астеносферный слой тектоносферы. Эти представления базируются на выявленных особенностях строения и развития Средней Азии, установленных в результате геолого-геофизических исследований и анализа тектонических режимов осадконакопления, магматизма и метаморфизма региона.

Обнаружено, что геологическое строение домезозойского фундамента гетерогенно, что нашло отражение в латеральном и вертикальном разнообразии геологических образований. Специфичные особен-

ности строения и состава домезозойской части коры были сформированы к концу позднего палеозоя и сохранились без особых изменений в современном ее состоянии.

Среднеазиатский регион находится в пределах планетарной аномалии пониженных значений силы тяжести субмеридионального простирания (в полосе от Западной и Центральной Сибири до центральной и восточной частей Индийского океана). Земная кора здесь обладает промежуточными вещественными свойствами по сравнению с таковой Японии и Канадского щита.

В строении литосферы Средней Азии различаются земная кора и верхняя мантия. В подошве располагается волноводный слой (60-90 км), кровля которого поднимается в сторону орогенных зон (110 км) и погружается в сторону Туранской плиты (150 км). Верхняя мантия имеет перидотитовый состав и рассматривается как остаточный дифференциат исходной пиролитовой магмы.

Строение земной коры является блоково-мозаично-слоистым. Слоистость обязана наличию трех четких слоев - "базальтового", "гранитного", "осадочного", мозаичность - неоднородности внутреннего строения благодаря наличию в них залежей и изометричных тел различного состава ; блоковость связана с разобщенностью на блоки различных масштабов.

Изменение мощности земной коры с запада на восток от 40 до 60 км зависит : а) от мощности "осадочного" слоя - она увеличивается в восточном направлении и резко возрастает за счет мезокайнозойских отложений Ферганской и Таджикской межгорных депрессий ; б) от почти двукратного увеличения мощности "базальтового" слоя и погружения поверхности Мохоровичича ; в) от явлений глубинного скучивания и складкообразования и надвиговых перемещений в пределах герцинских геосинклиналей Южного Тянь-Шаня и Большого Каратау-Нарынской системы (степень увеличения не более 8-10 км). Мощность "гранитного" слоя изменяется в малых пределах (27-31 км) и преимущественно только в пределах геосинклинально-складчатых сооружений герцинид.

Поперечное или диагональное расположение герцинид по отношению к рельефу поверхностей Мохоровичича и Конрада и простира-

нию осей изомощностей "осадочного" (рифей-кайнозой), "гранитного" (архей-нижний протерозой) слоев подтверждает автономность и независимость развития герцинских геосинклиналей от глубинных структур земной коры. Герцинский цикл тектогенеза являлся определяющим в создании наблюдаемого плана структур. К концу цикла были сформированы Большекаратауское, Чаткальское и Нарынское геосинклинальноскладчатые сооружения, окаймляющие с севера Кураминo-Ферганский (Сырдарьинский) срединный массив. По его южному контуру располагались Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская геосинклинально-складчатые сооружения, а по западному - южная часть герцинид Урала.

В развитии и строении герцинских геосинклиналей установлены следующие особенности. 1) Каждая геосинклиналь представляет автономную структуру, контактируя с другой по зонам глубинных разломов. 2) Каратау-Нарынская группа геосинклиналей характеризуется терригенно-карбонатным разрезом и унаследованно развилась из передового прогиба каледонид. 3) Южно-Тяньшаньская и Кокшаальская геосинклинали возникли на месте рифтоподобных прогибов и имели карбонатно-терригенный (с долей вулканогенного) разрез. 4) В связи с общим развитием геосинклиналей с севера на юг, формируются тыльные и фронтальные краевые системы с наиболее мощными вулканогенно-карбонатно-терригенными разрезами.

Примерное совпадение основных простираний геосинклинальноскладчатых систем карелид, байкалид, каледонид в Северном Тянь-Шане и герцинид в Южном Тянь-Шане, герцинид и альпид на Памире свидетельствует об унаследованном характере развития. Прямых связей между региональным планом фанерозойских геосинклинальных структур, увеличением мощности земной коры (с запада на восток) и простиранием изолиний поверхности Мохоровичича не устанавливается. Они располагаются обычно под прямыми углами друг к другу.

Одновременное и длительное во времени развитие в пределах герцинской геосинклинали и обрамляющих ее "жестких" массивов сквозных "просвечивающих" структур - поперечных поднятий и прогибов, линеаментов и кольцевых структур, а также региональной сети разломов, зон региональной микротрещиноватости и глубинных

разломов антитяньшаньского простирания свидетельствует о наличии автономно развивающейся группы структур, обусловленных более глубинными причинами.

Для Каракумо-Таджикского краевого и Кураминo-Ферганского срединного массивов примечательно наличие противоречия между повышенной магматической активностью и относительно спокойным тектоническим режимом, что может быть только в случае, если источник тепловых потоков располагается вне земной коры и по отношению к вмещающим структурам их воздействие является наложенным.

Широкое развитие в северной половине Тянь-Шаньской герцинской геосинклинали осадочно-вулканогенных образований базальтового состава и тел мафитов и ультрамафитов позволяет предполагать большую, по сравнению с южной частью той же геосинклинали, раздробленность консолидированной коры и вероятное "растекание" и расхождение сиалических блоков в позднюю стадию каледонского тектонического цикла с образованием рифтовой структуры.

Выявленные характерные особенности строения позволяют наметить общую закономерность развития геологических процессов, пережитых территорией Средней Азии в докембрии и фанерозое.

Эволюция земной коры является цикличнo-направленной (спиралевидной). Направленное развитие шло неравномерно в пространстве и времени и включало четыре стадии : "океаническую" (становление коры океанического типа), "субокеаническую" (образование коры переходного типа), "субконтинентальную" (формирование зрелой континентальной коры) и "континентальную" (возникновение современной коры материков). Цикличность процесса в рамках каждой стадии выражалась в повторяемости проявлений тектогенеза, осадконакопления, магматизма и рудообразования. Начиналоя он обычно с явлений деструкции, заложения нового поколения структур и завершался очередной консолидацией и нивелированием рельефа. Геологические образования предыдущей стадии в определённой мере преобразовывались тектоническими и метаморфическими процессами.

В структурной эволюции земной коры периодически появляющиеся явления деструкции консолидированных участков и их включение

в виде относительно стабильных обломков в состав новых подвижных поясов являлись важным фактором в процессе ее преобразования и развития. Подобных эпох деструкций имелось в обозримом прошлом три : 1) заложение на зрелой коре протогеосинклиналей архея-раннего протерозоя ; 2) возникновение "зеленокаменных" грабен-геосинклиналей раннего-среднего протерозоя и 3) развитие на древней платформе геосинклиналей неогея (байкалиды, каледониды, герциниды, альпиды).

По этим данным строится концепция направленно-деструктивного развития земной коры, обуславливающая чередование во времени и пространстве устойчивых кратонов и новых поколений геосинклиналей.

В океаническую стадию формировался фемический профиль коры (протобазальтовый слой), строение которого определялось относительно устойчивыми округлыми, изометричными и овальными блоками, насыщенными интрузивными массивами (проплатформами), разделенными широкими ветвящимися системами вулканических прогибов (протогеосинклинали).

Субокеаническая стадия характерна для периода становления сиало-фемического профиля коры. В эту стадию возникали и развивались гигантские троги, заполнявшиеся осадочно-вулканическим материалом (протогеосинклинальные пояса). Блоки фемического основания выполняли роль относительно "жестких" протосрединных массивов и протоплатформ. В результате значительных проявлений андезито-базальтового вулканизма формировался первый диоритовый подслой.

Зрелая континентальная кора Средней Азии формировалась неодновременно. К югу от Каратау-Зеравшанского глубинного разлома на территории Памира, Каракумо-Таджикского, Таримского массивов и южной части Южного Тянь-Шаня она возникла в архее, а к северу от него – в раннем протерозое. В южной части региона формировалось кристаллическое основание гранито-гнейсового состава, а в северной – амфиболито-гнейсового. Заложение в регионе протерозойской геосинклинали и возникновение амфиболито-гнейсового кристаллического основания произошло уже на раздробленном маломощном

гранито-гнейсовом кристаллическом фундаменте. Возможно, дробление сопровождалось раздвигом гранито-гнейсового основания на значительные расстояния и поэтому не исключено наличие "базальтового" субстрата под раннепротерозойской толщей в пределах отдельных узких прогибов.

В конце раннего протерозоя происходили интенсивная гранитизация и локальное внедрение гранит-гранодиоритовых магм, приведших к окончательному формированию кристаллического основания древних платформ-континентов (этап кратонизации). В начальный этап формирования эпикарельского платформенного чехла на коре континентального типа с повсеместно развитым зрелым гранито-метаморфическим слоем на территории Средней Азии существовало два основных тектонических элемента : стабильные поднятия (щиты) в пределах Каракумо-Таджикского региона и широкие внутрикратонные прогибы на территории Северного Тянь-Шаня, Памира, Гималаев. Поздний этап формирования платформенного чехла характеризовался наложенной активизацией со стороны заложившихся и развивавшихся геосинклиналей байкалид и каледонид Северного Тянь-Шаня. Под влиянием этих процессов на большей части территории формировался осадочный покров платформенного типа с системой сводово-глыбовых тектонических структур, а в пределах линейных участков дробления и растяжения – система рифтоподобных прогибов и эпиплатформенных геосинклиналей (Южный Тянь-Шань, Северный Памир).

Эпоха позднего палеозоя является временем вторичной консолидации региона и обусловлена широким становлением гранитоидных формаций щелочных гранитов и сиенитов.

Большое значение в развитии региона имели процессы наложенной активизации. В позднем рифее – нижнем девоне территория испытывала все нарастающее во времени влияние фронтальной активизации со стороны Северного Тянь-Шаня, которая вызвала деструкцию эпикарельской платформы. В среднем девоне – раннем триасе очагами активизации явились осы герцинские геосинклинали, в результате воздействия которых на "жестких" массивах возникли резонансно-тектонические краевые системы, наложенные вулканические дуги и ареалы, системы наложенных прогибов и депрессий, зоны развития телеорогенных массивов. В позднем триасе-неогене

территория испытывала все слабеющую по силе воздействия тыловую активизацию, очагом которой являлся Средиземноморский геосинклинально-складчатый пояс.

К югу от Южно-Тяньшаньского геосинклинально-складчатого сооружения располагается крупный Каракумо-Таджикский краевой массив, также испытавший наложенную активизацию. Здесь возникла Приюжно-Тяньшаньская краевая система, по южной окраине которой располагалась Каракумо-Гиссарская нижне-среднекарбоновая вулканическая дуга. Еще южнее преобладали блоково-складчатые структуры и внегеосинклинальные тела гранитоидов позднепалеозойского возраста.

Данные по эволюции развития земной коры, начиная с позднего архея, с достаточной очевидностью указывают на преобладание консервативных условий. Это выразилось в унаследованности структурных планов, возникших на различных циклах тектогенеза, развитии серии глубинных разломов по одному и тому же плану, наличии сквозных длительно формирующихся "просвечивающих" структур. Последовательное изменение состава магматических серий в пределах геосинклиналей и вулканических дуг также свидетельствует об определенной степени консервативности развития глубинных (астеносферных) очагов магмообразования. Горизонтальные перемещения блоков, плит и т.п. были незначительными для частных случаев (надвиги, сдвиги, смятия и т.п.), хотя их суммарная амплитуда для крупных геосинклиналей могла быть большой. Эти перемещения имели пульсационный характер. Периоды сжатия и складкообразования сменялись периодами растяжения и горообразования.

Одной из специфических особенностей эволюции развития структурно-формационных подразделений Средней Азии является направленная (центробежно-зональная) "миграция" в пространстве процессов геосинклинального развития. Наличие кеноренид (?) в пределах Каракумо-Таджикского региона и Памире, каледонид – в пределах Срединного и частично Южного Тянь-Шаня, ранних байкалид в Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане указывает на перемещения "волны" геосинклинального развития в позднем архее-протерозое с юго-запада на северо-восток. Возрастное движение геосинклинального процесса выразилось в формировании поздних байкалид, каледонид, герцинид, возможно, альпид.

Смена субширотной структурно-формационной зональности первой половины каждого тектонического цикла на субмеридиональную (северо-восточную), но менее четко выраженную, во вторую (орогенную) половину тектонического цикла свидетельствует о резкой смене направлений глубинных тектонических напряжений. В пределах геосинклинально-складчатых сооружений подобная смена ориентировок проявлена неотчетливо, фиксируясь обычно в обновлении разломов северо-восточного простирания, простираниях дайковых серий и рудных тел. Более отчетливо она видна в пределах "жестких" массивов, где этим направлениям подчинены вулкано-плутонические зоны, складчато-блоковые структуры (горсты, грабены и пр.), зоны макротрещиноватости с дайками и малыми телами пестрого состава и зонами минерализации.

На фоне направленного развития проявились байкальский, каледонский, герцинский и др. тектонические циклы, в каждом из них – по пять этапов. Последние выражены трансгрессивно-регрессивными рядами пород, причем качественно различные стратиграфические несогласия располагаются в конце трансгрессивной и регрессивной серий пород. Первые возникают в конце эпохи наибольшего опускания и сжатия, вторые – в конце эпохи поднятия и растяжения. Соответственно различаются "фазы сжатия" и "фазы растяжения". В первую половину цикла преобладали процессы сжатия и формирования структурного рисунка, во вторую – процессы растяжения, деструкции, орогенеза, отделенные от первой главной фазы складчатости. В структурном отношении в первую половину цикла возникли геосинклинальные прогибы и разделяющие их "жесткие" геосинклинальные поднятия, а во вторую соответственно возникли мегантиклинории и мегасинклинории. Основные фазы складчатости проявились внутри московского яруса среднего карбона, внутри ордовика, в конце рифея. Основная фаза складчатости формирует генеральный план структур геосинклиналей. Основные и ультраосновные массивы возникли в доскладчатый период, а гранитоидные – после главной складчатости. Прогрессивный метаморфизм совпадает по времени с проявлением основной фазы складчатости.

Таким образом, при очевидной направленности геологического развития, выраженной в последовательном формировании слоев земной коры от более основных к более кислым, с удивительным постоянством повторяются тектонические циклы с определенной повторяемостью структурно-вещественных элементов. Кроме того, отчетливо выделяются две крупные эпохи деструкции : первая – в раннем протерозое еще до окончания формирования зрелой континентальной коры ; вторая – в позднем рифее-палеозое. Эпиплатформенная неоген-четвертичная эпоха орогенеза отражает, вероятно, начало нового периода деструкции.

М.М.Кухтиков

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ГИССАРО-АЛАЯ И ПАМИРА В ПАЛЕОЗОЕ

Неоднородный зональный характер геологического строения складчатых областей Южного Тянь-Шаня и Памира выражен отчетливо и в главных чертах выявляется уже на ранних этапах систематических региональных исследований. Для большей части Тянь-Шаня первые схемы тектонического районирования были предложены А.В.Пейве и В.И.Поповым в 1938 г., а для Памира схему геологической зональности региона наметила еще экспедиция Д.В.Наливкина 1915 г. Позднее эта особенность тектоники Средней Азии рассматривалась в работах ряда исследователей. Основополагающее значение принадлежит трудам Н.М.Синицына. К настоящему времени имеются весьма совершенные варианты решения проблемы, хотя различия между предложенными схемами тектонического районирования представляются еще существенными и принципиальными.

Тектоническое районирование геосинклинальной области должно заключаться в выявлении таких ее частей или зон, которые отличались друг от друга особенностями тектонического развития.

В складчатой структуре подобные зоны будут характеризоваться специфическими особенностями стратиграфического разреза, возрастом структуры и ее морфологией, спецификой магматических проявлений. Разработанные на указанной принципиальной основе схемы тектонического районирования Гиссаро-Алая и Памира позволили прийти к ряду выводов и заключений фундаментального значения как в отношении вопросов региональной тектоники, так и общих проблем геосинклинального процесса.

I. Палеозойские геосинклинальные области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) и Памира в своих центральных частях заложились в раннем палеозое на фундаменте, сформированном докембрийскими слоистыми метаморфитами (парапородами). Стратиграфические соотношения отложений кембро-ордовика с докембрийским фундаментом известны в Музкольском (Центральный Памир), Зеравшанском и Туркестанском хребтах (Гиссаро-Алай). Таким образом слой метаморфитов и гнейсогранитов образовался не в результате позднейшего геосинклинального процесса, структурный комплекс которого он подстилает, а, наоборот, геосинклинальные прогибы заложились на консолидированном в докембрии гранитно-метаморфическом слое земной коры. В подошве отложений геосинклинальной колонны ни в одной из тектонических зон не наблюдается образований, сопоставимых с разрезами коры океанического типа. Отсутствуют какие-либо основания допускать, что они погребены под аллохтонными континентальными комплексами.

Дальнейшее разрастание площади геосинклинального прогибания происходит в силуре (Осевантагинская зона) и в разные эпохи каменноугольного периода (зоны южного склона и юго-западных отрогов Гиссарского хребта, ряд зон Памира). Более позднее возникновение этих геосинклинальных прогибов маркируется трансгрессивным залеганием на докембрийском фундаменте соответственно силурийских и каменноугольных слоистых толщ. До заложения этих геосинклинальных прогибов ни Южный Гиссар, ни Памир не проходили стадии развития с тектоническим режимом, характерным для так называемых срединных массивов, если понимать последние в соответствии с определением этой тектоно-генетической категории, данным А.Л.Ян-

шиным.

Растянутость времени последовательного возникновения морских геосинклинальных прогибов с раннего палеозоя до карбона включительно достаточно наглядно представляет своеобразную палеогеографическую обстановку в этом регионе юга Средней Азии. Заметим, что даже мысленно представленный ландшафт в самой отдаленной степени не напоминает физико-географическую обстановку современного океана. Несомненно, такое заключение находится в противоречии с широко распространенной сейчас теоретической концепцией, согласно которой древние геосинклинали – это океанические бассейны прошлого.

2. Геосинклинальные прогибы зон Гиссаро-Алая и Памира закладываются по системе разломов, которые, возникая в самом начале геосинклинального процесса, затем активно живут на протяжении всего периода геосинклинального развития. Эти конседиментационные разломы принято называть краевыми долгоживущими или персистентными разломами. Геосинклинальные прогибы тектонических зон имеют, следовательно, форму тектонически ограниченных трогов. Расстояние между граничными разломами, т.е. ширина седиментационных трогов, равно в среднем 25–35 км.

Число краевых долгоживущих разломов в поперечном сечении складчатой области Памира достигает 9, в поперечнике Душанбе – Ленинабад их 8. Нет сомнения в том, что краевые разломы рассекают не только всю толщу слоистых геосинклинальных отложений, но и метаморфический докембрийский фундамент и проникают в более глубокие горизонты земной коры, достигая, по крайней мере, уровня формирования магматических очагов. Указанная частота встречаемости определяет достаточно высокую степень насыщенности геосинклинального пространства разломами этого типа, выявляя, в конечном счете, геосинклинальную область в качестве пояса своеобразного глубоко проникающего дробления земной коры.

Ни один из долгоживущих разломов Гиссаро-Алая или Памира, как они документированы на основе изучения состава и соотношения разграничиваемых ими разрезов геосинклинальных колонн, не может быть идентифицирован с гипотетическими структурами типа

зон субдукции, так как он сам не несет никаких специфических структурно-морфологических особенностей, как дизъюнктивное нарушение, ни слоистые геосинклинальные толщи, залегающие в его крыльях. Предположительно намечаемые некоторыми исследователями зоны субдукции по границе Караказара и Ферганской впадины, Памиро-Дарваза и Таджикской депрессии сегодня должны восприниматься как смелая рабочая гипотеза, еще не имеющая сколько-нибудь убедительного фактического обоснования.

3. Противоположные крылья долгоживущих разломов характеризуются разными типами стратиграфических разрезов и представляют самостоятельные тектонические зоны геосинклинальной области. Число таких зон в поперечном сечении как Гиссаро-Алая, так и Памира равняется 8. Тектонические зоны различаются между собой временем проявления главных диастрофических фаз, число фаз в разных зонах различно и варьирует от одной до трех. Герцинский структурный комплекс Гиссаро-Алая сформировался в течение позднего девона – ранней перми ; комплекс Памиро-Дарваза – от позднего (?) девона до поздней перми включительно. Видимая пространственная направленность процесса превращения геосинклинальной области в складчатое сооружение ни в том, ни в другом регионе не отмечается, проявление главных диастрофических фаз в конкретных тектонических зонах имеет рассеянный характер по отношению к поверхности геосинклинального пространства. В этом, по-видимому, кроется причина отсутствия у герцинид как Гиссаро-Алая, так и Памира краевых прогибов.

Суммарные мощности слоистых геосинклинальных комплексов, представляющих разные тектонические зоны, различны. В наиболее интенсивно прогнутых зонах они достигают 10 (Центральногиссарская зона Гиссаро-Алая) и даже 15 км (Обинавоусская зона в Дарвазе). Тем не менее в подошве таких мощных колонн осадочных пород не наблюдаются явления существенно более глубокого метаморфизма осадков в сравнении с более высоко залегающими свитами единого структурного яруса. Существующие в теоретической геологии представления о том, что нижние члены колонны слоистых отложений в процессе прогибания геосинклинальной ванны попадают в такие термо-

динамические условия, что способны испытать под их влиянием сильный метаморфизм и даже переплавление, на материалах изучения геосинклиналей Гиссаро-Алая и Памира не подтверждаются.

4. Тектонические зоны геосинклинальных складчатых областей Гиссаро-Алая и Памира, отличающиеся одна от другой строением и историей своего тектонического развития, различаются и геолого-петрографической характеристикой развитых в их границах интрузивных гранитоидных комплексов. Представительными примерами могут служить различия интрузивных комплексов смежных Мечетлинской и Османтекинской зон в Гиссаро-Алае, Калайхумб-Саукобайской и Курговат-Каракульской зон на Памире.

Анализ особенностей пространственного размещения гранитоидных интрузивных комплексов в складчатых герцинских сооружениях рассматриваемых регионов позволяет сделать заключение, что интрузивные комплексы смежных зон отличаются один от другого вещественным составом, историей и временем становления и геохимической специализацией. Следовательно, каждая тектоническая зона геосинклинальной области характеризуется своим самобытным интрузивным магматизмом, отсюда вытекают некоторые следствия, важные для понимания интрузивного процесса в геосинклиналях. А именно :

объединение разновозрастных интрузивных комплексов, принадлежащих разным тектоническим зонам, в единую последовательность интрузивных фаз, будто бы выражающую закономерности развития интрузивного процесса в данной геосинклинальной области, представляется неправомочной операцией, искажающей сущность процесса. Интрузивные комплексы разных тектонических зон равноправны между собой, являются однородными членами ряда, связи между ними - парагенетические. События в той или иной тектонической зоне не выражают закономерностей развития в соседних зонах.

схемы корреляции интрузивной деятельности на площади любой геосинклинальной области должны строиться на основе детальных современных схем тектонического районирования. Закономерности развития интрузивной деятельности, выявляемые при анализе этого процесса на основе несовершенных схем тектонической зональности геосинклинальных областей, когда выделяемые подразделения в

действительности нередко являются тектонически интегральными образованиями (таковы Южно-Гиссарская зона, Центральный Памир, Срединный Тянь-Шань и др.), суть закономерности иллюзорные. Таким образом, в герцинских геосинклинальных областях Памира и Южного Тянь-Шаня нет интрузивного магматизма так называемого начального, раннего, среднего, позднего и конечного этапов развития. Такие этапы могут быть "найдены" только искусственно, при методически ошибочном суммарном анализе интрузивного процесса для всей территории складчатой области в целом.

5. Поверхности межзональных краевых долгоживущих разломов падают круто, зачастую вертикально. Явления покровного перекрытия одного зонального комплекса другим ни в Гиссаро-Алае, ни на Памире не наблюдаются. Тектонические структуры внутреннего выполнения зон геосинклинальной области представлены более или менее крутопадающими моноклинальными пакетами, складчатые дислокации практически отсутствуют. Внутризональные структуры покровного типа не наблюдаются. Поверхности угловых несогласий смяты слабо, например, Курговат-Каракульская тектоническая зона на Северном Памире. В границах этой зоны на значительных площадях обнажается ее нижнепротерозойский фундамент (боршитовая серия). На нем несогласно залегает толща верхнепалеозойских отложений, в подошве которой располагается карбонатно-обломочная курговатская свита (средний-верхний карбон). Светлая окраска свиты позволяет очень четко наблюдать и точно картировать линию контакта упомянутых толщ. Любая современная геологическая карта, в том числе и мелкомасштабная, например "Геологическая карта Средней Азии и прилегающих территорий", масштаб I:I 500 000 (1966 г.), наглядно передает очень спокойное, почти горизонтальное залегание поверхности, разделяющей комплексы нижнего протерозоя и верхнего палеозоя. Глубоко расчлененный рельеф Горного Бадахшана также способствует наблюдению этого феномена. Сохранение почти горизонтального залегания поверхности подошвы осадочного комплекса Курговат-Каракульской зоны означает, что блок земной коры, представляющий названную зону, не подвергался тангенциальному сжатию, по крайней мере, в такой степени, чтобы оно было

зафиксировано в соответствующих дислокациях. Этого вполне достаточно для того, чтобы отвергнуть как безосновательную так называемую проблему о тангенциальном сокращении геосинклинальной области в процессе ее превращения в складчатый комплекс. Горно-складчатые сооружения Гиссаро-Алая и Памира не стали сколько-нибудь существенно уже тех геосинклинальных областей, на месте которых они ныне воздымаются.

Четкая картина тектонической зональности складчатых областей Гиссаро-Алая и Памира, тесная историко-геологическая взаимосвязь зон между собою в пространстве и времени, четкость межзональных границ в виде крутопадающих разломов - убедительные дополнительные аргументы против покровного стиля строения этих геосинклинальных областей, который отстаивают и активно пропагандируются в ряде новейших геологических исследований и публикаций.

6. Превращение геосинклинальной области в ее структурный аналог - складчатую область - не сопровождалось созданием высокогорного рельефа ни в Южном Тянь-Шане, ни в Памиро-Дарвазе. Это подтверждает анализ фаций и палеогеографической обстановки эпох проявления диастрофических движений. Фазы диастрофических движений, создающих тектонические структуры, проявлялись на площади отдельных зон, имеющих ширину порядка 25-35 км и протяженность на сотни километров. В смежных зонах, обычно в морских фациях, в это время сохранялись условия седиментации. Одно это служит достаточным основанием для отрицания сколько-нибудь значительного, тем более горного рельефа на площади зон (поднятий).

После того, как геосинклинальные области в полном объеме на площади всех тектонических зон испытали процесс превращения в складчатое сооружение не превращались в орогенные области. В Гиссаро-Алае об этом говорят сохранившиеся до сих пор в разрезах островки позднепалеозойских отложений (C_3-P). Эти осадки имеют малые мощности, лежат субгоризонтально и, тем не менее, уцелели от размыва при денудации эпигерцинских горноскладчатых "хребтов". То же наблюдается и на киммерийско-альпийском Памире. В итоге мы приходим к выводу, что орогенный этап в истории развития герцинских геосинклинальных областей Южного Тянь-Шаня и

Памиро-Дарвааза отсутствовал. Геосинклинальное развитие названных регионов завершилось образованием на их территории своеобразного гетерохронного пенеплена. Квалификация Тянь-Шаня в качестве рекурентного орогена не находит подтверждения при анализе истории становления его герцинской структуры.

7. Не отвечает действительности широко распространенное представление о заложении мезозойского геосинклинального прогиба Центрального Памира на платформенном (субплатформенном?) основании и о его сквозном развитии от кембрия до начала кайнозоя. В настоящее время установлено, что Центральному Памиру в герцинской структуре свойственна тектоническая зональность геосинклинального типа. В этой части памирской палеозойской геосинклинали обособляются Ванч-Танымасская, Акбайтальская, Язгулем-Музкольская и Рушанско-Базардаринская зоны. Величина углового несогласия в подошве комплекса мезозоид достигает 90^0 и более. Такие соотношения можно наблюдать на востоке Памира в долинах Кукурта, Джазмбая и др. Специальными петрологическими исследованиями вулканитов из палеозойских толщ района выявлено, что они отличаются геосинклинальным характером петрохимического состава (Х.С.Таджидинов, 1975).

8. Тектонические зоны структурных комплексов герцинид Гиссаро-Алая и Памира различаются между собою типами стратиграфических разрезов, временем проявления диастрофических движений, характером интрузивной деятельности. Они различаются между собою также особенностями проявления металлогенического процесса в той мере, в какой он определяется спецификой геологического строения и развития. В этом - один из аспектов практического значения тектонических изысканий.

Г.П.Винниченко

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ И ПРОБЛЕМА ВОЗРАСТА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

Территория Центрального Памира до недавнего времени выделялась обычно в единую самостоятельную тектоническую зону. Считалось, что зона отличалась длительным "сквозным" геосинклинальным развитием на протяжении нескольких циклов тектогенеза. Орогенические движения, создавшие ее важнейшие структурные элементы, проявились здесь лишь в конце мезозоя и в кайнозое. В соответствии с этим большая часть интрузивных преимущественно гранитоидных подрод, развитых в пределах Центрального Памира, относилась к альпийским, а с учетом данных абсолютной геохронологии – к мел-палеогеновым образованиям (Расчленение..., 1976).

Новейшие исследования свидетельствуют, однако, что "сквозной" характер геосинклинального развития Центрального Памира нельзя признать доказанным. Установлено, что в его пределах могут быть выделены докембрийское складчатое основание, герцинский (палеозойский) и альпийский (мезо-кайнозойский) структурные комплексы. В герцинской структуре на территории Центрального Памира намечаются четыре тектонические зоны : Ванчская, Акбайтальская, Язгулемская и Калакташская. В альпийской структуре здесь же обособляются пять зон : Бартангская, Бартанг-Акджилгинская, Язгулем-Акбайтальская, Ванчкая и Акбайтальская.

Стратиграфические разрезы, возраст и главнейшие черты морфологии структур каждой из перечисленных зон как герцинского, так и альпийского комплексов различны. Заметные отличия выявляются и в строении докембрийского складчатого основания, на котором были заложены палеозойские зоны. Герцинские орогенические движения охватывали всю площадь Центрального Памира. Альпийские диастрофические процессы активно проявлялись лишь в его южной части (Язгулем-Акбайтальская, Бартангская, Бартанг-Акджилгинская зоны).

Новые геологические материалы по тектонике Центрального Памира изменили прежние предоставления о возрасте интрузивных пород. С учетом данных о тектоническом строении Центрального

Памира объединение интрузивов, установленных в пределах его площади, в единую группу альпийских образований оказывается неверным. Признавая несомненной связь магматической деятельности с орогеническими процессами даже в тех случаях, когда характер этой связи бывает не совсем ясен, среди интрузивов Центрального Памира следует выделить три разновозрастные группы : докембрийскую, палеозойскую и мезозойскую. В южной части Центрального Памира в области, испытавшей многократное проявление орогенических процессов, отмечается наличие интрузивных пород всех трех групп ; в северной части в пределах Ванчской и Акбайтальской зон имеются интрузивы лишь докембрийского и палеозойского возраста. Перечисленные группы состоят в свою очередь из интрузивных комплексов, связанных с развитием различных тектонических зон. Особенности диастрофизма в каждой из указанных зон как герцинского, так и альпийского комплексов обуславливают в значительной степени многообразие и разновозрастность интрузивных образований Центрального Памира.

Каждая зона характеризуется, таким образом, собственным интрузивным магматизмом. Заметим, что интрузивные проявления, связанные с развитием какой-либо зоны, в отдельных случаях могут выходить за ее пределы, в области с более ранней консолидацией. Тем самым нельзя исключить возможность обнаружения молодых интрузивов в выступах докембрия и палеозойского комплекса. Отмечаются случаи, когда небольшие тела преимущественно щелочных, субщелочных и реже кислых и основных пород формируются в соседних с геосинклинальными областями районах с платформенным режимом (Шейнманн, 1958). В этой связи, видимо, можно признать справедливой точку зрения о том, что породы дункельдыкского комплекса Центрального Памира внедрились в кайнозое, когда режим в его пределах был близок к платформенному. Определение возраста интрузивов во всех указанных случаях всегда связано с большими трудностями и требует специальных геологических исследований.

Обращает на себя внимание тот факт, что большинство интрузивов Центрального Памира локализовано в выступах докембрийских и палеозойских толщ. Интрузивы, имеющие, несомненно, интрузивные

контакты с мезозойскими отложениями, немногочисленны. Они, как правило, небольшие по размерам и существенно отличаются от пород, приуроченных к докембрию и палеозою. Все эти интрузивы расположены в южной части Центрального Памира в пределах зон, где проявился альпийский орогенез (Бартангская, Бартанг-Акджилгинская и Язгулем-Акбайтальская зона).

В северной части (Ванчская и Акбайтальская зоны) мезозойский красноцветный комплекс интрузивами не затрагивался. Примеры прорывания третичных отложений ни в одной из зон Центрального Памира в настоящее время не известны. Вулканогенные породы, ранее считавшиеся палеогеновыми по возрасту и прорывающиеся гранитоидами, относятся согласно нашим наблюдениям, к более древним мезозойским образованиям (Винниченко, Кухтиков, 1973).

С учетом тектонической зональности и многоярусности структур Центрального Памира появилась возможность выявить причину резких расхождений данных проводившихся здесь неоднократно радиологических исследований. Установлено, что реально наблюдаемые соотношения радиоактивных материнских и дочерних веществ в породах определяются не только скоростью радиоактивного распада. Это соотношение в значительной степени зависит от термодинамической и физико-химической обстановки, в которой находились изучаемые породы после их образования (Афанасьев и др., 1970). Центральный Памир, как было показано выше, испытал неоднократное проявление орогенических процессов. Соответственно условия, в которые попадали развитые в его пределах интрузивные породы, также неоднократно менялись. Цифры радиологических определений в таком случае не всегда будут соответствовать действительному возрасту пород.

Наиболее частые и существенные изменения происходили в южной части Центрального Памира, где орогенические процессы проявлялись как в палеозое, так и мезозое. Вероятность искажения цифр абсолютного возраста здесь наибольшая по сравнению с другими районами Центрального Памира. При этом наиболее значительными будут искажения в выступах докембрийских образований, т.е. в породах, подвергшихся многократным и интенсивным преобразованиям.

Большая часть цифр радиологических определений оказывается в данном случае непригодной для установления возраста пород. Как показывают новейшие исследования, указанные цифры чаще всего фиксируют не "абсолютный" возраст, а время окончания различных геологических процессов, вызывающих удаление дочерних продуктов радиоактивного распада из кристаллической решетки минералов (Афанасьев и др., 1970 и др.). Породы и минералы с неискаженными значениями изотопного возраста сохраняются в докембрийских толщах редко и лишь в исключительных случаях. В основном это будут наиболее устойчивые к влиянию вторичных процессов минералы, в частности, пироксены. По ним в Центральном Памире для габброидов, прорывающих докембрийские образования музкольского комплекса, в настоящее время установлены цифры 1600 млн.лет (Агеева, 1976). Приведенные цифры хорошо согласуются с геологическими данными, свидетельствующими в пользу докембрийского возраста габброидов.

Заметное влияние на величины цифр абсолютной геохронологии оказывают тепловое воздействие интрузивов, формирующихся в соседних с изучаемыми районами областях. Имеются высказывания о возможности омоложения возраста пород под влиянием гранитного батолита, находящегося на расстоянии нескольких десятков километров от района радиологических исследований (Федоровский и др., 1971). Ширина выше охарактеризованных тектонических зон Центрального Памира порядка 20-30 км. С учетом этих данных можно сделать вывод о том, что внедрение интрузивов в любой зоне не остается бесследным для более ранних магматических пород соседних зон. В частности, внедрение гранитоидов Кумачдаринского и Сохчарвского массивов, несомненно, оказало влияние на изотопный возраст интрузивов, локализованных в докембрии юго-западных отрогов Язгулемского хребта. Нельзя исключить и влияние теплового воздействия гранитоидов Ванчского и Рушанского хребтов, а также, очевидно, мощных вулканических излияний в низовьях р.Бартанг.

В палеозойских и мезозойских интрузивах вероятность омоложения абсолютного возраста значительно меньшая, чем в докембрии. Для наиболее молодых пород, не испытавших существенных изменений, могут быть получены цифры, близкие к значениям действительного

возраста. Следует, однако, учитывать, что породы любого возраста изменяются под воздействием не только эндогенных процессов. Как только породы оказываются в приповерхностных условиях, они сразу же начинают подвергаться действию различных экзогенных процессов, испытывая при этом существенные минеральные преобразования. Признаки начальных стадий выветривания горных пород обнаруживаются нередко на глубине до нескольких сотен метров. В обнажениях современного среза порода бывает изменена в ряде мест коренным образом до полного разложения первичных минералов во вторичные. По-существу почти все породы, доступные для непосредственного наблюдения оказываются затронуты в различной степени процессами выветривания. В соответствии со степенью выветрелости пород искажается их абсолютный возраст (Афанасьев и др., 1960 и др.). В Центральном Памире продукты процессов выветривания как древних, так и современных устанавливаются в области выходов гранитоидов в бассейне р.Шатпут, диоритов в долине р.Пангазджилга, в Музкольском хребте и т.д. Не исключено, что некоторые цифры абсолютного возраста интрузивов в указанных районах искажены в результате воздействия процессов выветривания.

Из вышеизложенного следует, что в тектонических зональных складчатых областях с многофазным проявлением орогенических и сопровождающих их магматических, метаморфических и других процессов вероятность искажений цифр абсолютного возраста велика. В связи с этим возможности использования данных цифр для определения возраста интрузивных пород здесь весьма ограничены. Справедливо считают, что "простое механическое оперирование цифрами изотопных возрастов таит в себе серьезную опасность получения поспешных выводов, в первую очередь потому, что как сами исходные радиоактивные вещества, так и продукты их распада в связи с наложенным воздействием геологических процессов подчиняются сложным законам миграции далеко еще не расшифрованным полностью" (Афанасьев и др., 1970, стр.69). Любая разработка схемы магматизма в складчатых областях, в частности Центрального Памира, несомненно, должна вестись с учетом выше приведенных соображений.

А.К.Бухарин, В.Г.Гарьковец, К.А.Кешишян,
И.А.Масленникова, В.К.Панасюченко,
В.А.Хохлов

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ, МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА В ДОМЕЗОЗОЕ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМИ ПРОБЛЕМАМИ

Основные принципы по структурно-формационному районированию Западного Тянь-Шаня изложены авторами на тектоническом семинаре в 1976 г. в г.Ташкенте (Бухарин и др., 1977 а,б,в ; Гарьковец и др., 1977). Однако после работ 1974-1977 гг. по выделению достоверных докембрийских образований Узбекистана для древних структурно-стратиграфических комплексов, датировавшихся ранее A - PR_1, PR_{I-2} и $R-V$, был выявлен, как наиболее вероятный, - рифей-эко-вендский возрастной интервал. Домезозойские образования региона рассматриваются авторами как составная часть Тянь-Шаньской рифей-палеозойской геосинклинальной складчатой области (субширотный сегмент Урало-Тяньшаньского геосинклинального пояса), полициклично развивавшейся около 2 млрд.лет и подразделяющейся системой субпараллельных конседиментационных глубинных разломов на блоки или структурно-формационные зоны шириной 20-80 км.

Сегмент объединяет две тектонически различные геосинклинальные системы - Срединный и Южный Тянь-Шань, по возрасту главной складчатости соответствующие каледонидам и варисцидам. В поперечном профиле от Североустюртско-Каракумского продолжения Русской платформы для раннегеосинклинального периода с юга на север авторами выделяются : миогеосинклинальная подсистема на зрелой континентальной коре, хемиэвгеосинклинальная подсистема на коре переходного типа (объединяющиеся в Южный тектонический сектор Южного Тянь-Шаня), эвгеосинклинальная подсистема на коре океанического типа (выделяющаяся в северный сектор Южного Тянь-Шаня) и микроконтинент или срединный массив Срединного Тянь-Шаня. Граница между секторами Южного Тянь-Шаня проводится сейчас по Зарафшанскому глубинному разлому ; границей между геосинклинальными системами Южного и Срединного Тянь-Шаня служит Северо-Кызылкумский разлом. Палеозоиды Срединного Тянь-Шаня (СТШ) и южного сектора

Южного Тянь-Шаня (ЮТШ) – регенерированные (возрожденные) ; северного сектора – унаследованные. В $D_2 - C_I$ в СТШ формировался квазиплатформенный чехол, а в $C_I V - PZ_3$ на южном его крае – Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс.

При разбивке домезозойских толщ по составу на естественно-выделяющиеся шесть типов (карбонатный, карбонатно-терригенный, терригенный, грубообломочный, вулканогенный и смешанный) обращает внимание почти сквозное распространение карбонатных толщ во всех зонах в девоне – среднем карбоне с тенденцией расширения диапазона карбонатного осадконакопления с севера на юг. Грубообломочные толщи в большинстве приурочены к верхнему палеозою, а терригенные – к ордовику-силуру. Вулканогенные образования известны на различных стратиграфических уровнях с концентрацией в Срединном Тянь-Шане на рубеже D_I и в визе-верхнем палеозое, в северном секторе Южного Тянь-Шаня в PZ_{I-2} (в составе офиолитовой ассоциации) и к югу от Зарафшано-Алайской зоны в C_{I-2} и P. Это указывает на генетическое единство указанной территории в PZ и на общую тенденцию ее развития во времени.

Обращает внимание большое количество и продолжительность стратиграфических перерывов, особенно в пределах Срединного Тянь-Шаня и в Южном Тянь-Шане к северу от Сурметашской зоны ; продолжительность перерывов колеблется от века до двух геологических периодов.

При сравнении в пределах северного сектора Южного Тянь-Шаня каледонского и варисского циклов (имеющих сопоставимые продолжительности – 170 и 165 млн.лет – по три геологических периода с кембрия по силур и девон-пермь) отмечаются резкое сокращение продолжительности зрелой, или предорогенной, стадии варисского цикла (примерно 4 млн.лет против 90 млн.лет) при сопоставимой продолжительности начальной стадии (90 и 80 млн.лет), а также резкое обеднение набора формаций зрелой стадии. Если в каледонском цикле в терригенной надформации выделяются эпидная, флишевая (или флишоидная), граувакковая, полимиктовая алеврито-песчаная формации, то в варисском цикле – только флишевая или флишоидная формация. Это указывает на различия планетарных тектонических циклов в развитии полициклических складчатых сооружений.

Во многих тектонических зонах палеозоид Западного Тянь-Шаня выявляется лептогеосинклинальная стадия их развития в "доплишевом" периоде (в собственно начальной стадии), а в южном секторе Южного Тянь-Шаня – каледонские миогеосинклинальная в южных зонах, хемиэвгеосинклинальная в Южногиссарской зоне и варисская эвгеосинклинальная стадии развития.

В орогенный этап бывшие эвгеосинклинальные прогибы эволюционировали в складчато-надвиговые (шарьяжного типа) поднятия с базальтоидного состава мелкими и редкими интрузивами, бывшие хемиэвгеоантиклинальные поднятия – в сложно-складчатые сводово-глыбовые поднятия с габбро-гранитным интрузивным рядом ; бывшие островные дуги – в складчато-надвиговые (чешуйчатого типа) поднятия с интенсивным гранитоидным магматизмом поясового типа. К концу орогенного этапа наметились три типа прогибов : молассовый тыльный (Карачатырский), флишево-молассовый внутренний (Сурметашский) и флишево-молассовый передовой Предъюжнотяньшаньский (Дарваз-Зеравшанская и Кашайхумб-Сауканская зоны с их западным продолжением через Юго-Западное Приаралье и Восточный Устюрт). Тыльный прогиб по возрасту древнее передового. К концу орогенного этапа в ЮТШ образовалась гранитная кора, а в остальных регионах (где образование ее началось значительно раньше) завершилось ее формирование.

Одновозрастные тектонические движения – складчатые и разрывные – проявляются не всегда повсеместно, чаще же это отмечается в группах структурно-формационных зон, в отдельных зонах или даже их частях.

Большинство пологих надвигов в Южном Тянь-Шане относится к эвгеосинклинальным Туркестано-Алайской, Карачатырской и Восточно-Алайской зонам и не распространяется на зоны других тектонических типов. Предполагаемое некоторыми геологами аллохтонное положение эвгеосинклинальных и близких к ним зон на неглубоко залегающем автохтоне делает непонятной специфику позднегеосинклинального (орогенного) магматизма, явно "наследующего" общие тенденции развития вмещающих его зон в раннегеосинклинальный

период. Обнажающиеся деформированные фрагменты эвгеосинклинальных и других типов зон Западного Тянь-Шаня обладают существенными своеобразиями разрезов, являются самостоятельными и развивающимися "на месте" (в том же порядке, в котором они наблюдаются сейчас) и образуют в целом тектонический профиль асимметричного геосинклинального сооружения полного строения.

Выявленные поперечные разломы разделяют Западный Тянь-Шань на сегменты (рис.I) и отражают ступенчатые продольные изменения,

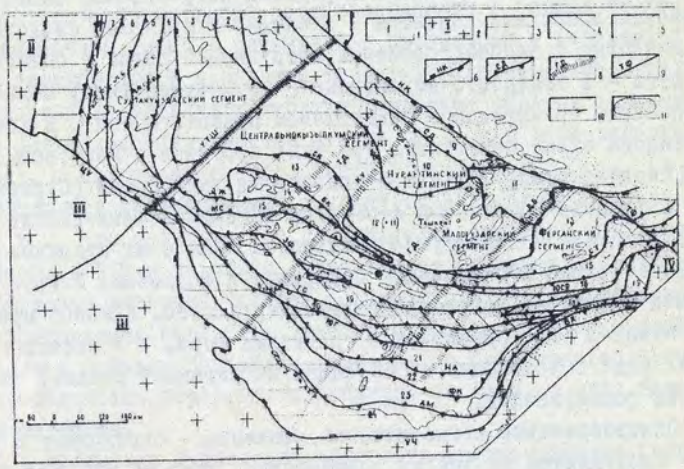


Рис.I. Схема структурно-формационного районирования палеозоид западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня.

Условные обозначения. I – структурно-формационные зоны (I – Байконурская, 2 – Тобольско-Кушмурунская, 3 – Валерьяновская, 4 – Денисовская, 5 – Зауральская, 6 – Иргизская, 7 – Урало-Тобольская, 8 – Магнитогорская, 9 – Каратау-Нарынская, I0 – Сырдарьинская, II – Чаткало-Нарынская, I2 – Бельтау-Кураминская, I3 – Карачатырская или Северо/букантауская, I4 – Южнобукантауская, I5 – Туркестано-Алайская, I6 – Сурметашская, I7 – Зарафшано-Туркестанская, I8 – Восточноалайская, I9 – Зарафшано-Алайская,

20 – Южногиссарская, 2I – Байсунская, 22 – Кургантюбинская, 23 – Кугитангская или Дарвоз-Заалайская, 24 – Южноамударьинская или Калайхумб-Саукоайская) ; 2 – части докембрийских срединных массивов (I – Тургайско-Сырдарьинского, П – Североустюртского, Ш – Каракумского, IУ – Таримского) под платформенным или квазиплатформенным чехлами. Типы докембрийской коры : 3 – зрелая континентальная, 4 – переходная, 5 – океаническая. Глубинные разломы : 6 – ограничивающие Срединный и Южный Тянь-Шань (НК – линия Николаева, СК – Северокызылкумский, Уч–Учаджинский) ; 7 – разделяющие структурно-формационные зоны, с севера на юг.: СД – Сырдарьинский, ЮС – Южносырдарьинский, БК –Букантауский, СТ – Североката ранский, ДЖ – Джаманкумский, МС – Мурунтау-Северонуратинский, ЮСР – Южносурметашский, НА – Новабадский, ФК – Фараб-Кулябский, АМ – Амударьинский, ВХ –Вахшский) ; 8 – основные поперечные "антитяньшаньские" (УТШ – Урало-Тяньшаньский, ТД – Тузкойско-Джертасский, КУ – Каракульско-Учбашский, ГД – Гузарско-Джизакский, ШЛ – Ширабадско-Ленинабадский, ДБ – Душанбинско-Бозбутауский); 9 – Региональные разломы (УТШ – Урало-Тяньшаньский, ЦУ – Центральноустюртский, ТФ – Таласо-Ферганский); I0 – Сдвиги и направление движения по ним; II – Выходы домезозойских образований на поверхность.

обычные для протяженных поясов. Поперечные разломы проявляются в смене вдоль них простираний структур, появлении или выклинивании структурно-формационных зон и подзон, резких изгибах их контуров, изменении мощностей и литолого-петрографических ассоциаций пород, различной интенсивности и характера фаз складчатости, интрузивного магматизма и металлогении, что позволяет квалифицировать их как глубинные разломы раннего заложения. В обнажениях они не фиксируются и устанавливаются только при анализе геологических материалов.

В Зарафшано-Туркестанской зоне наблюдается ступенчатое погружение ее докембрийского основания и увеличение мощности отложений $O - S$ с запада на восток. Контрастность этого погру-

жения в орогенный этап развития Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали в значительной степени снивеллировалась, о чем свидетельствуют наблюдавшиеся ныне выходы C_{I-2} примерно на одном гипсометрическом уровне на всем простирании Зарафшано-Туркестанской зоны. Это может быть объяснено лишь допущением, что более интенсивное погружение отдельных районов геосинклинальных систем в геосинклинальный этап влечет за собой больший вертикальный размах складчатых процессов в орогенный этап развития этих районов.

В варисскую складчатую эпоху "антитяньшаньские" разломы закрепили наметившуюся еще раньше тенденцию к оформлению Центрально-Кызыл-Кумского сегмента в качестве поперечного поднятия, Ферганского поперечного погружения, остальных двух - промежуточного положения с той же тенденцией. Орогенный интрузивный магматизм начался с наиболее поднятых сегментов, в опущенном проявились лишь поздние его фазы гранитного и щелочного состава. В этом же направлении увеличивается степень глубинности интрузий (Хамрабаев и др.).

К Центрально-Кызыл-Кумскому сегменту приурочено максимальное расширение зон хемиэвгеоантиклинальных поднятий и толщ предшествующего (байкальского) цикла, составляющих древние ядра. В Ферганском поперечном погружении происходит заметное расширение зон прогибов. Здесь наблюдается максимальное количество и мощность (по латерали и вертикали) базальтоидных вулканитов собственно геосинклинального этапа палеозойского цикла и верхнепалеозойских отложений орогенного этапа, очаг продольной трансгрессии в начале палеозойского цикла ($PZ_1 - S$), более интенсивное проявление преднамюрской и более слабое предпозднебашкирской фаз складчатости. В позднем палеозое в северном направлении от Карачатырской зоны отмечается последовательный захват в прогибание новых территорий (с сохранением интенсивного прогибания в Карачатырской подзоне), а в южном направлении в C_3-P_I максимальные мощности перемещаются на юг Туркестано-Алайской зоны и в Сурметашскую зону. В P-T максимальное прогибание (до 9000 м) переместилось уже в Дарваз-Заалайскую (Кугитангскую) и Калайхумб-Сауксайскую (Южномударьинскую) зоны, примыкающие непосредственно

но к Каракумскому массиву (продолжение Русской платформы), т.е. по своему пространственному положению, возрасту и мощностям пермско-триасовые южные прогибы аналогичны краевым (передовым) прогибам на границах платформ и геосинклиналей. Отложения представляют собой верхнюю морскую и континентальную молассу с гипсами, известняками и вулканитами среднего-кислого состава.

Сильная закрытость Султануиздагского сегмента не позволяет достоверно выявить все его тектонические особенности. Развитые в его пределах палеозойские образования гор Султануиздаг больше похожи на таковые Южного Урала. Многие исследователи пришли к выводу о направлении раннепалеозойской трансгрессии первой половины палеозойского цикла с юга на север в пределы Южного Урала. Указанное выше в сочетании с широким площадным распространением, большей мощностью PZ_3 флишево-молассовых накоплений (образующих даже периклинальный прогиб на Южном Урале) и PZ_2 базальтоидных вулканитов (Султануиздаг) позволяет отнести этот сегмент к поперечному погружению.

На примере современных геосинклинальных областей (к которым относятся океаны и бассейны с корой океанического типа) поперечные разломы можно отождествить с трансформными разломами.

Эвгеосинклинальный магматизм варисского цикла южного сектора Южного Тянь-Шаня, развивавшийся на зрелой континентальной коре, характеризуется развитием на миогеосинклинальном каледонском основании, предшествующем эвгеосинклинальному вулканизму, внедрением гранитоидных интрузий, началом вулканизма вулканитами дацито-липаритовой формации, повышенным содержанием кислых разностей. Не менее значительным является для южного сектора Южного Тянь-Шаня орогенный и, особенно, позднеорогенный магматизм.

Зарафшано-Алайскую и Южногиссарскую структурно-формационные зоны, с одной стороны, сближают с зонами южного сектора интенсивное предтурнейское несогласие, гранитоиды D_3, согласный разрез отложений O-D, в Южногиссарской зоне - вулканогенный разрез C_1. С другой стороны, с северным сектором общими являются флиш O-S Зарафшано-Алайской зоны (Ягнобская подзона) и флиш

D_3 Южногиссарской зоны, наличие вулканитов в толще $O-S_1$. Приведенные особенности свидетельствуют о переходном характере этих двух зон между северным и южным секторами. Каледонский вулканизм кислого-среднего состава указывает на вероятное присутствие доордовикской "гранитной" коры, хотя в пределах этих двух зон она в обнажениях достоверно не установлена (докембрийские гранито-гнейсовые толщи обнажаются в смежной с юга Байсунской зоне). Таким образом, Зарафшано-Алайская и Южногиссарская зоны являются переходными, пограничными между секторами с океанической и континентальной корой.

В Южногиссарской зоне из общей мощности PZ образований 15700 м вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи составляют 12000 м (80%). Таким образом, в палеозое она функционировала как интенсивно магмогенерирующая зона, особенно в варисский цикл развития (мощность толщ с вулканитами 9600 м или 85% против 2300 м или 52% в $O-S_1$) в сочетании с PZ_3 гранитоидными интрузивами, в том числе Гиссарским плутоном. При этом в варисский цикл вулканизм проявился как в собственно геосинклинальный этап (турнейско-башкирские андезито-базальтовые вулканиты – 5400 м), так и в орогенный этап (дацито-липаритовая формация P-T, 4200 м).

Легко проследить вероятную аналогию Южногиссарской зоны с внутренней (собственно андезитовой вулканической), Зарафшано-Алайской зоны с внешней (амагматичной или слабо магматичной) островными дугами : интенсивный вулканизм в среднем андезитового состава и гранитоидный магматизм, сходство химического состава основных лав с подобными в океанах, положение на границе эв- и миогеосинклинальных секторов, сходство магнитного и гравитационного геофизических полей, промышленная оловоносность Зарафшано-Алайской зоны (м-ние Карнаб и др.). По аналогии с островными дугами можно предполагать развитие упомянутых зон на коре переходного типа, что хорошо объясняет приведенные выше их особенности.

К эвгеосинклинальным прогибам (Карачатырско-Северобукантауский, Туркестано-Алайский, Восточноалайский) приурочены проявле-

ния натриевого профиля метаморфизма ; а к смежным с ними хемиэвгеоантиклинальным поднятиям (совместно с которыми они образуют т.н.парные метаморфические пояса) – неравномерный метаморфизм кали-натриевого и калиевого профиля. Далее выделяются Южногиссарский пояс слабометаморфизованных пород и Байсунский пояс с докембрийской мигматит-гнейсовой формацией. Докембрийские офиолитовые формации претерпели метаморфизм низко – и среднетемпературных ступеней, а палеозойские породы – слабый (зеленосланцевый) метаморфизм либо диагенетические изменения. В геоантиклинальных зонах в орогенную (реже предорогенную или переходную) стадии их развития проявляется геотермический (термальный) метаморфизм купольного типа с метаморфической зональностью (Бухарин и др., 1977).

Металлогенический анализ и прогнозирование в пределах Западного Тянь-Шаня необходимо основывать, во-первых, на очевидном наличии "взаимопроникающих" уральского, северопамирского, восточно-тяньшаньского типов полезных ископаемых; во-вторых, исходя из полного латерального профиля геосинклинальной области (платформа-миогеосинклиналь-островные дуги – эвгеосинклиналь-микроконтинент или срединный массив) с типичными эвгеосинклиналями, хемиэвгеосинклиналями и миогеосинклиналями, и, в-третьих, с обязательным учетом продольной ступенчатой (по сегментам) изменчивости протяженного Урало-Тяньшаньского пояса.

Намечающиеся к выделению структурно-металлогенические зоны и подзоны в значительной мере являются и прогнозными, поскольку они, во-первых, позволяют прогнозировать виды полезных ископаемых, еще не установленные в Западном Тянь-Шане, но предполагаемые по специфике истории его тектонического развития, и, во-вторых, отражают особенности размещения эндогенной и экзогенной минерализации не только на поверхностных выходах домезозойского фундамента, но и под альпийским покровом, что значительно увеличивает перспективные площади в Западном Тянь-Шане. Выделенные авторами зоны рассматриваются как единые структурно-металлогенические единицы Урало-Тяньшаньского пояса, сохраняющие на всем протяжении признаки индивидуальных металлогенических осо-

бенностей (Гарьковец и др., 1974).

Следует пересмотреть широко распространенное ортодоксальное применение наблюдающихся ныне в Западном Тянь-Шане геофизических закономерностей к домезозойской тектонике и металлогении этого региона. Представляется необходимым, во-первых, исключить влияние глубинных процессов и эффектов, связанных с образованием и развитием структурных зон Центральноазиатского альпийского поднятия глубинного (400-500 км) заложения и, во-вторых, разработать диагностику типов палеокоры структур геосинклинального этапа в конкретных условиях Западного Тянь-Шаня, на всей площади которого в позднем палеозое происходили интенсивные процессы образования зрелой континентальной коры, вертикальные и горизонтальные перемещения блоков на разных гипсометрических уровнях.

Выявившееся в последние годы покровное строение зон эвгеосинклинальных прогибов обусловливает специфику металлогенического анализа и прогнозирования в их пределах. В частности, с подзонами наиболее вероятна связь эндогенных и экзогенных полезных ископаемых геосинклинального этапа, а полезные ископаемые орогенного этапа будут однотипными уже для всей зоны, тогда как в пределах подзон специфика их, скорее всего, будет связана с литологическим контролем в соответствии с наборами толщ определенного состава. Кроме того, в зонах покровного строения прогнозы на глубину необходимо строить с учетом мощностей конкретных тектонических покровов и частого отсутствия их корней. В меньшей мере это относится к Зеравшано-Алайской зоне с чешуйчатыми надвигами.

А.Е.Довжиков

СТАДИИ РАЗВИТИЯ, ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ РЯД И УСЛОВИЯ СТАНОВЛЕНИЯ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Южный Тянь-Шань вместе с Уралом принадлежит полосе линейных складчатых систем, протягивающейся вдоль внешней южной окраины Урало-Монголо-Охотского складчатого пояса и подчиненной системе разломов, отделяющих этот Трансазиатский складчатый пояс от Русско-Китайского (плацидарного по О.С.Вялову) пояса платформ и платформенных массивов. В отличие от Южного Тянь-Шаня Средний и Северный Тянь-Шань по особенностям развития и структурного плана тяготеют к Казахстанской складчатой области с ее мозаикой геосинклиналей и в разной мере переработанных срединных массивов.

В основе геосинклинальной, а затем складчатой системы Южного Тянь-Шаня лежит система глубинных разломов, разделяющих ее на ряд структурно-формационных зон и обеспечивающих высокую степень дифференцированности тектонического режима системы с момента ее заложения.

Направленность эволюции тектонического режима геосинклинали Южного Тянь-Шаня отражена ее общегеосинклинальным формационным рядом, основные элементы которого тесно связаны со стадиями развития геосинклинали. Этими элементами являются терригенные толщи силура, отвечающие первой стадии, карбонатные и местами вулканогенные толщи девона-нижнего карбона второй стадии и флишоидные толщи верхнего палеозоя, относящиеся к третьей стадии эволюции тектонического режима геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Для первой из них характерен относительно высоко дифференцированный режим прогибания, на второй степень дифференцированности резко ослабевает, особенно в конце и начале стадии, и в пределах Южного Тянь-Шаня широко распространяются карбонатные толщи. На третьей позднепалеозойской стадии энергично прогибаются только отдельные зоны с формированием флишевых прогибов.

Это конкретные стадии эволюции режима данной геосинклинали и они могут лишь сопоставляться со стадиями общей схемы, не сов-

падая с ними. В данном случае первая и вторая стадии отвечают начальным этапам, а третья – средним этапам схемы Ю.А.Билибина. Формации поздних этапов, в данном случае четвертой стадии, в пределах Южного Тянь-Шаня практически отсутствуют (пермские красноцветы Тюлейканской остаточной мульды, Северо-Восточной Ферганы и вулканогенные толщи среднего и кислого состава Курамы и Гиссара, связанные уже с обрамлением складчатой системы Южного Тянь-Шаня). Однако высокая степень дифференцированности тектонического режима, неодновременность развития структурно-формационных зон – прогибов второго порядка – по отношению к геосинклинальной системе приводит к тому, что общегеосинклинальный формационный ряд ни в одном из таких прогибов не реализуется полностью.

На каждой из стадий развития системы доминирует определенная генерация прогибов, в которых формации данной стадии представлены наиболее полно. Если необходимыми критериями выделения зон являются тип разреза, возраст складчатой структуры и особенности структурного плана, то определяющими тип разреза зоны оказываются формации той стадии, на которой этот прогиб развивался наиболее энергично.

На первой стадии в Южном Тянь-Шане активно прогибаются Нуратау-Туркестанская, Тамдинская и Атбашинская зоны и главную мощность типа разреза этих зон слагают мощные терригенные толщи силура. Формации этой стадии имеются, естественно, и в других зонах, но там они резко уступают в мощности и занимают подчиненное положение в формационном ряду этих зон. Так как упомянутые раннегерцинские зоны заканчивают к концу силура свое седиментационное развитие и инверсируют, образуя складчатые ядра ранней консолидации, то формации более поздних стадий в их пределах отсутствуют или редуцированы.

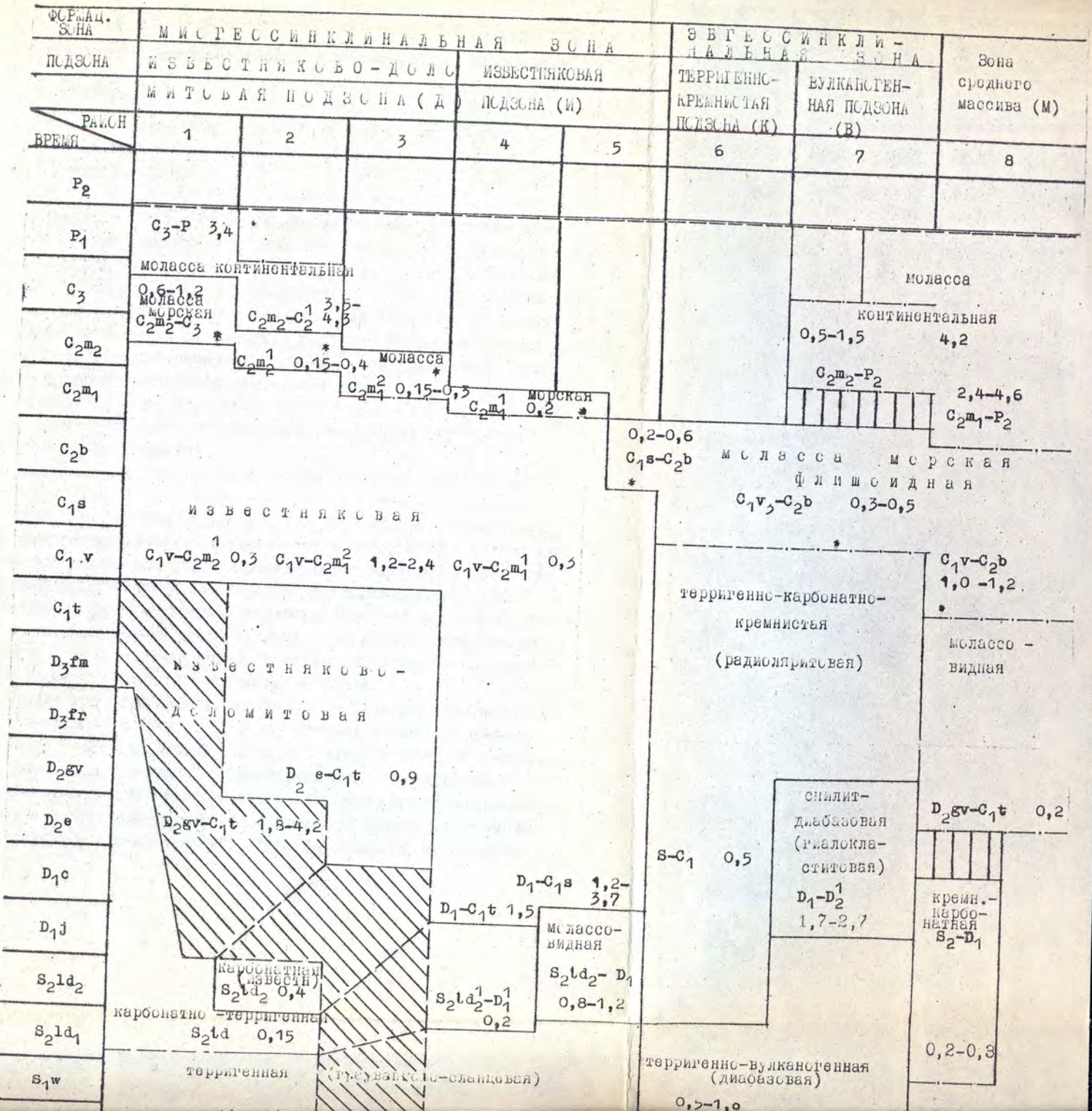
В результате событий, происходящих на границе первой и второй стадии, план расположения прогибов в Южном Тянь-Шане меняется, и энергичное прогибание сосредоточивается в смежных с раннегерцинскими поднятиями и сопряженно с ними развивающихся прогибах второй генерации – среднегерцинских. К ним относятся Зерав-

торая стадии отвечают
лам схемы Ю.А.Билибина.
четвертой стадии, в
зуютвуют (пермские
ды, Северо-Восточной
кислого состава Курамы
ладчатой системы Юж-
ифференцированности
развития структурно-
дка – по отношению к
что общегеосинклиналь-
прогибов не реализует-

доминирует определен-
и данной стадии пред-
и критериями выделения
той структуры и особен-
и тип разреза зоны
ой этот прогиб разви-

ктивно прогибаются
инская зоны и главную
дные терригенные толщи
ественно, и в других
ти и занимают подчинен-
. Так как упомянутые
илура свое седимента-
ладчатые ядра ранней
адий в их пределах

границе первой и вто-
жном Тянь-Шане меняет-
тся в смежных с ранне-
развивающихся прогиб-
ним относятся Зерав-



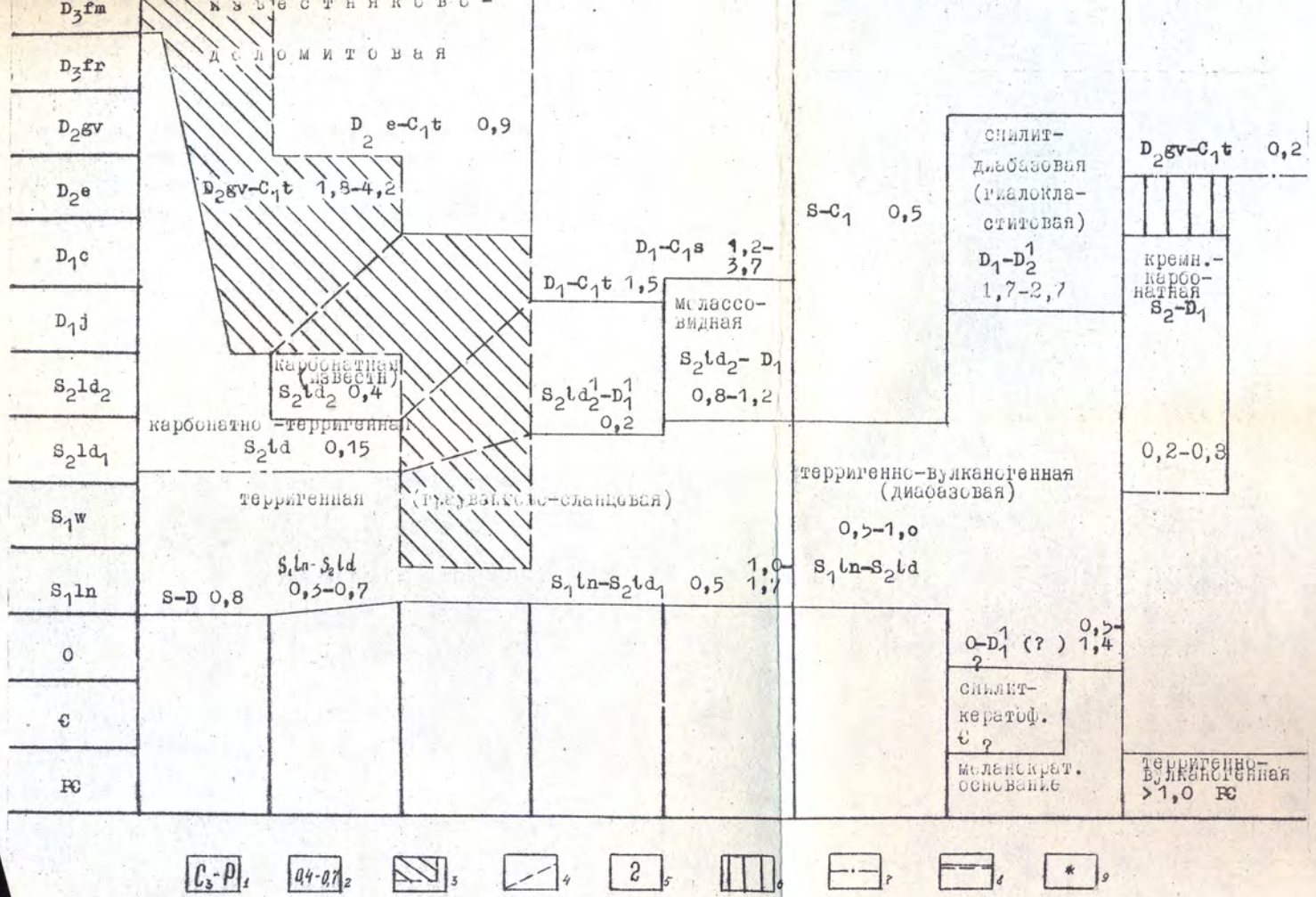


Рис.2. Идеализированная формационная схема Алайского хребта. Условные обозначения для рис.I,2 : I – возраст формаций ; 2 – мощность формаций в км ; 3 – геосинклинальные формации (а – область предполагаемого распространения формации) ; 4 – условные границы формаций ; 5 – районы (I – правобережье р.Коксу-западная, пер.Шимэнбель ; 2 – р.Сурметэш, верховье р.Исфайрам ; 3 – г.Катрэнбаши ; 4 – г.Ишметэу, пер.Бель-Мазар ; 5 – г.Яурунгуз, Катрэн-Тэу ; 6-7 – ур.Сартэле, п.Вуадиль, Учкурган, г.Карачатыр, р.Киргиз-Ата ; 8 – п.Шурэн, Баткен, г.Карачатыр ; 6 – индексы подзон и зон, показанные на фиг.4 ; 7 – нижняя-морская флишоидная молассо ; 8 – олистостромовый комплекс ; 9 – верхняя-субконтинентальная молассо (а – на автохтоне, б – на аллохтоне) ; IO – размыв ; II – фазы складчатости и угловые несогласия.

шано-Алайская, Туркестано-Алайская, Баубашатинская, Аксайская и Джангджирская зоны, главную мощность разреза которых составляют карбонатные и вулканогенные формации второго элемента общегеосинклинального ряда и второй стадии эволюции тектонического режима геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, охватывающей девон и ранний карбон.

К началу среднего карбона испытывают инверсию среднегерцинские прогибы и на их месте возникают складчатые поднятия, примыкающие к раннегерцинским сооружениям и увеличивающие консолидированные площади. Снова происходит перестройка плана расположения прогибов геосинклинальной системы, и седиментация сосредотачивается главным образом в глубоких позднегерцинских прогибах третьей генерации, располагающихся на периферии геосинклинали и между зонами более ранней консолидации и заполняющихся мощными терригенными флишоидными толщами верхнего палеозоя. Большинство из них приобретает складчатую структуру в позднем карбоне и ранней перми. Этими событиями заканчивается становление складчатой структуры Южного Тянь-Шаня.

Таким образом, от стадии к стадии развития Южно-Тянь-Шаньских герцинид идет непрерывно-прерывистый процесс становления их осадочной и складчатой структуры. В этом процессе нельзя выделить общегеосинклинальную демиссионную и инверсионную стадии или момент так называемой общей инверсии, хотя общая направленность геосинклинального процесса очевидна. Последовательные этапы накопления осадков и инверсии с формированием складчатой структуры существуют только для элементарных прогибов геосинклинальной системы – ее структурно-формационных зон, являющихся структурами второго порядка по отношению к системе.

В ходе развития геосинклинали Южного Тянь-Шаня оказываются тесно связанными в одну систему как явления первого и второго порядков : геосинклинальный период и стадии развития геосинклинали, общегеосинклинальный формационный ряд, его элементы и главная мощность типа разреза зоны, геосинклинально-складчатая система и структурно-формационные зоны. Эта достаточно строгая и естественная связь элементов структуры, времени их развития и

вещественного состава по существу является теоретической основой тектонического районирования складчатой системы Южного Тянь-Шаня.

Важным результатом этих особенностей развития геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня является неодновременность, следовательно, в известной мере и независимость формирования складчатой структуры ее зон. Так как структурно-формационные зоны геосинклинали испытывают инверсию неодновременно и формирование складчатости в смежных зонах разделено значительным промежутком времени, то мы можем, с одной стороны, рассматривать складчатость отдельной зоны как процесс, в общем независимый от смежных зон, с другой, связывать возникновение инверсии с историей данного прогиба. Процесс инверсии и формирования складчатой структуры в каждой из зон протекает в основном независимо от других зон и каждая из них обладает собственным структурным планом. Вследствие этого складчатые зоны по особенностям своего строения весьма индивидуальны. Эти различия настолько велики, что в пределах Южного Тянь-Шаня нельзя обнаружить достаточно сходных зон. Особенности структурного плана каждой из зон определяются ее общим простиранием, формой и распределением по площади зоны активных поднятий, направлением движения масс, положением разломов, распределением в разрезе зоны толщ с различными механическими свойствами и многими другими признаками, тесно связанными с спецификой ее истории. Вместе с тем структурно-формационные зоны являются элементарными прогибами единой геосинклинали, и особенности истории каждой из них тесно связаны с общим ходом ее развития, а их расположение и форма определяются структурным планом геосинклинали. Точно также многообразие конкретных условий формирования инверсионных складчатых структур в отдельных зонах подчинено нескольким довольно простым закономерностям, отчетливо выступающим при сопоставлении этих условий в различных зонах.

Выяснить общность условий формирования складчатости в различных зонах в значительной мере поможет анализ направлений движений масс или вергентности структур. Направление движения масс, устанавливаемое по наклону осевых поверхностей складок, перемещению по надвигам чешуйчатых блоков, а и иногда по резко

преобладающим направлениям падения толщ, указывает на направление градиента падения давлений, существовавших при формировании складчатости. Изучение вергентности структур и времени их образования дает возможность выяснить пространственное положение и время существования зон повышенных давлений, возникающих в процессе развития геосинклинали, т.е. по-существу реальных динамических условий развития складчато-чешуйчатых дислокаций Южного Тянь-Шаня. Анализ на этой основе внутренней структуры зон свидетельствует, что локальные зоны повышенных давлений возникали в разное время, в различных частях геосинклинали и их положение и ориентировка тесно связаны с формой соответствующих прогибов.

Для внутренней складчатой структуры зон Южного Тянь-Шаня характерны линейные антивергентные антиклинории с пологим залеганием зеркала складчатости, возникающие в процессе инверсии прогибов различных генераций. Движение масс в них направлено от осевой зоны антиклинория к периферии и в поперечном сечении они представляют веер чешуй и складок. Это не единственный тип складчатых структур Южного Тянь-Шаня, но достаточно широко распространенный, чтобы считать его ведущим для инверсионной складчатости. В поперечном разрезе эти инверсионные складчато-чешуйчатые поднятия имеют синклинальноподобную форму и вполне отвечают модному в настоящее время, но довольно безликому термину "синформа".

Объем статьи не позволяет дать достаточно полный обзор складчатой структуры зон Южного Тянь-Шаня, но некоторые примеры хотелось бы привести.

Наиболее хорошо и правильно развиты антивергентные инверсионные поднятия в Центральном Таджикистане. Здесь в пределах Зеравшано-Алайской зоны в конце среднего палеозоя возникают два антиклинория - Северо-Гиссарский и Зеравшанский. К северу от них, в Туркестанском хребте, располагается аналогичная, но более древняя додевонская структура, а к югу в Гиссарском хребте - более молодой, послесреднекаменноугольный Южно-Гиссарский антиклинорий.

В пределах Северо-Гиссарского антиклинория отчетливо выделяются осевая зона и крылья. Осевая зона образована рядом кулисо-

образно расположенных синклиналей, разбитых серией продольных вертикальных разрывов с небольшими амплитудами перемещения. Каждая из таких синклиналей относительно приподнята и надвинута по крутым надвигам к северу и югу в стороны крыльев при общем субширотном простирании и представляет собой самостоятельно выдвигающийся блок. Протягиваясь одна за другой, эти синклинали образуют осевую зону инверсионного поднятия, внешним очертанием которой подчинены конфигурация и простирания чешуй крыльев антиклинория. Крылья образованы пакетами крутопадающих чешуй, последовательно надвинутых друг на друга с движением масс от осевой зоны, т.е. антивергентным. Так как в соседних крыльях смежных антиклинориев чешуи направлены навстречу друг другу, то между ними располагаются относительно узкие зоны встречных надвигов. Эти разделяющие антиклинории узкие зоны встречных надвигов имеют депрессионную природу, что часто подчеркивается развитием в них более молодых, чем в антиклинориях, отложений. Такова узкая Каракульская верхнепалеозойская депрессия, разделяющая смежные крылья Северо-Гиссарского и Южно-Гиссарского антиклинориев. Сложенные преимущественно карбонатами среднего палеозоя чешуи их крыльев надвигаются с севера и юга на песчаники и сланцы верхнего палеозоя, образуя типичную "антиформу".

Отдельные звенья межантиклинорных зон встречных надвигов также кулисообразно подставляют друг друга, разделяясь диагональными перемычками. В Ц.Таджикистане и в Южной Фергане межантиклинорные зоны являются региональными рудоконтролирующими структурами для сурьмы и ртути. Несмотря на крутые падения чешуй в крыльях, зеркало складчатости в подобных антиклинориях залегает полого и имеет слабовыпуклую или слабовогнутую форму, немногим отличающуюся от первичной седиментационной структуры прогиба.

Складчато-чешуйчатая структура инверсионного антиклинория последовательно развивается в пространстве со временем. Так чешуи Северо-Гиссарского антиклинория во внутренних частях Зеравшано-Алайской зоны резко несогласно перекрываются средневизейскими отложениями, а внешние чешуи его южного крыла надвигаются на верхний палеозой.

Подобные соотношения, характерные и для аналогичных структур в других районах Южного Тянь-Шаня, указывают на постепенное разрастание в начале узкого инверсионного поднятия и на постепенный захват им периферических частей прогиба. Узкие полосы энергичных дислокаций на границе поднятие-прогиб, представляющие собой фронты складчатости, по мере разрастания инверсионного поднятия продвигаются к периферии прогиба, оставляя за собой чешуи и складки и формируя крылья антиклинория.

Очень характерно строение Восточно-Алайского антиклинория, развивающегося на структурном замыкании прогиба восточной части Зеравшано-Алайской зоны, обусловившем дугообразные изгибы простираний в его северной части. Структурный рисунок на этой схеме отражают детальные карты А.В.Ягошкина и В.Л.Клишевича.

Наиболее глубокая внутренняя часть прогиба с мощными отложениями среднего палеозоя окаймлена подзоной сокращенных разрезов азванского типа и отделена от нее дугообразным разломом. Инверсионный процесс начинается во внутренней части зоны поднятием Сугутско-Кокшаинского блока и в дальнейшем распространяется на север вдоль осевой части прогиба. Последовательно поднимающиеся блоки осевой зоны имеют вид синклиналей, погружающихся к югу и располагающихся на одной оси. Северная часть каждого из блоков центробежно надвигается по дугообразным надвигам на южную часть следующего к северу блока. Структурно-пространственные соотношения позволяют видеть в процессе формирования осевой зоны по крайней мере три стадии. По завершении этого процесса возникшее центральное поднятие, разрастаясь уже как единое целое, начинает захватывать периферические части прогиба, формируя пакеты чешуй и складок крыльев антиклинория. В Восточном Алае имеются и стратиграфические подтверждения развития этого процесса во времени. Его внутренняя часть лишена отложений верхнего палеозоя, а для западного края осевой зоны Г.С.Поршняков указывает на резко несогласное налегание грубообломочного среднего карбона на средний палеозой. По периферии антиклинория флишоидные толщи верхнего палеозоя участвуют в чешуях вместе со среднепалеозойскими отложениями.

Яссинская зона представляет собой огромный купол, имеющий около 80 км в поперечнике с центростремительным, синвергентным движением масс. В его пределах на среднепалеозойских отложениях согласно залегают верхнепалеозойские флишоидные толщи. Наиболее интересно, что средневерхнекаменноугольный флиш распространен только по периферии зоны, а в ее внутренней части прямо на средний палеозой налегают нижнепермские толщи. Сначала, сопряженно со смежными среднегерцинскими поднятиями, в позднепалеозойское погружение были вовлечены окраины этой зоны, осадконакопление в которых прекратилось к началу перми. К этому моменту стала прогибаться внутренняя часть зоны, где и сосредоточены нижнепермские отложения. Таким образом, в течение позднего палеозоя в Яссинской зоне от краев к центру прошла волна погружений и поднятий. В этом же направлении шло и движение масс при формировании складчатости, создавшее своеобразную синвергентную куполовидную структуру, в ядре которой на среднем палеозое залегают более молодые отложения, чем по ее окраинам.

Многообразие инверсионных структур различных зон Южного Тянь-Шаня чрезвычайно велико. Так, структура Туркестано-Зеравшанской подзоны представляет собой асимметричный антивергентный антиклинорий со складчатыми крыльями. В пределах Туркестано-Алайской зоны ведущими являются два складчато-чешуйчатых антиклинория : Охнинско-Талдыкский и Ходжачканский. Структура Аксайской зоны – это широкая спокойная синклиналь, отчетливое антивергентное движение масс в которой выражено только по ее окраинам. Джангджирская зона представляет собой антивергентный антиклинорий со слегка вогнутой формой зеркала складчатости и с надвиганием синклинальных блоков, как и в Восточном Алае, вдоль оси антиклинория к востоку.

Майдантагская зона – моновергентный пакет чешуй и складок с движением масс к югу, в сторону Таримского массива. Кокшаальская зона – сочетание крупных брахиморфных антиклиналей с чрезвычайно сложной складчатостью в мощных флишоидных толщах на их крыльях. Однако и здесь движение масс вовсю направлено из депрессионных зон к сводам антиклиналей, даже тогда, когда они

протягиваются поперек общего широтного простирания Кокшаальской зоны.

Несмотря на все это многообразие структурных планов и условий развития складчато-чешуйчатых структур зон Южного Тянь-Шаня, отчетливо вырисовывается одна общая закономерность. Движение масс направлено от активно развивающихся в данный момент поднятий к тектонически пассивным элементам структуры. К последним могут относится прогибы, еще не охваченные инверсионным процессом, испытавшие инверсию и консолидированные поднятия, относительно устойчивые зоны сокращенных разрезов, срединные массивы, обрамление геосинклинали и др.

Н.М.Синицыным было показано, что процессы инверсии и формирования складчатой структуры неразрывно связаны друг с другом во времени. Трудно не видеть здесь и причинной связи явлений, тем более, что форма поднятий и структурный план складчатой зоны достаточно тесно связаны с формой и особенностями строения предшествовавшего им прогиба.

Инверсионно-складчатые поднятия по своей природе глубоко отличны от обычных поднятий, возникающих при колебательных движениях, и представляют особую форму тектонических движений в геосинклинали. В процессе развития прогибов смена знака движений возникает неоднократно. При этом появляются охватывающие ту или иную площадь перерывы в осадконакоплении, подзоны с сокращенными разрезами и другие конседиментационные структуры, свидетельствующие об отдельных эпизодах в истории развития прогибов. Эти движения обратимы и только на короткое время нарушают основную тенденцию развития – прогибание, накопление осадков и формирование слоистой структуры осадочных комплексов. В складчатости эти комплексы участвуют как единое целое. Только инверсия превращает прогиб в устойчивое складчатое поднятие, которое в течение данного геосинклинального периода уже никогда не подвергается прогибанию. Возможно лишь возникновение наложенных прогибов нового структурного этажа с другими очертаниями и границами.

Таким образом, инверсионные поднятия – это особый тип поднятий, сопровождающихся энергичными дислокациями конседиментя-

ционной структуры прогиба, которые развиваются по особому плану. В этом смысле инверсия тектонического режима это не просто смена знака движений, а процесс, тесно связанный с возникновением на месте прогиба тектонического новообразования - складчатой зоны. В необратимости инверсионных складчатых поднятий по-существу и заключается так называемая "консолидация", отвечающая состоянию относительного покоя, который наступает после инверсионного процесса, поглотившего накопленную глубинную энергию прогиба.

В настоящее время трудно говорить о причинах инверсионного процесса и об изменениях, возникающих при инверсии на глубине. Для этого необходимо изучение инверсионных структур с различной глубиной эрозионного среза, в том числе и таких, где в пределах инверсионного поднятия вскрыто кристаллическое основание.

Проведенный анализ складчатой структуры Южного Тянь-Шаня, показывает, что для объяснения процессов, вызывающих инверсию нужна модель, учитывающая как особенности седиментационной структуры прогибов, так и роль глубинных источников энергии. Таким требованиям могли бы удовлетворить процессы, связанные с экранированием и накоплением глубинного тепла в относительно высоких горизонтах гранитно-метаморфического слоя под покровом осадочных толщ с их низкой теплопроводностью.

Данное краткое сообщение, в соответствии с общей задачей совещания, имело целью показать, что процессы развития геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, общей эволюции ее тектонического режима, образование комплекса осадочных формаций и их пространственное распределение, замыкание ее элементарных прогибов и формирование складчатой структуры представляет единую причинно обусловленную цепь явлений.

Изучение складчатой структуры методом анализа вергентности открывает интересные и еще недостаточно используемые возможности. При этом выясняются условия формирования складчатости, ее динамика, возникает представление о высокой степени дифференцированности складчатого процесса и о его развитии в пространстве со временем путем продвижения фронтов складчатости в процессе ста-

новления инверсионных поднятий.

В.Д.Брежнев

ЗАЛОЖЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (НА ПРИМЕРЕ НУРАТАУ-ТУРКЕСТАНСКОГО РЕГИОНА)

Одним из актуальных в региональной геологии Южного Тянь-Шаня является вопрос о времени заложения этой палеозойской геосинклинали и оценка геологической обстановки, предшествующей и сопутствующей этому событию.

Южно-Тянь-Шаньская геосинклинально-складчатая система, занимающая самое южное положение в центральном сегменте Урало-Монгольского складчатого пояса, имеет протяженность более 2500 км при ширине 150-250 км. В ее пределах выделяются два крупнейших структурных элемента (системы зон, по А.Е.Довжикову и др.,1968), имеющих форму обращенных к югу дуг. Западная Кызылкумо-Алайская и восточная Ферганско-Кокшаальская дуги представляют собою структурно вполне самостоятельные группы зон. В Кызылкумо-Алайской дуге намечаются три сектора (с запада на восток) : Кызылкумский, Нуратау-Туркестанский и Туркестано-Алайский.

Принято считать, что геосинклиналь в Южном Тянь-Шане заложилась в начале силура, а в раннем палеозое здесь существовали условия, близкие к условиям подвижных платформ. Данный тезис, впервые обоснованный в 1949 г. Н.М.Синицыным (1960) и получивший дальнейшее развитие в работах его учеников и последователей, требует в наше время дифференцированного рассмотрения. Он, безусловно, справедлив для Ферганско-Кокшаальской группы зон Южного Тянь-Шаня и в значительной мере для Туркестано-Алайского сектора, охватывающего восточную треть Кызылкумо-Алайской группы зон. Однако уже западнее, в пределах Нуратау-Туркестанского сектора Южного Тянь-Шаня, в хребтах Северный и Южный Нуратау, горах Мальгузар,

Гобдунтау и Туркестанском хребте, в последние годы З.М.Абдуазимовой, Т.И.Хайруллиной, И.А.Пяновской, М.М.Посоховой, А.Н.Голиковым и нами были получены доказательства широкого развития толщ кембрия и ордовика, выделенных из состава силурийских отложений, которые обычно помещались в основании геосинклинального разреза. В пределах данного региона нами был составлен ряд детальных геологических профилей вкрест простирания геосинклинали с описанием складчатых и разрывных деформаций, изучены вещественный состав и строение стратиграфических разрезов, проведена их корреляция. Это позволило свести все многообразие свит и толщ кембрия, ордовика и силура, включающих более 300 стратиграфических подразделений, к крупным геологическим телам - формациям. Полученные материалы дали возможность по новому рассмотреть историю заложения и динамику развития геосинклинали в пределах этой части Южного Тянь-Шаня с корреляцией седиментационных, тектонических, магматических и метаморфических процессов в интервале нижний палеозой - силур.

На основании имеющихся данных представляется возможным наметить в раннем палеозое и силуре 3 основных этапа в формировании этой части геосинклинали. Для I этапа характерен процесс заложения в алданском веке первично-геосинклинального осевого прогиба и активного его развития в течение всего кембрийского периода. II этап дифференцированного прогибания геосинклинали происходил от раннего ордовика до середины лландовери. III этап охватывает время возникновения и роста геоантиклинального поднятия и последовательного центробежного разрастания геосинклинали, т.е. интервал от конца лландовери до раннего венлока, а местами в окраинных остаточных прогибах до начала лудлова.

Прежде чем перейти к дальнейшему рассмотрению, необходимо сказать об условиях, предшествующих заложению геосинклинали, поскольку в пределах данной части Южного Тянь-Шаня выходов пород комплекса основания нет. В конце позднего докембрия - самом начале палеозоя здесь, видимо, существовали квазиплатформенные условия, накапливались эпиконтинентальные отложения. Этот вывод сделан нами на основании косвенных данных в результате изучения геохимических особенностей пород базальной доломитово-известняково-олигомиктово-глинистой формации. Было выяснено, что во всех без исключения разрезах этой формации, а было изучено около пятидесяти ее разрезов на площади почти 40 тыс.км^2, породы весьма сходны между собой по характеру корреляционных связей между химическими элементами. Результаты анализов, обработанные на ЭВМ в ИВЦ ВСЕГЕИ по программе "многократная корреляция" (Ю.К.Бурков,1971) показали, что установленные в породах формации группы малых элементов характеризуются во всех случаях наличием двух тесных ассоциаций. Одна из них объединяет Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Sc, а по отношению к ней формируется другая антагонистическая ассоциация, в состав которой постоянно входит Mn и Sn и очень часто Pb. Таким образом, в терригенных породах этой формации оказалось корреляционно отражена геохимическая характеристика той геологической обстановки, которая предшествовала накоплению базальной формации кембрия. Сравнения с известными геохимическими эталонами показывают, что эта обстановка отвечала условиям глубокого и полного химического выветривания пород областей питания и характеризовалась почти недифференцированным тектоническим режимом, что присуще платформенным областям.

Следовательно, данный регион в конце докембрия - начале фанерозоя принадлежал западной окраине Пантаримской платформы. Заложение первично-геосинклинального прогиба произошло в ее пределах в осевой части будущей геосинклинали, по-видимому, в самом начале алданского века раннего кембрия. С этого времени здесь формируется узкий (6-8 км) и протяженный (70-75 км) Сангзар-Арглинский линейный прогиб, со средней скоростью осадконакопления 90 м в I млн.лет, причем прогибание в нем полностью компенсировалось осадконакоплением, о чем свидетельствуют многочисленные признаки мелководья.

Что же представлял собою первичный прогиб в структурном отношении в момент заложения? Была ли это пологая седиментационная структура с медленным и очень плавным увеличением темпа прогибания и осадконакопления, т.е. своего рода эмбриональная складка в теле платформы, с которой, как предполагал еще Э.Арган (1935),

начинается зарождение геосинклинали, или это был асимметричный приразломный линейный прогиб авлакогенного типа, обязанный своим возникновением нисходящим движениям вдоль ветвей Туркестанского разлома? Однозначный ответ на этот вопрос будет неправильным. Во-первых, для этого недостаточно данных. Прежде всего неизвестна подошва базальной формации. Остается невыясненным время заложения Туркестанского разлома. Наконец, нет пока сведений о нижнекембрийских отложениях за пределами первичного прогиба.

Вместе с тем четкая линейность первично-геосинклинального прогиба, большие мощности и значительные средние скорости осадконакопления в раннем кембрии, а также отсутствие краевых фаций и появление редких прослоев туффитов в базальных слоях - явные свидетельства того, что Туркестанский конседиментационный разлом контролировал положение первичного прогиба в пространстве.

Первая, видимо, резкая смена знака движений в этом прогибе произошла в среднем кембрии. Практически повсеместно в разрезах первично-геосинклинального прогиба нет отложений амгинского яруса. Отсутствие толщ, коррелятных размыву, указывает, по нашему мнению, скорее всего на приостановку осадконакопления и на возможное возникновение на месте прогиба кратковременного относительного поднятия, которое по времени формирования отвечает салаирской фазе тектогенеза.

Под влиянием этих движений в майском веке волна трансгрессии охватила обширные квазиплатформенные пространства в рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня. В среднем и верхнем кембрии здесь идет устойчивое, направленное прогибание небольшой амплитуды, происходит становление доломитово-известняково-олигомиктово-глинистой формации. Ее отличают двойственные, противоречивые черты, связанные, по-видимому, с положением в основании геосинклинального разреза и влиянием на него фундамента платформы. В западной Нуратинской части региона базальная формация обладает однотипно построенным разрезом и характеризуется небольшими устойчивыми мощностями (150-250 м) и очень низкими скоростями осадконакопления (V° = 5-10 м/млн.лет). Восточнее, в Туркестанском хребте и горах Мальгузар, темп, амплитуда и контрастность

прогибания значительно возрастают и, как следствие, наблюдаются заметные колебания мощностей. Возникают автономные прогибы вдоль северного и южного ограничений нижнепалеозойской геосинклинали с мощностями до 600-800 м (Раватский и Гобдунтау-Чумкартауский). Но особенно значительные мощности характерны для осевого первичного Санзар-Аргинского прогиба геосинклинали, где они достигают 2000-2500 м.

Таким образом, в пределах Нуратау-Туркестанского сектора геосинклинали наблюдается увеличение дифференцированности тектонического режима в восточном направлении. Включение этой части Южного Тянь-Шаня в прогибание, сопоставимое с геосинклинальным, было плавным, нерезким, неравномерным и отвечало времени становления доломитово-известняково-олигомиктово-глинистой формации кембрия.

В начале тремадокского века завершается I этап развития геосинклинали ; первая частная инверсия приводит к формированию на месте первичного прогиба осевого вала - поднятия, разделившего геосинклиналь Южного Тянь-Шаня на две почти равные части. Рост осевого поднятия хорошо подтверждается появлением в разрезе прослоев кислых вулканитов калиевого ряда (Брежнев и др.,1978).Главный же результат этого события, с которого начинается II этап формирования геосинклинали, состоит в возникновении к северу и к югу от этого поднятия двух новых прогибов, в которых начинают энергично накапливаться осадки мощной глинисто-песчаниковой кварцево-граувакковой формации ордовика - нижнего силура, представленной нижней субвулканической своей частью. Дальнейшая история геосинклинали этой части Южного Тянь-Шаня тесно связана в развитием прогибов 2-й генерации - южным Туркестано-Зеравшанским и северным Мальгузаро-Северотуркестанским. Оба прогиба построены асимметрично. Наиболее энергичное прогибание и соответственно повышенная скорость осадконакопления отличают окраинные части прогибов, примыкающие к осевому валу-поднятию. Рост его контролировался краевыми разломами, движения по которым усиливали амплитуду опускания в смежных частях прогибов 2-й генерации. В дальнейшем области максимального прогибания в них перемещаются соответст-

венно к северу и югу. Резко нарастает темп и амплитуда прогибания, особенно в южном прогибе. Здесь зафиксирована высокая скорость осадконакопления : V^{o} = 140 м/млн.лет, а мощность отложений достигает 1500-1800 м.

В середине лландовери, достигнув "предела прогибания", осевая зона южного прогиба начинает стремительно инверсировать. Примерно в это же время стали проявлять активность ограничивающие в раннем палеозое Южно-Тяньшаньскую геосинклиналь с севера и с юга краевые разломы : Джалаирский и особенно Зеравшанский. Благодаря этому в геосинклинальное прогибание оказались вовлеченными прилегающие территории. С юга, севера и востока заложились прогибы следующего поколения. Происходит, таким образом, центробежное разрастание геосинклинали в поперечном и продольном направлениях. В конце лландовери - начале венлока в северном и южном прогибах 2-й генерации завершается становление глинисто-песчаниковой кварцево-граувакковой формации, с элементами молассоидности и красноцветности в верхней части разреза.

К середине венлока завершился инверсионный процесс и на месте каждого из прогибов возник складчатый антиклинорий веерообразного строения. К концу венлока - началу лудлова в пределах Нуратау-Туркестанского сектора геосинклинали Южного Тянь-Шаня формируется единое крупное геоантиклинальное поднятие.

Тем временем геосинклинальное прогибание, соизмеримое с лландоверийским, смещается на юг. В Зеравшано-Алайском прогибе 3-й генерации идет накопление осадков доломитово-известняковой формации мощностью до 1500 м (V^{o}= 150 м/млн.лет). Фронт геосинклинали продвигается в восточном направлении в пределы смежного Туркестано-Алайского сектора Южного Тянь-Шаня, где формируется своя система прогибов и поднятий, а главные события в них происходят уже позднее, в среднем палеозое.

Таким образом, зарождение и развитие геосинклинальной системы, как это видно на примере истории и динамики развития данной части Южного Тянь-Шаня в раннем палеозое и силуре, - это многостадийный, центробежный процесс последовательного заложения, развития и отмирания группы прогибов разных генераций, взаимосвя-

занных и взаимообусловленных в своем развитии в пределах данного сектора геосинклинальной системы. В последующем на месте каждого из прогибов геосинклинали формируются инверсионные складчатые поднятия, сохраняющие относительную стабильность в более поздние времена. Геосинклинальный процесс мигрирует во времени и пространстве, продвигаясь в течение раннего палеозоя и силура с запада на восток.

К.Л.Волочкович, Е.А.Рогожин

ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРЫ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Дискуссия о строении и истории развития складчатой системы Южного Тянь-Шаня на протяжении 15 лет носит острый характер. Существуют три разные гипотезы : складчато-блоковая (Резвой, 1973 ; Довжиков, 1978 ; Кухтиков, 1968 ; Волочкович, 1973 и др.), раздавливания ранних эвгеосинклинальных прогибов (Поршняков, 1973) и гипотеза доскладчатых шарьяжей (Поршняков, 1973 ; Буртман, 1976 и др.). Соответственно предполагается и разный механизм формирования структуры складчатой системы.

Новые данные по стратиграфии и структуре Алайского хребта (рис.1), полученные в результате детальной геологической съемки и тематических исследований, позволяют на современном уровне провести структурно-формационный анализ района, чтобы установить значимость каждой из гипотез. При систематизации стратиграфического материала выделялись палеозойские геосинклинальный и орогенный комплексы формаций, среди которых можно установить формационные ряды срединного массива, эвгеосинклинальной зоны с вулканогенной и кремнистой подзонами, миогеосинклинальной зоны с известняковой и известняково-доломитовой подзонами. Эти ряды объединяют выделенные ранее Г.С.Поршняковым (1973) и применяющиеся сейчас с соответствующим уточнением типы разрезов. Так, формационный ряд срединного массива включает канонический тип разреза ; ряд вулкано-

генной подзоны - киргизатинский и аравакский типы ; ряд кремнистой подзоны - ташатинский тип ; ряд известняковой подзоны - яруртузский, актурский и частично чаувайский типы и, наконец, ряд известняково - доломитовой подзоны - алайский и катранбашинский типы. Каждый ряд отличается от другого составом, полнотой и мощностями слагающих их формаций, следовательно, и режимом геосинклинального развития.

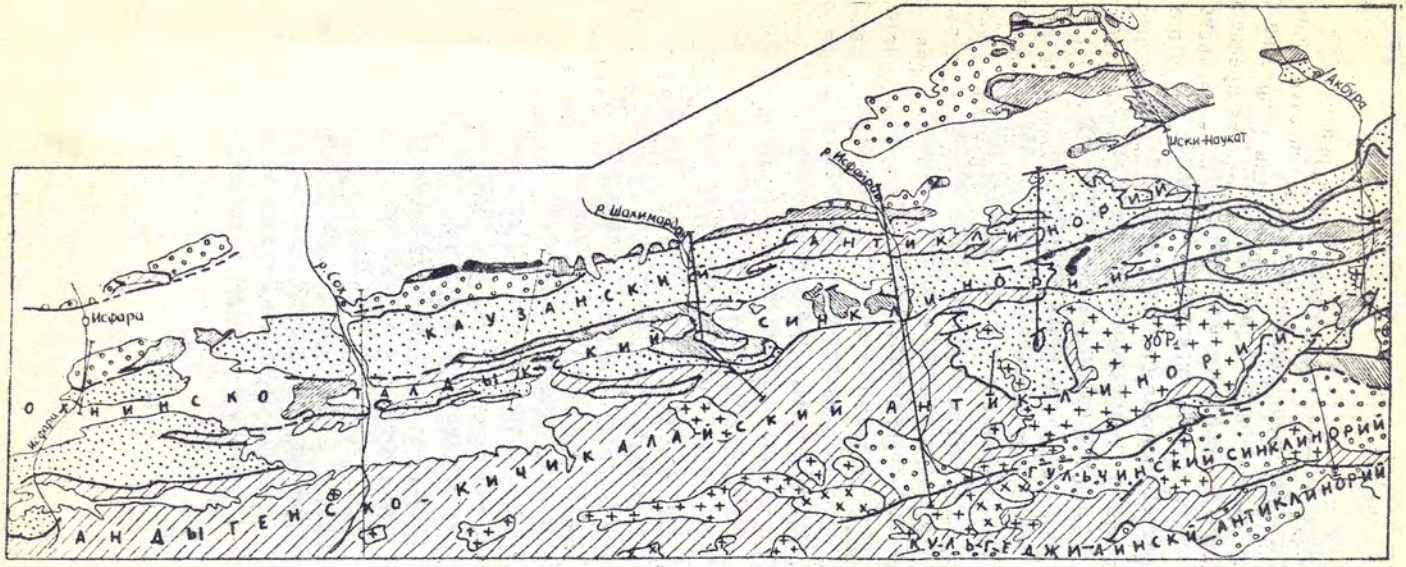
В орогенный комплекс объединены флишоидно-молассовая морская и грубообломочная континентальная молассовая формации. В результате анализа была составлена формационная схема Алайского хребта (рис.2), в которой формационные ряды располагаются в идеализированном порядке типичной геосинклинали (например, по Обуэну, Трюмпи и др) : срединный массив, эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь. Интересен отображенный на схеме факт омоложения нижней возрастной границы молассового комплекса от более внутренних зон геосинклинали к внешним. В зоне срединного массива нижняя флишоидная молассa с олистостромами стала накапливаться с раннего карбона (возможно, со среднего девона). Толщи верхней континентальной молассы формировались со среднего карбона до пермского периода включительно. В эвгеосинклинальной зоне флишоидная молассa имеет уже визейско-башкирский возраст, в известняковой подзоне миогеосинклинальной зоны - башкирско-раннемосковский, а в известняково-доломитовой подзоне - позднемосковский - позднекаменноугольный. Характерно также скольжение во времени складкообразующих движений в том же направлении. Ранние проявления складчатости (средний и поздний девон), отмечающиеся в зоне срединного массива, сменяются более молодыми (ранний карбон) в эвгеосинклинальной и юными (московский век среднего и поздний карбон) в миогеосинклинальной зоне.

Структурные построения позволяют составить пространственное представление о характере складчатости и определить место рассмотренных выше формационных рядов в современной структуре. Вслед за Г.С.Поршняковым выделены крупные складчатые сооружения (эвентивергентные антиклинории и "оинвергентные" синклинории). Характерно, что в пределах одной структуры как вкрест, так и по про-

стиранию наблюдается неоднократная резкая смена одних формационных рядов другими. Слагаемые породами этих рядов протяженные и узкие субширотные блоки разграничены разрывами без признаков переходных формаций даже в случае соседства крайне различных формационных разрезов (например, эвгеосинклинального и миогеосинклинального). Ширина блоков составляет 5-15 км при протяженности 100-300 км. Таким образом, не удается установить корреляцию между крупными складчатыми структурами и какими-либо определенными формационными зонами. Можно сказать только, что разрезы формационных рядов эвгеосинклинальной зоны обычно приурочены к осевым частям синклинориев, а разрезы известняково-доломитовой подзоны миогеосинклинальной зоны занимают в основном, место в осевых частях антиклинориев. Толщи, относимые к известняковой подзоне, располагаются, как правило, в крыльях антиклинориев и синклинориев. Так как имеется несколько таких крупных складчатых структур, чередующихся между собой в меридиональном направлении, то, очевидно, вкрест их простирания наша идеализированная формационная схема на территории района повторяется несколько раз (рис.I,3).

Упомянутые выше гипотезы по-разному трактуют это явление. Складчато-блоковая гипотеза подразумевает формирование всех разрезов геосинклинали на тех местах, где они располагаются сейчас ; в орогенную стадию толщи испытывали складчатые дислокации глубинно-диапирового типа и гравитационное расползание. Гипотеза раздавливания эвгеосинклинальных прогибов строится на представлении о наличии нескольких эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей, их последующем раздавливании в орогенную стадию с сильным сокращением последней до современных размеров, что обусловило образование многочисленных надвигов. В основе третьей, шарьяжной, гипотезы лежит предположение о существовании на территории района доскладчатых тектонических покровов, возникших в результате сближения двух литосферных плит.

Палеотектонические реконструкции в соответствии с каждой из трех гипотез встречают ряд противоречий с имеющимся фактическим материалом. Так, малые размеры (особенно по ширине, первые километры) и частое чередование зон с различной историей развития,



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Рис. I. Тектоническая схема северного склона Алайского хребта (по Г.С.Поршнякову с изменениями). Условные обозначения: I – мезозойские и кайнозойские отложения, 2 – II – палеозойские образования: 2 – отложения верхней молассовой формации, 3 – 4 – формационные ряды миогеосинклинальной зоны (3 – известняково-доломитовой подзоны, 4 – известняковой подзоны), 5 – формационные ряды срединного массива, 6 –8 – формационные ряды эвгеосинклинальной зоны (6 – вулканогенной подзоны, 7 – динамометаморфизованные образования вуканогенной подзоны, 8 – ряд кремнистой подзоны, 9 – массивы ультрабазитов, I0 – массивы гранитоидов, II – массивы щелочных интрузивных пород, I2 – положение геолого-структурных профилей (толстыми линиями показаны профили, приведенные на фиг. 5).

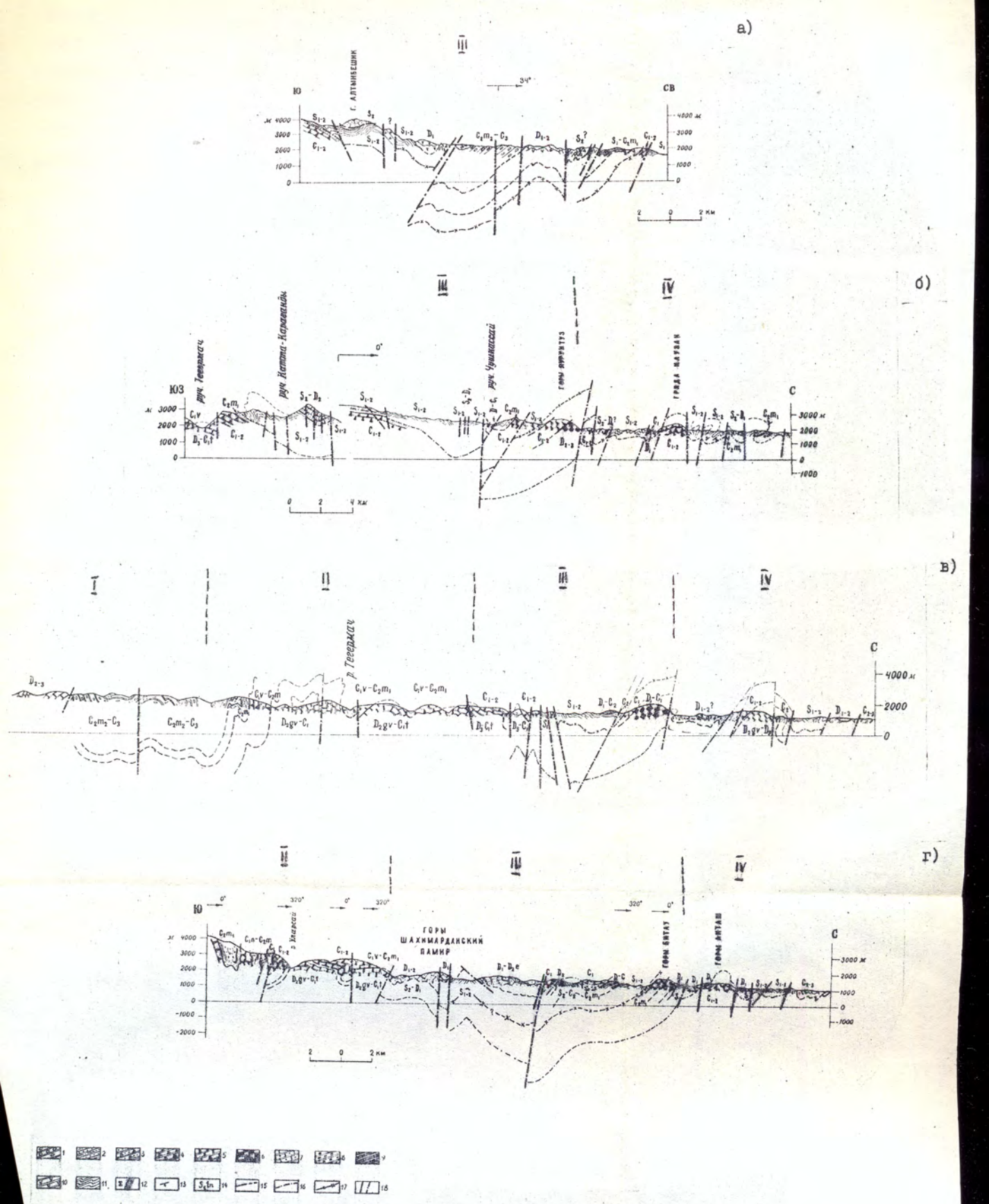


Рис. 3. Геолого-структурные профили по долинам рек : а) Киргизата, б) Абширсай, в) Иофайрам, г) Шахимардан. Условные обозначения : формации палеозойских пород : I – континентальная молассовая (верхняя); 2 – морская молассовая (нижняя); 3 – морская молассовая с олистостромами; 4 – известняковая (верхняя часть, $C_I - C_2$); 5 – известняково-доломитовая; 6 – известняковая (нижняя часть, $Д_I - C_I I$); 7 – карбонатно-терригенная; 8 – молассовая; 9 – терригенно-карбонатно-кремнистая; I0 – спилит-диабазовая и терригенно-вулканогенная (диабазовая); II – терригенная (граувакковосланцевая). Прочие обозначения : I2 – массивы ультрабазитов; I3 – положение подошвы; I4 – возрастные индексы; I5 – границы формаций; I6 – поверхность смесителя тектонического покрова известнякового формационного ряда;

12 – положение геолого-структурных профилей, приведенные на фиг. 5).

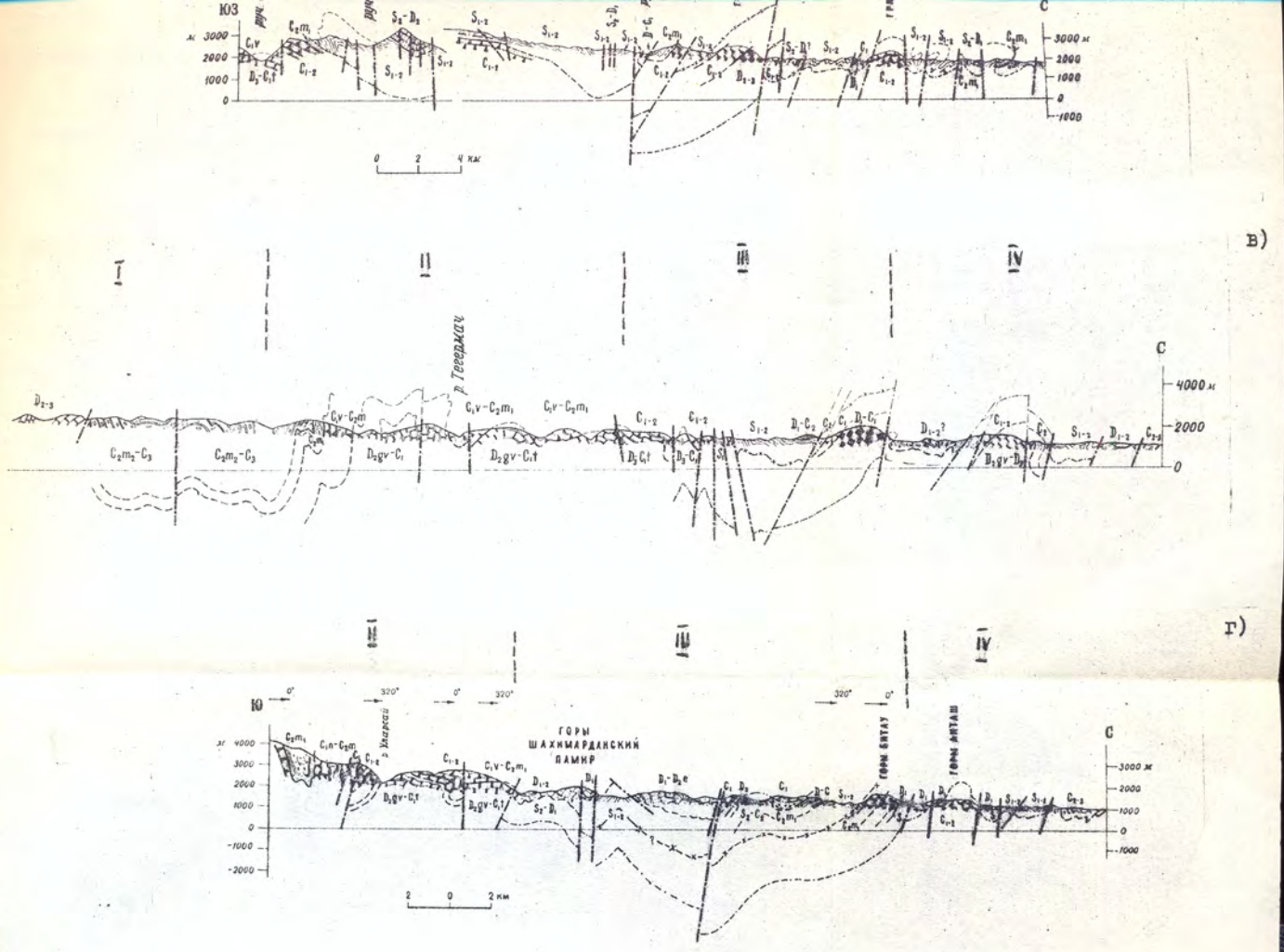


Рис. 3. Геолого-структурные профили по долинам рек : а) Киргизате, б) Абширсай, в) Иофайрам, г) Шахимардан. Условные обозначения : формации палеозойских пород : I – континентальная молассовая (верхняя); 2 – морская молассовая (нижняя); 3 – морская молассовая с олистостромами; 4 – известняковая (верхняя часть, $C_I - C_2$); 5 – известняково-доломитовая; 6 – известняковая (нижняя часть, $Д_I - C_I$I); 7 – карбонатно-терригенная; 8 – молассовая; 9 – терригенно-карбонатно-кремнистая; I0 – спилит-диабазовая и терригенно-вулканогенная (диабазовая); II – терригенная (граувакковосланцевая). Прочие обозначения : I2 – массивы ультрабазитов; I3 – положение подошвы; I4 – возрастные индексы; I5 – границы формаций; I6 – поверхность смесителя тектонического покрова известнякового формационного ряда; I7 – поверхность тектонического покрова формационных рядов эвгеосинклинальной зоны; I8 – крутопадающие разломы. Названия складчатых структур : I – Сурметашский синклинорий; II – Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий; III – Охнинско-Талдыкский синклинорий; IУ – Каузанский антиклинорий.

при отсутствии переходных формаций и разном времени начала складчатости и начала накопления пород орогенного комплекса, создают большие трудности при применении складчато-блоковой гипотезы. Поэтому до сих пор не удавалось построить согласно этой гипотезе удовлетворительные схемы фаций и мощностей Алайского хребта.

Гипотезе раздавливания эвгеосинклиналей, как показало изучение структуры района, противоречит преобладание простых складок. В основном распространены коробчатые, веерообразные, корытовидные крупные и подобные мелкие складки (рис.3 а-г); отсутствуют изоклинальные формы и складки нескольких генераций. В то же время, горизонтальное сокращение ширины геосинклинальной системы в 5-6 раз, необходимое по мнению авторов гипотезы горизонтального раздавливания, должно было бы вызвать, наряду с возникновением надвигов, интенсивную складчатость.

Шарьяжная гипотеза объясняет многие неясные вопросы стратиграфии, формационного и палеотектонического анализа. Однако в том виде, как она излагается её авторами также не может быть принята безоговорочно. Так, применяемый обычно механизм поддвигания литосферных плит и выжимание покровов из зон субдукции противоречит факту довольно простой складчатой структуры района (рис.3), несовместимой с представлениями о таких глубинных поддвиго-надвигах.

Тем не менее сама идея существования тектонических покровов, на наш взгляд, не противоречит результатам детального структурно-формационного анализа. Поэтому мы приняли эту гипотезу и постарались разрешить связанные с ней неясные вопросы : количество и состав аллохтонных тел, горизонтальную амплитуду шарьяжей, историю развития формационной зональности, соотношение складчатых и покровных структур и, наконец, возможный механизм образования тектонических покровов и складчатости.

Согласно структурным построениям, в приосевой части и на северном склоне Алайского хребта устанавливается две шарьяжные пластины. Верхняя, мощностью от 0,2 до 0,5 км , сложена породами эвгеосинклинального формационного ряда, нижняя, мощностью 2,5 - 3,5 км, - породами известняковой подзоны миогеосинклинальной зоны. Автохтон предоставлен формациями известняково-доломитовой подзоны. Севернее, в предгорьях хребта, вероятно, можно выделить еще один покров, сложенный формациями зоны срединного массива, однако характер соотношений его с более южными покровами выяснить не удается.

Внутренняя структура аллохтонных пластин довольно проста. Тыловые части покровов дислоцированы слабо. Фронтальные части осложнены крупными и мелкими опрокинутыми на юг складками (рис. 3 б), которые достаточно уверенно можно связать с перемещением аллохтонных тел с севера на юг. Подобный структурный план покровов характерен, в частности, для Гельветской зоны Альп, где он, по мнению М.Руттена (1972) и других геологов, свидетельствует в пользу поверхностного, гравитационного покровообразования.

Амплитуда горизонтального перемещения для каждого из двух шарьяжей устанавливается примерно в 30 - 40 км. Суммарная амплитуда, таким образом, составит приблизительно 60-80 км. При этом мы не учитываем возможного растяжения тыловых частей шарьяжей в процессе движения, что может сильно сократить эти величины.

На геосинклинальном этапе развития алайская часть системы Южного Тянь-Шаня занимала, по-видимому, свое современное местоположение, захватывая южную часть Ферганской долины ; общая ширина ее составляла 150-200 км. Самое северное положение занимала

зона срединного массива, южнее располагался эвгеосинклинальный прогиб шириной порядка 50 км. В местах проявления активного спилит-диабазового вулканизма этот прогиб был компенсирован, в других зонах накапливались кремнисто-терригенно-карбонатные толщи в условиях недокомпенсации. На месте современного Алайского хребта находился компенсированный миогеосинклинальный прогиб шириной 60-80 км, выполненный породами известняково-доломитового формационного ряда. На границе миогеосинклинального и эвгеосинклинального прогибов развивалось антиклинальное поднятие известняковой подзоны со сравнительно сокращенными мощностями отлагавшихся здесь пород.

В середине и конце девона отмечаются поднятие и складкообразование в пределах срединного массива, который с этого времени до раннего карбона выступает как геоантиклинальное поднятие. В раннем и среднем карбоне (намюрский и башкирский века) по южной периферии этого поднятия заложился глубокий недокомпенсированный прогиб, в центральных частях которого накапливались толщи флишоидно-молассового состава, а по северному крутому борту - олистостромы (рис.4-а). Видимо, в это время следует предполагать начало гравитационного оползания тектонического покрова, сложенного породами зоны срединного массива на юг, в область этого глубоко прогнутого сопредельного прогиба.

В начале московского века поднятие сместилось на юг в пределы зоны эвгеосинклинали, где в это время отмечаются ранние складкообразующие движения. К северу от поднятия (в зоне срединного массива) заложился тыловой молассовый прогиб, а к югу (в известняково-доломитовой подзоне) располагался флишоидно-молассовый бассейн с олистостромами вдоль северного борта, мигрировавший сюда с севера из зоны эвгеосинклинали (рис.4-б). На границе поднятия и передового флишоидно-молассового прогиба отмечался, видимо, резкий уступ рельефа, в результате чего поднятые толщи пород эвгеосинклинальной зоны, вероятно, в северной части поднятия уже перекрытые тектоническим покровом на протяжении намюрского и башкирского веков, в свою очередь отделились от субстрата и под действием объёмной силы тяжести начали оползать

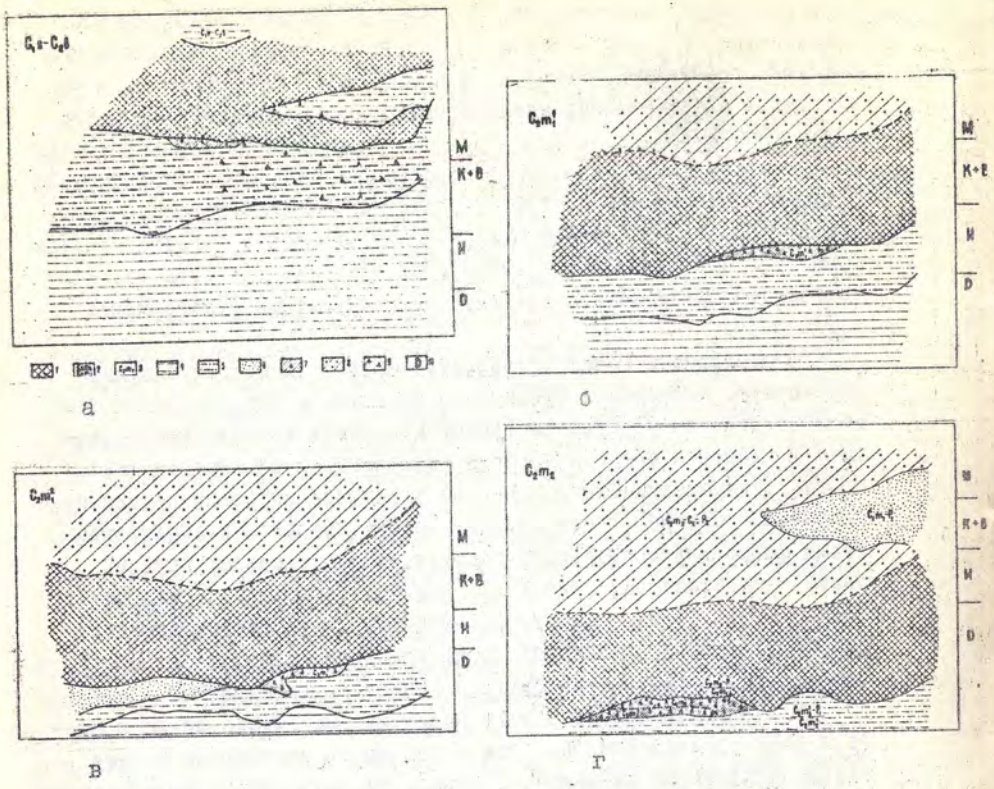


Рис.4 (а,б,в,г). Палеотектонические схемы р-на Алайского хребта для верхнепалеозойского орогенного этапа (с учётом палинспастической реконструкции).
I – области размыва ; 2 – в числителе – возраст основания молассы, в знаменателе – возраст геосинклинальной формации ; 3 – возраст молассы ; 4 – геосинклинальные формации ; 5 – морская молассо-(терригенно-карбонатная) ; 6 – морская молассо (терригенная) ; 7 – олистостром ; 8 – континентальная молассо ; 9 – туфогенная молассо ; IO – подзоны и их положение до начала покрывообразования (Д – доломитовая, И – известняковая, В – вулканогенная и К(В) – терригенно-кремнистая ; М – срединный массив).

на юг в смежный флишоидно-молассовый прогиб известняковой подзоны.

В конце ранней части московского века поднятие достигло известняковой подзоны, где в это время проявились также и процессы складкообразования. Передовой флишоидно-молассовый прогиб сместился в пределы известняково-доломитовой подзоны, а тыловой молассовый прогиб вслед за мигрирующим поднятием распространился далее на юг и охватил территорию бывшей эвгеосинклинальной зоны (рис.4-в). В области резкого перехода от поднятия к соседнему передовому флишоидному прогибу, отмеченной накоплением олистострома, продолжалось оползание толщ теперь уже известнякового формационного ряда и надвигание их на флишоидные образования известняково-доломитовой подзоны. Наконец, в конце московского века мигрирующее на юг поднятие достигло известняково-доломитовой подзоны миогеосинклинали (рис.4). К северу в это время располагался обширный тыловой молассовый прогиб, перекрывающий тыловые части и зоны корней ранних шарьяжей. С юга образовался узкий остаточный флишоидно-молассовый прогиб Сурметашской зоны, а поднятие, сложенное толщами известняково-доломитового формационного ряда и перекрытое в более раннее время двумя тектоническими покровами, испытало складкообразование и размыв – главную складчатость. Форма крупных складок в разрезе, а также усложнение складчатости с глубиной говорит, вероятно, о диапировом механизме ее формирования. Интенсивное горообразование и размыв в пермском периоде привели к тому, что в синклинориях сохранились в виде останцов породы шарьяжей, а в антиклинориях вышли на поверхность формации автохтона (рис.3). При этом часто отмечаются небольшие надвиги (первые километры) с меняющейся вергентностью.

Как видно из вышесказанного, орогенный режим распространялся в геосинклинали постепенно в виде волнообразного мигрирующего от внутренних зон к более внешним поднятия, сопровождавшегося ранними фазами складкообразования и гравитационными шарьяжами и занял длительное время с конца девона до позднего карбона. Зарождение и развитие этого поднятия может рассматриваться как разно-

видность частной инверсии геосинклинали, охватившей внутренние зоны. Причины, обусловившие рассмотренный выше процесс, нам не вполне ясны. Можно предположить, что он является результатом перераспределения материала в нижней части коры или верхней мантии под влиянием мантийного диапира или возник вследствие горизонтальных движений на границе догеосинклинального субстрата и геосинклинального чехла.

Е.И.Зубцов

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ТЕКТОНИКИ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ СМЕЖНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В предлагаемой статье подведены итоги 30-летних геологических исследований автора. Она является также результатом анализа богатого фактического материала и выводов, полученных его коллегами – геологами-съёмщиками Управления геологии Кирг.ССР и сотрудниками Института геологии АН Кирг.ССР. Кроме того, в основу своих построений автор положил фактический материал и идеи предшествующих исследований, проведенных в первой половине этого столетия Д.И.Мушкетовым, В.А.Николаевым, В.И.Поповым, С.С.Шульцем, В.Н.Огневым и др.

Геологическое строение Среднего Тянь-Шаня долгое время оставалось не расшифрованным, а его геоструктурная позиция была неясной. На первых схемах тектонического районирования эта территория включалась в состав то каледонид Северного, то герцинид Южного Тянь-Шаня. В.И.Попов (1938) первым оценил самостоятельную роль этого элемента Тянь-Шаньской геосинклинально-складчатой области, противопоставив его как Северному, так и Южному Тянь-Шаню и выделив его под названием "Срединной зоны Западного Тянь-Шаня".

Практика последующего изучения геологии Тянь-Шаня подтвердила справедливость этого мнения. В начале 50-х годов было установлено, что эта система резко отграничена от Южного Тянь-Шаня глубинным разломом I-го порядка, а стратиграфический разрез ее совсем иной, чем это представлялось ранее (Зубцов, 1956). Стало известно, что основу этого разреза составляют не периферические фации геосинклинального комплекса силура и девона Южного Тянь-Шаня , как было принято считать, а более древние образования. Среди них были обнаружены ордовик, затем кембрий, а далее широко распространенный верхний протерозой. Большую роль сыграло открытие в составе последнего образований ледникового генезиса, важных как для стратиграфической корреляции, так и для понимания геоструктурной природы Среднего Тянь-Шаня. Новые данные показали, что двум главным разновозрастным геосинклиналям Тянь-Шаня – байкальско-каледонской на севере и герцинской на юге, – Средний Тянь-Шань противостоит как особая жесткая структура типа срединного массива, которая в результате очень длительного поочередного активизирующего воздействия на нее более подвижных соседних геосинклиналей приобрела относительную мобильность и стала составной частью Тянь-Шаньской складчатой области.

Сказанное иллюстрируется сопоставлением формационных рядов отложений трех складчатых систем Тянь-Шаня. Так, геосинклинальным формациям позднего докембрия Северного Тянь-Шаня, среди которых развиты эвгидная, спилитовая, флишевая и др., в Среднем Тянь-Шане отвечают порфиро-туфовая, доломитовая, спарагмитовая формации, характерные для тектонического режима орогенов, срединных массивов и платформ. К тому же разрез верхнего докембрия здесь неполон, изобилует крупными перерывами, имеет умеренную мощность (хотя в прогибах и достигает нескольких тысяч метров). Он покоится на древнем сиалическом цоколе. Аналогичны соотношения типов формаций и в нижнем палеозое. Только лишь в среднем и позднем ордовике появляются признаки заметной мобилизации Среднего Тянь-Шаня – образование прогибов с флишоидными накоплениями, близкими по характеру к северо-тянь-шаньским ордовикским толщам, но только без участия распространенной там андезитовой формации.

Однако эта кратковременная подвижность Среднего Тянь-Шаня немедленно же утрачивается, как только геосинклиналь Северного Тянь-Шаня вступает в фазу завершающей складчатости в конце ордовика и становится складчатой системой. Флишоидные прогибы в Среднем Тянь-Шане также закрываются, толщи подвергаются слабой складчатости, несравнимо более слабой, чем в Северном Тянь-Шане, страна испытывает общее умеренное поднятие, за которым следует длительный период тектонического покоя.

Следующий большой этап развития Среднего Тянь-Шаня проходит под постепенно нарастающим влиянием тектонических процессов в геосинклинали Южного Тянь-Шаня, которая закладывается в начале силура. Сначала, в раннем силуре, в погружение вовлекается только непосредственно соседствовавшая с ним ЮЗ часть Среднего Тянь-Шаня, который в предыдущую свою историю уже частично ослабил свою жесткость и стабильность. То же происходит в раннем девоне. Но в живетский и франский века, ознаменовавшиеся перестройкой прогибов в Южном Тянь-Шане, погружение охватывает весь Средний Тянь-Шань, где постепенно континентальный режим сменяется морским и накапливаются мощные карбонатные формации, а тектонический режим приобретает черты миогеосинклинального. Все дальнейшие события - складчатость, магматическая деятельность, прекращение седиментации - развиваются синхронно с соответствующими процессами в Южном Тянь-Шане.

Таким образом, Средний Тянь-Шань является примером того, как в известных условиях устойчивый жесткий блок сиалической коры при длительном и упорном воздействии на него тектонически активных соседних зон может превратиться в подвижную зону, способную к значительным погружениям, полной складчатости и магматической деятельности.

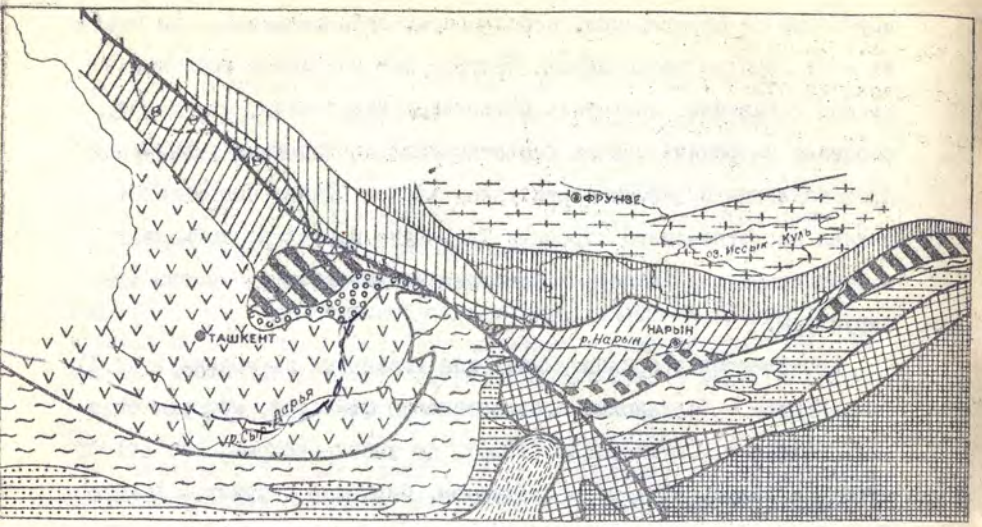
Обратимся к особенностям структурного плана и позднепалеозойской тектоники Среднего Тянь-Шаня и смежных районов. Общей особенностью структуры Тянь-Шаня являются четкая линейность и структурно-формационная зональность. Структурно-формационные зоны и подзоны, каждая из которых характеризуется своим индивидуальным выдержанным типом разреза, закономерно сменяют друг

друга вкрест простирания, располагаясь субпараллельно. Но местами этот порядок расположения структурных элементов испытывает резкие нарушения. Последние настолько существенны, что порой, особенно на ранних этапах геологических исследований, вызывали представления о некоем структурном хаосе. Однако современные знания геологического строения Тянь-Шаня позволяют установить в этом кажущемся хаосе закономерные взаимосвязи элементов его структуры.

Выявляются три главнейших типа указанных нарушений (рис. I).

Первое - Ферганская горизонтальная флексура, которая была установлена Д.И.Мушкетовым (1936), но затем неоправданно отвергнута геологами. Суть её в следующем. Широтные структуры Южного Тянь-Шаня на востоке Ферганы заворачивают на север, затем на северо-запад и образуют дугу в Ферганском хребте, а восточнее находят продолжение в структурах Кокшаала ВСВ простирания. Средне-Тяньшаньские структуры тоже изгибаются, но менее интенсивно: юго-восточные простирания Каратау переходят в Пскемско-Чаткальском районе в северо-восточные, а в Нарынском секторе и Сарыджазе приобретают восток-северо-восточное направление. Еще более плавно дугообразно меняются простирания в Северном Тянь-Шане : от юго-восточных в Каратау-Таласской зоне до восток-северо-восточных в Терскее. Здесь влияние Ферганской флексуры практически не сказывается.

Второе нарушение - Таласо-Ферганский сдвиг, тесно связанный



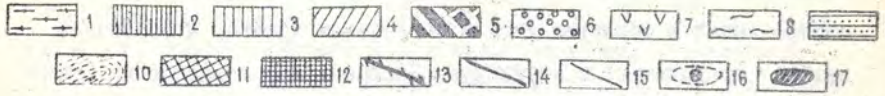


Рис.I. Схема Ферганской сигмоиды и Талассо-Ферганского сдвига. I-I2. Тектонические районы I-3. Северный Тянь-Шань : I- Карабалтинская и Иссыкульская зоны, 2- Киргизско-Терскейская и Алматы-Аккульская зоны, 3 - Каратау-Таласская зона. 4-7 - Средний Тянь-Шань. 4-6 - Чаткало-Нарынская зона : 4 - Каратау-Нарынская подзона, 5 - Пскемско-Сарыджазская подзона, 6 - Северо-Чаткальская подзона. 7 - Чаткало-Кураминская зона. 8-9 - Южный Тянь-Шань. 8 - Южно-Тяньшаньско-Джангджирская эвгеосинклинальная зона, 9 - Алай-Кокшаальская миогеосинклинальная зона. I0 - Зеравшано-Восточноалайская складчатая система. II - Ясинско-Майдантагская зона. I2 - Таримская платформа и Сулутерекский массив. I3 - Талассо-Ферганский сдвиг. I4 - Разломы I-го порядка. I5 - Разломы 2-го и 3-го порядка. I6 - Центральнокаратауский (Ачисай-Кирготимсайский) и Байджансайский рудные районы. I7 - Аксай-Консайский и Тахталыкский мета-блоки.

с Ферганской флексурой, которую он усиливает и осложняет. Разлом косо сечет структурно-формационные зоны и подзоны Среднего и Южного Тянь-Шаня, задевая и край Таримской платформы, от которой отрывает Сулутерекский блок, и закономерно и согласованно смещает их по схеме правого сдвига на расстояние до 200 км. Наличие сдвига стало особенно явным в связи с расшифровкой и детализацией структурно-формационной зональности Среднего Тянь-Шаня.

Рассмотрим современную схему структурно-фациального районирования Среднего Тянь-Шаня (рис.I). Традиционно, как и на первых схемах В.И.Попова (I938) и В.А.Николаева (I954), он делится на две зоны : Чаткало-Нарынскую с хорошо выраженной линейной структурой и Чаткало-Кураминскую, удлиненно-овальную, с мозаично-глыбовой структурой. Сейчас лишь несколько уточнены положение границы между ними и номенклатура зон. Новые же данные касаются главным образом деления Чаткало-Нарынской зоны на подзоны по типам стратиграфического разреза верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя.

По указанным признакам выделяются 3 подзоны : Каратау-Нарынская, Пскемско-Сарыджазская и Северо-Чаткальская, четко разделенные между собой крупными разломами. Зоны и подзоны различаются не только строением, но и металлогенической специализацией.

Каратау-Нарынская подзона, наибольшая по площади, разбита Талассо-Ферганским разломом на два сектора, западный - Каратауский и восточный - Нарынский, территориально разобщенные, благодаря сдвигу. Первоначально же оба сектора, несомненно, представляли одно целое, так как разрезы отложений в них, начиная с докембрия и кончая нижним карбоном, весьма специфичны и нигде более не повторяются в Тянь-Шане, идентичны до деталей по литологическому и стратиграфическому составу, мощностям и фациям отложений, характеру взаимоотношений толщ. Среди характерных черт разреза Каратау-Нарынской подзоны надо отметить регионально выдержанный стратиграфический перерыв, служащий разделом между двумя большими, не связанными между собой этапами развития - позднепротерозойско-раннепалеозойским и средне-верхнепалеозойским. Этот перерыв охватывает первую половину девона, весь силу-

рийский период и, вероятно, конец ордовика. Перерыв отмечен повсеместно развитыми корами выветривания и несогласиями как угловыми, так и скрытыми параллельными. Эти скрытые несогласия так широко распространены, что смогли скрыть от двух и даже трех поколений исследователей истинные соотношения толщ и долго служили источником заблуждений относительно природы и даже самого существования Среднего Тянь-Шаня, как особой складчатой системы.

Далее к югу располагается Пскемско-Сарыджазская подзона. Ее западный Пскемский сектор также смещен по Таласо-Ферганскому сдвигу на северо-запад относительно восточного Сарыджазского. Разрезы обоих секторов также идентичны друг другу, но существенно отличны от только что охарактеризованного разреза Каратау-Нарынской подзоны. Главным отличием является то, что в осевой части подзоны разрез верхнего протерозоя и нижнего палеозоя сокращен по своей полноте и по мощности. Есть различия и по фациям этих отложений. Разрез среднего палеозоя в осевой части подзоны хотя и сокращен, но в краевых частях отличия от разреза среднего палеозоя Каратау-Нарынской подзоны утрачиваются. Там, где структуры испытывают большое погружение, как например в Джаман-Даванском верхнепалеозойском прогибе, разделение на подзоны становится затруднительным. В Джаман-Даване Пскемско-Сарыджазская подзона выделяется предположительно, по косвенным соображениям.

Наиболее характерные отличительные черты разреза осевой части Пскемско-Сарыджазской подзоны следующие :

I. На поверхность местами выходит дорифейский кристаллический фундамент, в строении которого участвуют древнейшие, вероятно, архейские породы.

2. Резкое сокращение, до полного выпадения из разреза, рифейских отложений.

3. Малая мощность и континентальный характер ледниковых отложений рифея - венда. С этим связан уникальный характер некоторых выходов венда в Сарыджазском районе, где сохранились признаки ледникового генезиса осадков: остатки штрихованного ледникового ложа, ископаемые ленточные глины, штрихованные фасетированные валуны, криографические текстуры (Зубцов, 1972).

4. Перерыв внутри ордовикской серии и трансгрессивное налегание верхней ее части на более древние части разреза до дорифейских гранитов. Присутствие в этой верхнеордовикской толще фации рифовых известняков.

5. Проявление трапповой формации вулканизма (Додонова, 1969).

Таким образом, Пскемско-Сарыджазская подзона характеризует стабильную реликтовую часть древнего Средне-Тянь-Шаньского срединного массива.

Третья подзона Чаткало-Нарынской зоны - Северо-Чаткальская - небольшая по площади, находится в северной части Чаткальского хребта. В восточном секторе Среднего Тянь-Шаня ее продолжение отсутствует, вероятно, вследствие тектонической редукции. Характерными чертами подзоны являются элементы перехода от Чаткало-Нарынской зоны к Чаткало-Кураминской. Это, во-первых, сокращение того большого стратиграфического перерыва между нижним и средним палеозоем, который характеризует разрезы Каратау-Нарынской и Пскемско-Сарыджазской подзон. Здесь локально появляются порфиро-туфы нижнего девона и отложения нижнего силура, более широко развитые в соседней Чаткало-Кураминской зоне. Во-вторых, в средне-верхнедевонской толще получают развитие морские фации.

Вернемся к Таласо-Ферганскому сдвигу. Как видим, структурно-формационный анализ и основанное на нем районирование Среднего Тянь-Шаня дает убедительный и наглядный материал для констатации правосдвигового смещения горных масс по линии этого разлома на расстояние до 200 км. Оно также устанавливается по некоторым уникальным геологическим телам, рассеченным линией Таласо-Ферганского разлома. Особенно показательны в этом отношении Консай-Аксайский и Тахталыкский метаморфические блоки с прорывающими их весьма характерными пегматитовыми жилами и интрузиями. Эти тела, совершенно сходные между собой по геологическому строению и не имеющие нигде более в Тянь-Шане двойников, как и разорванные половинки структурно-формационных подзон, приходят в совмещение при реставрации досдвиговой ситуации. Кроме того, они дают материал для определения нижнего предела возраста сдвига (около 230 млн.лет). Верхний же предел фиксируется перекрытием

сдвига нижнеюрскими отложениями Леонтьевской депрессии (в хр. Каратау), не имеющими горизонтального смещения. Таким образом, сдвиг и предваряющие его дислокации ферганской горизонтальной флексуры датируются примерно концом перми и началом триаса.

Исходя из изложенного, вся система наблюдаемых отклонений от нормальных для Тянь-Шаня субширотных простираний структур объясняется образованием сначала пластической деформации – горизонтальной флексуры, а затем, при усилении напряжений, гигантской сколовой трещины и правосдвигового смещения по ней. Положение этой трещины, очевидно, определилось краями двух жестких тел – Таримской платформы и консолидированной, гранитизированной массы Северного Тянь-Шаня, оказавшимися на одной линии, диагональной к направлению возникшего тангенциального усилия. Юго-западное крыло скола получило свободу движения на северо-запад, восточное оказалось заблокированным между Северным Тянь-Шанем и Таримом, что и определило наблюдаемые коренные различия в характере деформаций крыльев сдвига.

Наибольшее продвижение горных масс на северо-запад произошло в узком коридоре в ферганском хребте между линией скола и местным массивом Курамы. Сюда же был втянут погруженный нос Таримской платформы – Яссинская зона вместе с Сулутерекским массивом, отрезанным от тела Тарима. Пскемско-Чаткальские структуры, бывшие широтными, этими движениями были повернуты на северо-восток, претерпев при этом сильное сжатие и чешуйчатое надвигание, что отчасти поглотило амплитуду сдвига. В связи с этим последняя в Большом Каратау сокращается до 120 км, как можно определить по смещению Байджансайского блока относительно Центрального Каратау, частью которого он был до сдвига.

Третий тип нарушений первичного структурного плана Тянь-Шаня – редукция структурно-формационных зон и подзон.

Охарактеризованными выше тангенциальными напряжениями и движениями обусловлено явление, на которое до сих пор мало обращалось внимания. Это – пережимы и редукция отдельных зон и подзон в связи с сокращением земной коры в восточном, наиболее сжатом секторе Тянь-Шаня. Как уже говорилось, этот сектор был лишен

возможности свободного горизонтального движения при сдвиге и поэтому подвергся наиболее сильному поперечному сжатию.

Каковы же результаты этого сжатия? В Северном Тянь-Шане в направлении с запада на восток выклинивается Каратау-Таласская зона. Ее небольшой узкий клочок, раздавленный и прижатый к "линии Николаева", обнаружен только в горах Байдулы-Капкатас. Также постепенно выклинивается к востоку Нарынский сектор Каратау-Нарынской подзоны. Пережата Пскемско-Сарыджазская подзона. Кроме хребтов Куйлю и Сарыджаз, ее присутствие, как сказано выше, может только предполагаться под Джаман-Даванским верхнепалеозойским прогибом. Но на траверзе Иссыккульского массива она выклинивается. Продолжение Северо-Чаткальской зоны в восточном секторе полностью исчезло. Подобные же пережимы структурно-формационных зон на востоке наблюдаются и в Южном Тянь-Шане (рис.I, здесь использованы данные Г.С.Поршнякова и А.В.Яговкина из статьи Зубцова и др., 1974).

Таковы важнейшие особенности домезозойского осадконакопления и тектоники Среднего Тянь-Шаня, которые дают материал для нового понимания условий формирования современного структурного плана всего Тянь-Шаня и свидетельствуют о важной роли в этом процессе интенсивных тангенциальных напряжений, явлений сжатия и значительных горизонтальных перемещений горных масс. Не касаясь причин и движущих сил этих явлений, которые, несомненно, связаны с мало известными нам глубинными процессами, необходимо сказать со всей определенностью : любые теоретические построения в области тектоники обязаны учитывать и объяснять существование таких следов крупных горизонтальных движений, реальность которых столь очевидна теперь.

Становится ясной необходимость изучения и выяснения механизма взаимодействия движущихся блоков литосферы, какими являются сосредоточивающие складчатые системы или массивы, когда в зонах их сочленения исчезают или частично редуцируются отдельные элементы складчатых систем, зон и подзон, образуются приграничные блоки глубоко метаморфизованных пород и так далее. Эти явления, напоминающие субдукцию плит в зонах Беньофа, представляют большой тео-

ретический и практический интерес.

М.М.Адышев, А.Б.Бакиров, В.Г.Королев, К.С.Сагындыков

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

На своеобразное промежуточное положение Срединного Тянь-Шаня обращали внимание В.А.Николаев, В.И.Попов, Е.И.Зубцов и др. Срединный Тянь-Шань ныне обособляется на всех тектонических схемах и картах. Очень важные дополнения по истории его геологического развития сделаны в послевоенные годы. В данной статье мы постараемся обосновать нашу точку зрения на его тектоническую природу. Срединный Тянь-Шань в вариспийском тектоническом цикле, по В.А.Николаеву (1957), представлял собой периферическую геосинклиналь в отличие от соседних тектонических структур : внутренних геосинклиналей Южного Тянь-Шаня и геоантиклинали (срединной массы) Северного Тянь-Шаня. В настоящее время герцинскую геосинклинальную область (срединную массу Северного Тянь-Шаня, по В.А.Николаеву) принято представлять как орогеническую область, по С.С.Шульцу (1964), т.е. самостоятельную и равноценную геосинклинальной и платформенной областям третью основную геоструктурную форму континентов. В таком случае Срединный Тянь-Шань в герцинском цикле представляет собой тектонотип пограничной структуры между орогенической областью Северного Тянь-Шаня и геосинклинальной областью Южного Тянь-Шаня. Чтобы подчеркнуть переходный и пограничный характер Срединного Тянь-Шаня А.Б.Бакиров (1978) назвал такую структуру мезоорогеосинклиналью (от греческого мезос-средний, находящийся между геосинклиналью и орогеном).

Выделение Срединного Тянь-Шаня как мезоорогеосинклинали, по-видимому, разрешает разногласие геологов, представляющих его

то как ороген, то как миогеосинклиналь, парагеосинклиналь, субгеосинклиналь, то как полуплатформу (квазиплатформу), то как краевой прогиб, и заполняет тот пробел, который существует в ряду переходных структур. Мезоорогеосинклиналь представляет собой структуру той категории, к которой принадлежат краевой прогиб и миогеосинклиналь. Смысл термина мезоорогеосинклиналь ясен из краткого сравнения вариспийской тектонической истории всех трех областей Тянь-Шаня (таблица I).

В разрезе среднего и верхнего палеозоя Северного Тянь-Шаня преобладают молассовые и вулкано-плутонические формации. Большие площади Северного Тянь-Шаня представляли собой горные поднятия. Широко проявлена конседиментационная складчатость. Интрузивные тела среднего и верхнего палеозоя представлены плутонами очень пестрого состава. Геосинклинальная природа Южного Тянь-Шаня в среднем палеозое, очевидно, не вызывает сомнения у исследователей.

Срединный Тянь-Шань, как мезоорогеосинклиналь, в вариспийскую тектоническую эпоху характеризовался следующими особенностями : расположением между одновременно действующими орогенной и геосинклинальной областями ; заложением на краю каледонской складчатой области ; наличием жесткого докембрийского гнейсового основания ; смешанным набором формаций, свойственных как для орогенной, так и для миогеосинклинальной обстановок. Вблизи орогенной области возрастает значение молассовой, а вблизи геосинклинальной - карбонатных формаций, благодаря чему создается асимметричность в строении комплекса осадочного заполнения структуры. Начало прогибания Срединного Тянь-Шаня отставало от соседней геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня на довольно длительный промежуток времени и совпадало с временем завершения частной инверсии, замыкания первичных и началом развития вторичных геосинклиналей Южного Тянь-Шаня. Ликвидация геосинклинальной обстановки здесь несколько опережает Южный Тянь-Шань, так как молассовая формация в Срединном Тянь-Шане появляется в начале, а в Южном - во второй половине башкирско-московского века. Трансгрессия начинается со стороны геосинклинальной, а регрессия - со

Время	Северный Тянь-Шань		
P	Субаэральная андезито-дацитовая около 1000 м		
C_3	Континентальная и паралическая молассовая 0 – 3000 – 4000 м		
C_2			
C_1	Пестроцветная осадочная	Вулкано-плутоническая кислая 0 – 3000 м	Пестроцветная вулканогенно-осадочная
D_3	Красноцветная молассовая 0 – 4000 м	Сероцветная молассовая 0 – 2000 м	
		Субаэральная андезито-базальтовая 0 – 1200 м	
D_2			
D_1	Наземная вулкано-плутоническая липаритовая 0 – 1200 м		
	Субаэральная осадочно-вулканогенная (андезито-дацитовая) 0 – 1800 м		
S_2	Поднятие; внедрение крупных гранитных интрузий (преимущественно лейкократовых)		
S_1	Красноцветная молассовая (остаточных красных мульд)		

ФОРМАЦИИ ВАРИСЦИЙСКОГО ЦИКЛА

Таблица 5 I

Средний Тянь-Шань	Южный Тянь-Шань
Вулкано-плутонические формации кислого и среднего состава 0–500–800 м; Континентальная молассовая 2000 м; Молассовая 0 – 2000 м; Морская молассовая 1000 м	Красноцветная молассовая 0 – 2500 м; Флишевая терригенная и карбонатно-терригенная до 5000 м
Карбонатная полиметаллическая 1500 – 2600 м; Кульмовая 250 – 700 м	Карбонатная до 5000 м; Кремнисто-карбонатно-терригенная 600–1700м
Терригенно-карбонатная (гипсоносная) 1000 – 4500 м; Древнего красного песчаника 300 – 2000 м; Пестроцветная молассовая 0–700 м	Андезитовая 600 – 4700 м; Вулканогенно-терригенная 2000 – 3000 м; Терригенная 3000 – 5500м
Красноцветная молассовая 0 – 1500 м; Субаэральная вулкано-плутоническая 0 – 800 м	Аспидная 800 – 5200 м; Спилито-диабазовая 3000–4000м
Серо- и красноцветная молассовая 0 – 3000 м	
Молассоидная (в Чаткало-Нарынской зоне); Аспидная (в Кураминской зоне, включая Сумсар)	Карбонатно-сланцевая 1500 – 3500 м

ФОРМАЦИИ БАЙКАЛЬСКОГО И КАЛЕДОНСКОГО

Время	Южно-Китайская платформа	Таримский массив
S_1	Песчано-аргиллитовая 600 м	Красноцветная гипсоносная и карбонатная 1560 м
O	Карбонатная 1360 – 1790 м	
ϵ		Карбонатно-углеродисто-кремнистая фосфоритоносная и ванадиеносная
	Аргиллитовая фосфоритоносная 200 м	Красноцветная карбонатно-терригенная 200 м
V	Карбонатная фосфоритоносная 500 – 700 м	
	Карбонатно-аргиллитовая фосфоритоносная 100-200м	Сероцветная терригенная 1500 м
R_3	Терригенная 80 – 90 м	

ЦИКЛОВ ТЯНЬ-ШАНЯ И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ Таблица № 2

Срединный Тянь-Шань	Северный Тянь-Шань: Таласо-Каратауская зона	Северный Тянь-Шань: Киргизско-Терскейская зона	Циклы
Молассоидная 1000 м	Карбонатная не менее 2500 м	Красноцветная моласса 2500 м	Каледонский
Флишоидная 500 – 1000 м		Флишоидная до 3000 м	
Яшмово-сланцевая железо-марганцевая 50 – 300м / Карбонатная 0 – 500 м / Черносланцевая ванадиеносная 0 – 300 м		Граувакковая 400-2000 м / Яшмовая до 1500 м	
	Карбонатно-кремнистая фосфоритоносная 0 – 50 м	Андезито-базальтовая 0 – 3000 м	
Кварцевых песчаников и доломитов 0 – 25 м	Красноцветная карбонатно-терригенная 0 – 200 м	Терригенно-карбонатная 0 – 3000 м	
Спарагмитовая (пестроцветная вулканогенно-терригенная железорудная) 150 – 2000 м	Спарагмитовая (пестроцветная вулканогенно-терригенная) 3000 – 3500 м	Красноцветная терригенная (спарагмитовая) 0 – 3000 м	Байкальский
Порфировая 0 – 3000 м	Флишоидная 4000 м	Спилито-диабазовая до 3000 м	
Валаховая 0 – 500 м		Валаховая	

дорифейский кристаллический цоколь. Этот цоколь Срединного Тянь-Шаня, по-видимому, представляет собой северный край крупной Корейско-Китайско-Таримской мегаплатформы (Королев, 1957 ; 1967). Ранний докембрий прорывается массивами гранитоидов, образующими широкие поля выходов в хребтах Сарыджаз, Куйлю-Тоо, Пскем, Таласский Ала-Тоо и в других районах Срединного Тянь-Шаня. В стратиграфическом разрезе выше отмечается толща преимущественно кварцитов и кварцевых песчаников. По-видимому, здесь мы имеем дело с фалаховой формацией Б.М.Келлера (1973).

Таким образом, стратифицированные крупные залежи железных руд спарагмитовой орогенной формации, ванадий-молибденовое оруденение углеродисто-кремнистой формации нижнего палеозоя и полиметаллы среднего палеозоя (Асаналиев, 1974) Срединного Тянь-Шаня были обусловлены своеобразной историей его геологического развития, очень ранним, видимо, дорифейским становлением в его пределах континентальной коры, последующей неоднократной активизацией в позднем протерозое-палеозое под влиянием байкальского, каледонского и вариоцийского тектогенеза в смежных областях Северного и Южного Тянь-Шаня.

В.Г.Королев

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И МАГМАТИЗМА В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

По предложению Т.Н.Спижарского, В.И.Кнауфом и мною были составлены палеотектонические карты Северного и Срединного Тянь-Шаня в м-бе 1:5000 000 для среднего и позднего рифея, вендского-юдомского времени, раннего - среднего кембрия, среднего-позднего кембрия. Они вошли составной частью в палеотектонические карты СССР м-ба 1:5000 000, которые были опубликованы Всесоюзным объединением "Аэрогеология" в 1977 г. К этим картам нами представлена развернутая объяснительная записка. В настоящем докладе излагается ее краткое содержание.

При составлении карт и записки к ней были использованы материалы сотрудников сектора тектоники и стратиграфии Института геологии АН Киргизской ССР и геологов-съемщиков Управления геологии Киргизской ССР (Жуков, 1965 ; Киселев, Королев, 1972 ; Макаумова, 1967). Основные положения по палеотектонике докембрия и нижнего палеозоя были изложены в ряде работ (Келлер и др., 1968 ; Киселев, Королев, 1972 ; Королев, 1960 ; 1966, 1967, 1970 ; Докембрий континентов, 1978 ; Палеогеография СССР, 1974).

В связи с неясностью соотношений стратотипа нижнего рифея Урала с поздним карелием-ятулием-иотнием мы не можем выделять достоверные аналоги нижнего рифея в Тянь-Шане. К тому же никаких органических остатков раннерифейского возраста ни на Тянь-Шане, ни в Казахстане пока что не обнаружено.

В Тянь-Шане и Казахстане можно выделить аналоги машакской серии Урала, разграничивающие в стратотипе досреднерифейские и среднерифейские образования. Это - толщи вулканитов, близких к орогенному типу (**энгургенкольская и бельчийская** свиты в Тянь-Шане, боздакская серия и ее аналоги в Казахстане). Сходные по составу вулканиты развиваются в обрамлении авлакогенов на платформах, на начальных стадиях их развития. В их основании проходит поверхность регионального несогласия, ниже которой располагаются толщи более высокой степени метаморфизма, занимающие в стратиграфической колонке самое различное положение, но, несомненно, выше гранито-гнейсового основания.

Досреднерифейская структура может восстанавливаться лишь предположительно. В северной части Тянь-Шаня располагалась высоко поднятая область выходов древних архейских и раннепротерозойских гнейсов и гранитоидов. Южнее прослеживалась полоса нижнепротерозойских ортокварцитов, сланцев и мраморов, перекрытых сланцево-карбонатными толщами нижнего (?) рифея, заполнявших обширный прогиб, близкий омогеосинклинальным (в понимании Т.Н. Спижарского). С юга прогиб ограничивался Срединно-Тяньшаньской

областью высокого стояния древнего фундамента с наложенными поздними раннепротерозойскими или раннерифейскими (?) кислыми вулканитами орогенного типа, образующими огромный протяженный вулканический пояс от Улутау до Сарыджаза (жийдинская и майтюбинская серии Улутау, возможно низы серии Большого Нарына). Такого рода толщи кислых вулканитов распространены очень широко на разных континентах, отмечая важнейший этап в становлении обширных площадей с континентальной корой на рубеже нижнего и верхнего протерозоя.

Средний рифей представлен преимущественно сланцево-карбонатными толщами (кенкольская серия и ее аналоги) сильно колеблющейся мощности : меньшей в областях развития древнего фундамента, большей в области предшествующего позднего раннепротерозойского-раннерифейского (?) прогиба. Границы среднерифейского прогиба маркируются выходами кислых и основных вулканитов (экургенкольская, бельчийская свиты), ассоциирующих с конгломератами, в основании среднерифейского разреза, что позволяет предполагать наличие разломов в фундаменте в ограничении прогиба, в частности в зоне будущей "важнейшей" линии. По особенностям своего заложения среднерифейские прогибы напоминают авлакогены на архейско-раннепротерозойском основании древних платформ.

Среднерифейские прогибы рассматриваемой части Тянь-Шаня по характеру заполнения близки миогеосинклиналям. Они развились на коре континентального типа, прошли в своем развитии такие стадии : заложение с раскалыванием фундамента и вулканическими излияниями ; интенсивное погружение, охватившее весь регион, но бывшее дифференцированным по своей интенсивности и, соответственно, по мощности заполнения при сравнительном однообразии литологии.

Предпозднерифейская складчатость характеризовалась образованием брахиморфных структур, осложненных разломами (Чилико-Кеминские, Центрально-Терскейский, "важнейшая линия"), оказывавшими влияние на распределение мощностей.

Вулканизм среднего рифея проявлен слабо. Со складчатостью связано широкое проявление предпозднерифейского гранитоидного

магматизма. Это - специфическая особенность среднерифейских геосинклиналей, существенно отличающая их от миогеосинклиналей, хотя характер формационного заполнения и структур близок последним.

Среди полезных ископаемых среднего рифея встречены магнезиты, доломиты, тальк и талькиты, широко развито сульфидное оруденение в углеродисто-сланцевых толщах. С интрузиями гранитоидов местами связано оловорудное оруденение, наложенное на магнезиальные скарны.

Разрезы верхнего рифея очень изменчивы по составу и мощности.

На севере, в терскейском типе разреза, его основание образовано регионально выдержанным горизонтом аркозовых и кварцевых песчаников фалахового типа (джельдысуйская св. и ее аналоги), знаменующим этап послесреднерифейской стабилизации и пенепленизации добайкальских структур. Этот горизонт с некоторыми вариациями прослеживается и в основании разрезов верхнего рифея позднедокембрийских орогенных зон подвижного пояса Тянь-Шаня, т.е. в чаткало-нарынском типе разреза. Затем вдоль ранее существовавших тектонических швов произошло заложение глубоких эвгеосинклинальных трогов, заполнявшихся основными вулканитами мощностью в несколько километров (терекская свита и ее аналоги). Верхний член разреза верхнего рифея в этих структурах образован терригенно-карбонатными толщами (типа учкошойской серии), несогласно срезающими вулканиты эвгеосинклинальных трогов, а на разделяющих троги геоантиклинальных поднятиях и срединных массивах перекрывающими несогласно нижний (?) - средний рифей, а также прорывающие их гранитоиды и более древние образования. Мощность верхнего рифея в прогибах до 5 км, на поднятиях и срединных массивах в 2-3 раза меньше.

Южнее терскейского распространен талассо-каратауский тип разреза с мощным заполнением Талассо-каратауского "флишевого" прогиба. В нижней части верхнего рифея развит терригенный флиш, сменяющийся карбонатным и сланцево-карбонатным. Разрез венчается грубообломочными образованиями нижней молассы (соответственно тагыртауская, сарыджонская, чаткарагайская флишевая и поступу-

лакская и коксуйская молассовая свиты).

В чаткало-нарынском типе разреза фелаховая формация перекрыта порфировой наземного типа формацией очень сильно изменяющейся мощности (верхняя часть серии Большого Нарына, кайнарская свита Б.Каратау, коксуйская серия Южного Улутау). Такие же образования развиты по периферии Муюнкумо-Наратского массива, в полосе, примыкающей к древнему глубинному разлому (кокпатасская св. Кендыктаса и ее аналоги).

Структурный план рассматриваемой области в позднем рифее характеризовался симметрией. На севере и на юге располагались массивы с высоким стоянием дорифейского фундамента, перекрытого в наложенных прогибах порфировой формацией рифея, широко развитой в зонах глубинных разломов, особенно по периферии массивов. Между массивами пролегала сложно построенная геосинклинальная система, в основных своих чертах унаследованная от среднерифейской геосинклинали, дифференцированная на вулканогенные троги и разделяющие их поднятия - геоантиклинали. С юга она была обрамлена окраинным Талассо-Каратауским флишевым прогибом. В общем развитии геосинклинальной системы намечаются следующие стадии : предгеосинклинальная - субплатформенная, раннегеосинклинальная - формирования асимметричных вулканогенных трогов, среднегеосинклинальная - развития флишевого прогиба, позднегеосинклинальная - накопления нижних моласс и общего замыкания геосинклиналей.

Складчатая структура, сформировавшаяся к концу позднего рифея (на предвендском срезе), такова. Осевое положение занимал Макбальско-Бурханский антиклинорий с выходами дорифея и среднего рифея в ядре. На ядро наложены терригенно-карбонатные прогибы позднего рифея, образующего брахиморфные складки.

По обе стороны антиклинория располагались асимметричные вулканогенные троги, с линейной складчатостью заполнявших их толщ в нижнем этаже и эжективной в верхнем. Талассо-Каратауский синклинорий асимметричного строения с флишевым заполнением, интенсивной линейной складчатостью в мощных разрезах (Кумыштагская подзона) и брахиморфной на внутренних относительных поднятиях (Курган-Каратаинская подзона) ограничивал с юга южную эвгеосинклинальную синклинорную структуру. В Срединном Тянь-Шане, в пределах Улутау-Чаткало-Нарынского вулканического пояса, преобладали глыбовые дислокации и вулкано-плутонические структуры. Они же были свойственны Муюнкумскому и Иссыккульскому массивам, особенно их периферическим частям.

В позднем рифее резко проявились ранее заложенные глубинные разломы : Центрально-Терскейский, "важнейшая линия", особенно Ичкелетау-Сусамырский, а так же система Чилико-Кеминских разломов.

Вулканизм позднего рифея был дифференцирован по зонам. Спилито-диабазовая формация (с базитовыми и гипербазитовыми интрузиями) заполняла эвгеосинклинальные троги, порфировая формация располагалась на массивах. С порфировой формацией были тесно связаны тела субвулканических кислых интрузий. В геосинклинальной складчатой области широко развиты постгеосинклинальные гранитоиды с возрастом в интервале 670-850 млн.лет.

Сингенетические полезные ископаемые позднего рифея не изучены. Можно выделить базальную фелаховую формацию как перспективную на цирконо-рутиловые древние россыпи по аналогии с Уралом (зильмердакская свита) и Кокчетавом (кокчетавская свита). Известняки чаткарагайской свиты в Таласском хребте имеют повышенный свинцовый фон. Не исключено, что мобилизация этого свинца в каледонском и герцинском циклах привела к его концентрации в виде месторождений. С нижней красноцветной молассой (кызылбельская-постунбулакская свита) ассоциируют меденосные сланцы. Эндогенное оруденение пока не выявлено.

Вендский комплекс образует почти сплошной покров в Срединном Тянь-Шане и Талассо-Каратауской зоне и пока что достоверно не выявлен в Северном Тянь-Шане. Он залегает трансгрессивно и с несогласием на различных более древних толщах и прорывающих их гранитоидах, начинается толщами аркозов и карбонатов, формирующихся в условиях спокойного тектонического режима (чичканская и актугайские свиты в Талассо-Каратауской зоне, основание муроташской свиты и ее аналогов в Чаткало-Нарынской). Основной фон венда образует спарагмитовая формация с характерными для неё

тиллитоподобными конгломератами (джетымская, улутавская серии). В этой формации ассоциируют прибрежно-морские, пролювиальные, аллювиальные, озерные и ледниковые образования, преимущественно грубообломочные (фанломератовая молассо, Королев, 1960). Мощность формации изменяется очень значительно, отражая сильно расчлененный рельеф орогенной области с глыбово-складчатыми деформациями на фоне общих очень интенсивных воздыманий. Седиментация происходила в структурах типа межгорных впадин.

Анализ мощностей и состава осадков позволяет выделить ряд конседиментационных структур, унаследованно развивавшихся в каледонское время. Складки вендских толщ - простые открытые, в основном типа складок основания, осложненные конседиментационными разломами. Основные разломы были унаследованы от позднерифейского времени.

Вулканизм венда в Талассо-Каратауской зоне характеризовался формированием туфов и туффитов липаритового и трахилипаритового состава, в Срединном Тянь-Шане - излияниями трахибазальтовых, трахиандезитовых и трахитовых лав, внедрениями силлов и малых интрузий щелочных габбро и габбро-диабазов. Предполагается близость вулканизма венда в Тянь-Шане траппповому. Гранитоидный магматизм венда не выявлен.

Среди полезных ископаемых в вендских толщах выделяются железные руды, формирующие Джетымский железорудный бассейн. Отдельные горизонты венда характеризуются повышенной фосфористостью. Ярким примером являются месторождения апюмофосфатов Улутау.

Байкальский цикл тектогенеза в рассматриваемой части Тянь-Шаня характеризуется завершенностью : геосинклинальный этап сменился постгеосинклинальным с широким развитием грубой молассы. Но эта завершенность характеризует лишь Талассо-Каратауский прогиб, а молассо распространяется и на периферию Срединного Тянь-Шаня. В эвгеосинклинальной области молассовые образования венда не выявлены, но они развиты на периферии срединных массивов.

Байкальские структуры во всех зонах срезаются поверхностью

регионального несогласия, вдоль которой в ряде мест сохранились коры выветривания, развивающиеся на пенепленизированной поверхности, отражающей этап общей стабилизации тектонического режима в предкаледонскую тектоническую эпоху.

С конца венда начинается каледонская регенерация байкальских тектонических структур. В Северном Тянь-Шане на месте байкальских эвгеосинклинальных трогов возникают кембрийские (раннекаледонские) эвгеосинклинальные троги, заполнявшиеся андезитобазальтовой и базальтовой формациями в раннем кембрии и граувакково-кремнистой и яшмовой в среднем и позднем кембрии и раннем ордовике. Граувакково-кремнистая формация распространяется и в наложенные прогибы на смежных поднятиях и массивах, залегая несогласно на докембрийских структурах.

В Талассо-Каратауской зоне кембрийское время отличалось очень слабыми погружениями, маломощной, преимущественно карбонатной, с фосфоритами на начальной стадии, седиментацией. Интенсивность погружения была в 10 раз меньшей, чем севернее, в регенерированных эвгеосинклинальных зонах, при сравнительной мелководности отложений, т.е. при компенсации погружения осадконакоплением. В Срединном Тянь-Шане кембрий также характеризовался отложениями малой мощности при практической непрерывности разрезов, широким развитием углеродисто-кремнисто-сланцевой формации с ванадием, молибденом, фосфором и другими их спутниками и карбонатной, несомненно, мелководной формации. И в этой зоне погружение в течение кембрия было в основном компенсировано осадконакоплением, хотя временами могли возникнуть и сравнительно глубоководные условия. Сходство разрезов кембрия этих районов с разрезами кембрия Китайской платформы, малая мощность кембрия дали нам право говорить о субплатформенном характере развития Срединного Тянь-Шаня и прилегающей к нему Талассо-Каратауской зоны в кембрийско-раннеордовикское время. Такая точка зрения оспаривается многими исследователями и поэтому требует дальнейших исследований.

Эвгеосинклинальная область Северного Тянь-Шаня в кембрии была дифференцирована на те же структурные элементы, что и в

позднем рифее.

Начало кембрия – очень важный этап мощного экзогенного рудообразования в Тянь-Шане (Королев, 1960 ; Королев и др.,1973; Холодов, 1970). Оно сосредоточено там, где погружение было очень замедленным и в то же время практически непрерывным, не считая кратковременных перерывов в пределах Талассо-Каратауской зоны. К этому интервалу относится формирование Каратауского фосфоритового бассейна и ванадиеносно-молибденового Байконур-Чаткало-Нарынского пояса углеродисто-сланцевой формации, протянувшегося не менее, чем на 2000 км вдоль северной периферии субплатформенной области, отграниченной от смежной эвгеосинклинальной области регионально выраженной и длительно развивающейся зоной глубинного разлома – "важнейшей линией Николаева".

Краткие выводы таковы.

I. В среднем рифее регион характеризовался довольно однородным по литологическому составу заполнением. Он был дифференцирован на блоки с мощной и маломощной седиментацией, в целом непрерывной. Блоки разделялись разломами в фундаменте, по которым происходили вулканические излияния. В этом отношении зоны большой мощности напоминали авлакогены. Важным отличием от платформенного чехла является интрузивный магматизм на завершающей средний рифей стадии, брахиморфная ажективного типа (с переходом вдоль разломов в линейную) складчатость. Среднерифейские прогибы развивались на консолидированной коре континентального типа.

2. Послесреднерифейская постскладчатая пенепленизация проявилась в Тянь-Шане повсеместно и сменилась седиментацией аркозовых и кварцевых песчаников фалаховой формации, свойственной спокойному субплатформенному тектоническому режиму.

3. В позднем рифее в этой части Тянь-Шаня развился подвижный пояс с дифференциацией на свойственные фанерозою эвгеосинклинали и разделяющие их срединные массивы, миогеосинклинальные и флишевые прогибы, краевой вулканический пояс и вулканические депрессии на массивах. В развитии байкальского подвижного пояса отчетливо выразились три стадии геосинклинального этапа :

а) погружения с основными и средними вулканитами в эвгеосинклиналях и одновременными с ними кислыми вулканитами в орогенах ; б) некоторой стабилизации с развитием терригенно-карбонатно-флишевого прогиба по периферии пояса и наложенных мульд с терригенно-карбонатным заполнением в возникшей в это время байкальской геоантиклинали Северного Тянь-Шаня ; в) раннеорогенного-эпигеосинклинального расчленения тектонического рельефа в условиях растущих воздыманий с накоплением в прогибах нижних молассо, менее грубых и гораздо менее мощных, чем в фанерозойских поздних геосинклиналях.

4. Позднерифейская складчатость сформировала байкальскую складчатую структуру Северного Тянь-Шаня и выразилась в глыбовых деформациях в Срединном Тянь-Шане. Она сопровождалась внедрением гранитоидов. Раннебайкальская складчатость в Тянь-Шане была не окончательной, хотя раннебайкальский тектонический цикл представлен полной и завершенной последовательностью формаций.

5. Раннебайкальские складчатые структуры срезаны предвендской поверхностью регионального несогласия. Вышележащие маломощные толщи аркозовых и кварцевых песчаников знаменуют стабилизацию тектонического режима на всей территории.

6. Вендское время характеризовалось как позднебайкальский этап развития орогенных структур, особенно типично проявленных в Среднем Тянь-Шане, где в условиях орогенного режима в межгорных впадинах накапливались мощные толщи фангломератовой молассы.

7. В конце венда позднебайкальские орогенные структуры были сниведлированы денудацией. На пенепленизированной поверхности развились коры выветривания.

8. Поздневендский этап стабилизации сменился каледонским возобновлением эвгеосинклинального режима в Северном Тянь-Шане. В Срединном Тянь-Шане и в прилегающей Талассо-Каратауской зоне в кембрийское-раннеордовикское время синхронно с эвгеосинклинальным режимом в Северном Тянь-Шане господствовал субплатформенный режим.

Р.А.Макарова

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ОРОГЕНЕЗА В ТЯНЬ-ШАНЕ

Позднерифейский этап геологического развития Тянь-Шаня знаменуется возникновением всех типов существующих в фанерозое структур. Появляются эвгеосинклинали с миогеосинклинальным обрамлением, срединные массивы, орогенные пояса, плиты, внутрикратонные прогибы с набором формаций, типовых для фанерозоя. Конец этого этапа характеризуется складчатыми деформациями, интрузивным магматизмом, широким развитием зеленоцветных и пестроцветных терригенных и вулканогенно-терригенных формаций.

На тектоническую природу пестроцветного комплекса отложений к настоящему времени определилось несколько различных точек зрения.

В Улу-Тау (Центральный Казахстан) формирование литолого-стратиграфических аналогов этих отложений Ю.А.Зайцевым и Т.Н. Херасковой (1977) отнесено к началу тектонической активизации каледонского геосинклинального цикла. Г.И.Макарычевым (1978) эти образования вместе с терригенно-карбонатным комплексом верхнего докембрия Таласо-Каратауской зоны отнесены к раннему этапу переходной стадии геосинклинального развития. Неопределенность толкования природы пестроцветного вулканогенно-терригенного комплекса делает дискуссионным вопрос о проявлении байкальского орогенеза в Тянь-Шане и Казахстане, характере и времени его проявления.

Решение этого вопроса, очевидно, должно базироваться на результатах изучения и типизации слагающих данный комплекс формаций вместе с подстилающими и перекрывающими образованиями и на выявлении закономерностей их пространственного и временного размещения. Такой анализ, проводившийся мною в течение многих лет, свидетельствует о молассовой природе этих формаций. Районы Таласского хребта, Большого и Малого Каратау, Джетымтау, Чаткала и Сандалаша, Пскема, где проводились исследования, а также Улу-Тау, явились наиболее подходящими для решения этого вопроса,

поскольку здесь наиболее полно представлены позднедокембрийские отложения. И это вполне закономерно, поскольку эти районы в позднем докембрии представляли собой южную периферическую часть Казахстано-Тяньшаньской геосинклинальной области. Как известно, орогенные структуры завершающего этапа геосинклинального развития закладываются преимущественно по внешнему краю геосинклинали, на границе ее с платформенной областью.

Первой в инверсионный режим была вовлечена Киргизско-Терскейская эвгеосинклинальная зона, в которой произошло активное внедрение интрузий верхнерифейских гранодиоритов и вендских щелочных гранитов (Жуков и др.,1978), общее воздымание. Продукты разрушения слагающих этот блок толщ накапливались в соседнем Таласо-Каратауском флишевом прогибе.

Формирование первых орогенных молассовых накоплений начинается в конце позднего рифея, где они постепенно сменяют флишевые осадки. К первым формациям этого этапа отнесены зеленоцветная флишоидно-молассовая формация (до 1000 м мощностью) и нижняя морская моласса (до 2800 м). Для них характерны тесная связь с подстилающими флишевыми образованиями, общий план деформаций с ними, унаследованность основных признаков состава и строения предшествующей флишевой формации, локальность площадного распространения (только Таласо-Каратауский прогиб). Ложатся они на карбонатные толщи, содержащие верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты,- тогузбайскую и чаткарагайскую свиты. В гальке конгломератов содержится микропроблематика смешанного позднерифейско-вендского комплекса.

Отмечается накопление меди в красноцветных породных комплексах, полиметаллов и барита в мелководноморских известково-доломитовых фациальных комплексах флишоидно-молассовой формации.

Вышележащий пестроцветный вулканогенно-терригенный молассовый комплекс отделен от подстилающего несогласием, местами угловым. Этому несогласию предшествует общее поднятие и внедрение интрузий с возрастом 650-670 млн.лет (актасские и кумыстинские граниты и граносиениты). Базальные слои вулканогенно-терригенного комплекса во многих районах сложены продуктами разрушения

этих гранитов. Развит вулканогенно-молассовый комплекс по площади значительно шире предыдущего. Занимает он Таласо-Каратауский позднерифейский миогеосинклинальный прогиб (малокаройская серия). В прогибание вовлекается также соседняя с юго-запада окраинно-платформенная зона. Здесь возникает ряд прогибов, заполнявшихся сходными терригенными (аркозовыми по составу) и вулканогенными формациями : акбулакская серия в Улу-Тау, ранская свита в Большом Каратау, толща аркозовых песчаников и щелочных базальтоидов в Пскемском хребте, мурсашская серия Сандалашского хр., толща Сарыбельын-Чонторы в хребте Джетымтау. Аналоги вулканогенно-молассового комплекса пока не известны во внутренних частях геосинклинальной области. Мощность комплекса составляет 500-1500м. Строматолиты, содержащиеся в нем, отнесены И.Н.Крыловым (1967) к вендским.

Орогенные прогибы этой стадии имеют наложенный характер, который подчеркивается резким отличием состава формаций от подстилающих отложений, гетерогенным характером фундамента и более простым типом деформаций. Если для подстилающих флишоидно-молассовой и нижнемолассовой формаций вместе с флишевой присущ линейный тип складчатости, то отложения вулканогенно-молассового комплекса смяты в пологие брахиморфные складки.

В этих формациях появляются следы россыпей в континентальной аркозовой молассе, повышенные содержания ванадия, фосфора, алюмофосфатов, марганца в углисто-кремнистых формациях и метасоматически измененных туфах вулканогенно-терригенных отложений.

Формирование мощного, специфического по составу комплекса отложений, включающих тиллитоподобные конгломераты, знаменуют наступление третьей, заключительной стадии орогенного этапа. Максимальное осадконакопление смещается в сторону платформы, по краю которой закладывается серия прогибов : Байконурский, Ранский, Каракасмакский, Джетымтауский, образующих протяженный пояс. Отложения этих прогибов имеют среднюю мощность около 1200м, иногда 3000 м. Они имеют сходный состав на большом протяжении от Улу-Тау до Джетымтау в Восточном Тянь-Шане. Подошву и кровлю отложений составляют тиллитоподобные конгломераты. Галька их содер-

жит микрофитолиты Ш и IУ комплексов. Межтиллитовые толщи повсюду имеют терригенный и реже карбонатно-терригенный состав.

В пределах геосинклинальной области отмечается накопление терригенных и терригенно-карбонатных осадков небольшой мощности, содержащих один горизонт тиллитов (Талас, Западное Прибалхашье, Джунгарский Алатау, Атасу-Моинтинский водораздел, Чу-Илийские горы[X]). Тиллитоподобные конгломераты небольшой мощности появляются на широких пространствах обрамляющей геосинклинальную область с юга и юго-запада платформы (Кызылкумы, Южный Тянь-Шань, Таримская платформа).

Формирование комплекса происходит как в наложенных прогибах предыдущей стадии вслед за вулканогенно-молассовыми отложениями, так и в новообразованных прогибах, наложенных на фундамент. В структурном плане он тесно связан с перекрывающими кремнисто-карбонатными и карбонатными формациями нижнего палеозоя.

Накоплением тиллитоподобных конгломератов завершается развитие байкальских орогенных прогибов в Тянь-Шане и Казахстане. Вся эта территория затем испытывает поднятие. Об этом свидетельствуют древние коры химического выветривания, реликты которых сохранились во многих районах Тянь-Шаня (Адышев и др., 1967 ; Максумова, 1973).

Новое поздневендско-раннекембрийское погружение и морская трансгрессия привели к накоплению маломощных, но очень выдержанных на огромных пространствах бывшей байкальской геосинклинальной области Южного Казахстана и Тянь-Шаня, Южно-Тяньшаньской и Таримской платформах фосфорито- и ванадиеносной кремнистой и карбонатной платформенных формаций кембрия (Королев, 1957, 1960; Королев и др., 1973), местами и ордовика. Основание платформенного чехла в пределах Талассо-Каратауской зоны представлено автохтонной красноцветной терригенно-карбонатной формацией небольшой мощности. Глауконитовые, содержащиеся в известняках верхней части этой формации, имеют возраст 560-570 млн.лет. А выше идут слои

X Все эти районы относятся к периферии Байкальско-каледонских срединных массивов.

с фаунистическими остатками самых нижних горизонтов кембрия.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

I. Возраст байкальских орогенных формаций Тянь-Шаня и Южного Казахстана позднедокембрийский и время их накопления охватывает интервал от самых верхов верхнего рифея по венд включительно. Замыкание геосинклинального режима, устанавливаемое по смене формаций главного геосинклинального комплекса орогенными формациями наложенных прогибов, здесь происходит на уровне 650-600 млн.лет. В районе Сибирских байкалид эта граница проходит на уровне 800-900 млн.лет (Кудрявцев, 1973).

2. Для миогеосинклинальной зоны Улу-Тау-Северотяньшаньской геосинклинальной области байкальский орогенез явился завершающим. Недостаточная изученность стратиграфии и формаций самых низов палеозоя в области байкальских эвгеосинклинальных прогибов, пока, как представляется, не позволяет однозначно судить о дальнейшей (каледонской) истории их развития.

3. Собственно, для байкальского орогенного комплекса Тянь-Шаня и Южного Казахстана характерны большая мощность нижнемолассовых формаций, тесная их связь с геосинклинальными формациями, относительно небольшая мощность и небольшой объем вулканических пород вулканогенно-молассового комплекса наложенных орогенных структур, присутствие тиллитоподобных конгломератов в верхнемолассовом комплексе и тесная его структурная связь с формациями чехла.

4. Байкальский орогенный комплекс Тянь-Шаня и Южного Казахстана имеет сходное с орогенными комплексами палеозоид трехчленное строение. Основание его представлено нижнемолассовыми формациями. Средняя часть представлена вулканогенно-молассовым комплексом, имеющим более широкое площадное распространение и несогласный наложенный характер. Отличаются байкальские формации Тянь-Шаня от аналогичных палеозойских гораздо меньшей мощностью и небольшим процентом вулканогенных пород. Но, как уже указывалось, пока остается неизученным этот этап в эвгеосинклинальных прогибах. Место верхних молассо орогенных комплексов палеозоид в байкальском орогенном комплексе занимают тиллитоподобные конгломераты. Наличие этих тиллоидных пород является спецификой орогенных формаций байкалид во всех известных районах их распространения.

А.В.Вихерт

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТАЛАССКОГО ГОРСТА

Таласский горст сложен преимущественно протерозойскими толщами и ограничен на юге Таласо-Ферганским разломом, южнее которого находятся палеозойские складчатые структуры Срединного Тянь-Шаня, а на севере - серией разрывов и стратиграфически несогласных контактов, по которым горст граничит с Таласским грабеном, выполненным новейшими отложениями. В западной части горста выделяются с юга на север четыре структурно-фациальные зоны : Узунахматская, Кумыштагская, Тагыртауская и Курган-Карагаинская. Они отличаются составом, мощностью, степенью метаморфизма и складчатой структурой одновозрастных свит. Зоны разделены системами антиклинальных складок, отчасти разрывами.

Стратиграфический разрез рифея по зонам снизу вверх таков. Бакаирская свита состоит из светлых мраморов (Узунахматская зона). Вероятно, одновозрастна с ней сарыджонская свита зеленых песчаников и сланцев с подчиненными известняками (Кумыштагская и Тагыртауская зоны). Карабуринская свита - чередующиеся известняки и зеленоватые сланцы с подчиненными зелеными песчаниками (Узунахматская зона). Ее возрастными аналогами являются четкарагайская свита, в разрезе которой чередуются известняки и сланцы с подчиненными пластами зеленых песчаников в Кумыштагской и Курган-Карагаинской зонах, и тагыртауская свита зеленых песчаников и сланцев в Тагыртауской зоне ; узунахматская свита (чередующиеся зеленые песчаники и сланцы) в одноименной зоне и ее возрастной аналог - кызылбельская свита преимущественно малиновых сланцев с подчиненными песчаниками в остальных зонах. Наибольшей

мощностью разрез рифея обладает на юге, в Узунахматской зоне, наименьшей – на севере, в Курган-Карагаинской зоне. Вендские и кембро-ордовикские вулканогенные, терригенные и карбонатные толщи распространены внутри синклиналей в Кумыштагской и Курган-Карагаинской зонах.

Сочетаясь между собой, тектонические зоны образуют с юга на север: Талассский моноклинорий, находящийся у южного края Узунахматской зоны непосредственно севернее Талассо-Ферганского разлома и сложенный породами бакаирской и более молодых свит ; Чилисайский синклинорий, захватывающий большую часть Узунахматской и Кумыштагской зон, где на поверхность выходят карабуринская, чаткарагайская и более молодые свиты ; Бабаханский антиклинорий, который находится в полосе сочленения Кумыштагской и Тагыртауской зон, – здесь обнажается сарыджонская свита с участием более молодых свит, и Кокджарский синклинорий, приходящийся на Тагыртаускую и Курган-Карагаинскую зоны и сложенный с поверхности преимущественно тагыртауской свитой. По простиранию складчатость полого погружается с запада на восток.

Складчатость, линейная в плане, ориентирована субпараллельно Талассо-Ферганскому разлому. Наиболее крупные складки, особенно в Узунахматской зоне, простираются на расстояние более 100 км. Севернее, в кумыштагской и особенно в Тагыртауской зонах, складки не столь протяженные и образуют пучки (виргации), кулисообразно сменяющие друг друга по простиранию. Преобладают сравнительно крупные складки шириной от 250 м до 1 км с крутыми и подвернутыми крыльями. В ядрах антиклиналей слои залегают обычно несколько круче, чем в синклиналях (тенденция к образованию гребневидных форм). К югу от осевой зоны Бабаханского антиклинория осевые поверхности складок наклонены преимущественно на юг, к северу – на север. Местами наблюдается опрокидывание складчатости в обе стороны от оси антиклинория.

Среди разрывных нарушений преобладают взбросы (крутопадающие надвиги, крупнейший из них Центрально-Талассский или Кумыштагский), вытянутые субпараллельно складчатости.

Гранитоидные тела – Бабаханский и Кумыштагский – находятся

в Тагыртауской зоне, имеют разный возраст и различно соотносятся со складчатой структурой вмещающих толщ. Байкальский Бабаханский массив приурочен к поперечному антиклинальному перегибу Талассского горста, имеет согласные и секущие контакты и представляет собой тело типа лакколита ; раннекаледонский Кумыштагский массив расположен в поперечном синклинальном перегибе, имеет секущие контакты и является штоком.

Метаморфизм, как и кливажирование толщ, наиболее интенсивны в Узунахматской зоне, вблизи Талассо – Ферганского разлома, и убывают по удалении от него с юга на север и вдоль разлома с востока на запад.

Рифейско-раннекаледонская толща Талассского горста распадается на следующие формации снизу вверх по разрезу : карбонатная формация (бакаирская свита) в Узунахматской зоне и, вероятно, одновозрастная с ней терригенная песчано-глинистая формация (сарыджонская свита) в остальных зонах ; флишевая формация (карабуринская и чаткарагайская свиты) в Узунахматской, Кумыштагской и Курган-Карагаинской зонах и терригенная песчано-глинистая формация (тагыртауская свита) в Тагыртауской зоне, служащая продолжением разреза формации, начавшей формироваться здесь в сарыджонское время; пестроцветная молассовая формация (узунахматская и кызылбельская свиты) соответственно в Узунахматской и Кумыштагской-Тагыртауской зонах. Эта формация завершает рифейскую геосинклинальную стадию развития региона. На орогенной вендско-среднеордовикской стадии в межгорных впадинах накапливались вулканогенно (пирокластическая) – терригенная формация (курганская свита), конгломератовая (терексайская свита) и карбонатная формация (бешташская свита), которой заканчивается орогенная стадия развития территории в докембрии – раннем палеозое.

Первые признаки складкообразования устанавливаются в рифейское время, когда на границах зон на месте современных крупных антиклиналей возникли фациальные разделы между бакаирской и сарыджонской, а позднее карабуринской, чаткарагайской и тагыртауской свитами. Завершилось складкообразование подвижками по Центрально-Талассскому взбросу в конце ордовика.

— Крупнейшая фациальная граница между Кумыштагской и Тегыртауской зонами, осевая часть горста, линия, на которой находятся Бабаханский и Кумыштагский массивы, и метаморфические границы ориентированы косо к простиранию складчатости, отклоняясь от него к широтному направлению. Вероятно, между простиранием структур рифейского комплекса пород и подстилающего его фундамента имеется несоответствие – в фундаменте простирания ближе к широтным.

Особенности вергенции складок : южная вергенция к югу от осевой части горста и северная – к северу, наблюдающиеся местами развальцивание складок в осевой части горста, находящиеся поблизости отсюда интрузивные массивы, поднятие зеркала складчатости вдоль южного края горста в зоне повышенного метаморфизма у Талассо-Ферганского разлома, тенденция к образованию гребневидных форм – все эти признаки свидетельствуют в пользу гипотезы о конвективном (диапировом) механизме складкообразования.

В.С.Буртман

ТЕКТОГЕНЕЗ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МАГМАТИЗМ ТЯНЬ-ШАНЯ В КАРБОНЕ

Каменноугольный период – революционная эпоха в развитии палеозойской геосинклинальной системы Тянь-Шаня, время ее превращения в складчатую систему. Этот процесс начался в намюре. До этого на протяжении большей части раннего карбона формирование отложений подчинялось следующей зональности. На севере находился Киргизский континент, в который ныне входят Срединный и Северный Тянь-Шань и прилегающие территории до хребтов Джунгарского и Богдошань на севере. На южной окраине Киргизского континента в шельфовой зоне происходило формирование карбонатных отложений турне и визе. Эти мощные отложения широко распространены на территории

Срединного Тянь-Шаня. Кремнисто-карбонатные отложения раннего карбона, вероятно, сформированные на континентальном склоне Киргизского континента, известны на территории гор Карачатыр, в предгорьях Алайского хребта.

Южнее Киргизского континента находилась зона с корой океанического типа – Туркестанская океаническая структура (Буртман, 1976). Эта океаническая структура ведет свою историю с ордовика или более раннего времени. Отложения раннего карбона венчают разрез эвгеосинклинальных вулканитов, имеющих ордовикский, силурийский и девонский возраст (Буртман и др., 1977). Раннему карбону в этом разрезе принадлежит конденсированная толща силицитов и известняков, формировавшаяся в глубоководных условиях. Эти отложения развиты в хребтах Алайском, Ферганском, Баубашатинском, Атбашинском.

Южнее Туркестанского океанического бассейна находился Алайско-Таримский континент, который, вероятно, был частью обширного Евро-Таримского или Евро-Китайского континента. На его континентальном склоне в раннем карбоне отлагались глубоководные карбонатно-кремнистые отложения, которые слагают конденсированный разрез. Эти отложения входят в состав шаланской свиты и ее аналогов, развитых в хребтах Туркестанском, Алайском, Восточно-Алайском, Ферганском, Баубашатинском, Кокшаальском, Беркелдой и на возвышенностях Кызылкума. На шельфе Алайско-Таримского континента формировались мощные карбонатные отложения нижнего карбона, широко развитые на территории Южного Тянь-Шаня.

В конце раннего карбона началось поперечное сокращение Туркестанского океанического бассейна вследствие субдукции ее океанической коры под Киргизский континент (см.схему). О процессе субдукции свидетельствует пояс андезитовых вулканитов намюр-башкирского возраста, который протягивается из Кураминского хребта в Кызылкумы. Он сложен уя-минбулакской свитой и ее аналогами. Они формировались на краю Киргизского континента.

В начале среднего карбона Туркестанская океаническая структура была полностью закрыта и произошло столкновение Киргизского и Алайско-Таримского континентов. В Кураминском вулканическом

Рис. I. Схема закрытия Туркестанского океанического бассейна и формирования шарьяжей. I-2- породы Туркестанской океанической структуры: I - вулканогенные отложения, 2 - гипербазиты и габброиды океанического фундамента; 3-5 - породы континентов: 3 - среднепалеозойские карбонатные отложения, 4 - среднепалеозойские терригенные и кремнистые отложения, 5 - нижнепалеозойские и докембрийские терригенные образования; 6 - флишевые и олистостромовые отложения эпохи шарьирования; 7-8 - вулканизм: 7 - кислого состава, 8 - среднего состава.

поясе в это время андезитовый вулканизм сменился вулканизмом кислого состава. Это свидетельствует о том, что субдукция океанической коры под Киргизский континент прекратилась, и тектоническая активность переместилась внутрь континентальной коры. Вывод о закрытии Туркестанского океанического бассейна в башкирское время согласуется с тем фактом, что в эвгеосинклинальных разрезах Туркестанской океанической коры отсутствуют отложения моложе намюрских или намюр-башкирских. В настоящее время можно проследить структуру Туркестанского океана. Она проходит вдоль северных подножий Султануиздага, Северного Букантау, Северного Нуратау, Туркестанского и Алайского хребтов, через Северную Фергану, и смещенная Таласо-Ферганским сдвигом эта структура продолжается в Атбашинском хребте.

При сокращении Туркестанского океанического бассейна были сформированы первые шарьяжи - континентальный склон Киргизского континента был шарьирован на Туркестанскую океаническую кору. При столкновении континентов океаническая кора была в свою очередь шарьирована на континентальный склон Алайско-Таримского континента. На этом континентальном склоне перед фронтом шарьяжей формировались флишевые и олистостромовые отложения, которые затем были перекрыты шарьяжами океанической коры. Эти флишевые и олистостромовые отложения имеют раннемосковский возраст. Они известны в Алайском и Туркестанском хребтах. Олистостромовые отложения подстилают Туркестанскую океаническую кору также на территории Северного Нуратау и Центральных Кызылкумов (Буртман, 1973).

После закрытия Туркестанской океанической структуры шарьирование переместилось внутрь Алайско-Таримского континента. Алайский континентальный склон сформировал нижние шарьяжи, которые вместе с лежащими на них более ранними аллохтонами двигались внутрь этого континента. Когда этот процесс приблизился к шельфовой зоне, произошло опускание края Алайско-Таримского континента, и мелководное карбонатонакопление сменилось формированием флиша и олистостром, имеющих московский, в том числе позднемосковский, возраст. Это опускание охватило часть континента, расположенную

севернее и западнее Таримского массива. Подошва шарьяжей во время их движения и в этом случае находилась в глубоководной зоне. Олистостромовые отложения под этими нижними шарьяжами распространены в Туркестанском и Алайском хребтах, на возвышенностях Центральных Кызылкумов.

Таким образом шарьяжи Южного Тянь-Шаня формировались в течение всего среднего карбона (сначала верхние, потом нижние). Соответственно, флишевые и олистостромовые отложения, синхронные с шарьированием, имеют более молодой возраст под верхними шарьяжами. К концу среднего карбона была создана многослойная система шарьяжей : внизу залегают породы Алайско-Таримского континента, на них - породы Туркестанской океанической коры и выше - краевой части Киргизского континента.

В эпоху шарьирования в результате процессов течения и волочения в двигающихся тектонических пластинах формировались складки. Это складкообразование происходило автономно в каждой тектонической пластине, что привело к созданию многоярусной диогармонично складчатой толщи пород. Эти складки имеют небольшие размеры, они не выходят за пределы тектонических пластин, которые во время шарьирования сохраняли горизонтальное или почти горизонтальное залегание. Исследования таких складок, проведенные в Алайском хребте, позволили выяснить направление движения тектонических покровов. О том, что в эпоху шарьирования не было создано крупных складчатых структур свидетельствует тот факт, что верхнекаменноугольная молассa без углового несогласия налегает с размывом на среднекаменноугольные породы, принадлежащие тектоническим покровам и автохтону. Такие соотношения видны в Алайском, Восточно-Алайском и Ферганском хребтах. Это параллельное залегание имеет место в тех случаях, когда стратиграфический перерыв перед отложением позднемосковской или позднекаменноугольной молассы был невелик. Угловое несогласие в основании молассового комплекса можно видеть там, где он залегает на значительно более древних отложениях, а также в основании позднепермской молассы.

На Киргизском и Алайско-Таримском континентах орогенные процессы начались в разное время. Во внутренней части Киргизского

континента на территории Северного Тянь-Шаня орогенное осадконакопление происходило в намюрское и башкирское время одновременно с процессами шарьирования в Туркестанской океанической структуре. На Алайско-Таримском континенте горообразование началось лишь в московское время - после закрытия Туркестанской океанической структуры. В конце среднего карбона после закрытия океанических структур вследствие совместного коробления сомкнувшихся континентальных блоков орогенные процессы охватили всю территорию Тянь-Шаня. В позднем карбоне на обширных территориях накапливались мелководные и континентальные молассовые отложения, а вблизи сутур закрытых палеозойских океанов над бывшими зонами субдукции формировались орогенные вулканиты. Накопление позднекаменноугольных моласс происходило на фоне (и вследствие) формирования крупных складчатых структур, которые были ориентированы вдоль простирания складчатого пояса. О том, что складки формировались одновременно с накоплением молассы свидетельствует анализ мощности молассовых отложений в синформах и угловые несогласия внутри молассы (Поршняков, 1973).

В орогенную эпоху были сформированы синформные и антиформные складки, которые определяют облик вариscид. При формировании этих складок поверхности шарьирования были деформированы и приобрели вторичный наклон - различный на разных крыльях складок. Складчатая структура была осложнена также взбросами и надвигами, ориентированными вдоль простирания складок и мелкими складками. В результате орогенного складкообразования возникла вторичная вергентность тектонических структур, резко отличавшаяся от существовавшей в среднем карбоне в эпоху шарьирования. Результаты исследования вторичной вергентности иногда ошибочно используют при решении вопроса о направлении движения тектонических покровов (Макарычев, 1978). Вторичная вергентность часто имеет разное направление на разных крыльях крупных складчатых структур, возникших в орогенную эпоху. Некоторые исследователи (Довжиков, 1977 ; Резвой, 1969) неправомерно рассматривают этот факт как аргумент против существования больших тектонических покровов в Алае.

Гиссарская океаническая структура разделяла в раннем карбоне Алайско-Таримский и Таджикский континентальные блоки. Эта океаническая структура, вероятно, имела форму рифта. На дне рифта в раннем карбоне изливались базальты. Они залегают ныне на южном склоне Гиссарского хребта. Гиссарский рифт был закрыт, видимо, вследствие субдукции его океанической коры под Алайско-Таримский континент. Об этом свидетельствуют андезиты, которые развиты на территории Гиссарского хребта непосредственно севернее офиолитов Гиссарской океанической коры (Портнягин и др., 1973). Судя по возрасту андезитов (намюрский - московский ярусы), Гиссарский рифт был закрыт в одно время с закрытием Туркестанского океанического бассейна. Не исключено, что процесс закрытия Гиссарского рифта закончился надвиганием края Алайско-Таримского континента на Таджикский континентальный блок.

На всей территории, охваченной позднепалеозойской складчатостью и горообразованием формировались плутоны гранитоидов. Этот процесс начался в конце среднего карбона, вблизи бывших зон субдукции - непосредственно к северу от Туркестанской и Южно-Гиссарской океанических сутур. Здесь возникли наиболее крупные вариссийские плутоны - Чаткало-Кураминский и Гиссарский. Во внутренних частях бывших континентов гранитный плутонизм начался позднее - в позднем карбоне и перми.

И.И.Никитченко

ОСНОВНЫЕ ЦИКЛЫ (ЭТАПЫ) РАЗВИТИЯ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ - РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

Джунгарский Алатау, занимающий пограничное положение с Тянь-Шанем, в геологическом строении особенно докембрия и нижнего палеозоя имеет много общего с отдельными районами Средней Азии. Это позволяет рассматривать основные циклы развития Джунгарского Алатау в позднем докембрии и раннем палеозое в сопоставлении с

этим регионом.

Докембрийские и нижнепалеозойские образования слагают в Джунгарском Алатау разобщенные участки в пределах Текелийского и Центрально-Джунгарского антиклинориев. Наиболее полно они предствлены в Текелийском антиклинории (рис.I). Здесь выделены



Рис. I. Структурно-вещественные комплексы докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау и их тектоническая позиция.

нижнедокембрийские (дорифейские) глубокометаморфизованные и интенсивно дислоцированные породы, образующие фундамент древнего Атасу-Джунгарского (Балхашского) срединного массива, циклично-построенные слабометаморфизованные терригенно-карбонатные толщи рифея-венда, слагающие догеосинклинальный чехол и неметаморфизо-

ванный эффузивно-осадочный комплекс нижнего палеозоя, соответствующий синеклинальному чехлу массива.

Дорифейский кристаллический фундамент, слагающий нижний структурный этаж, представлен гранитизированными гнейсами и кристаллическими сланцами (сарычабынская серия) с многочисленными телами древних и палеозойских гранитоидов. Фундамент обнажается лишь в ядрах гранито-гнейсовых куполов. Верхний структурный этаж (чехол), имеющий трехъярусное строение, снизу вверх слагают :

I. Усекская терригенно-карбонатная серия (нижний-средний рифей), представленная косагашской кварцито-сланцевой (R_1), сууктюбинской доломито-известняковой (R_2) и текелийской углеродисто-карбонатно-сланцевой (R_2) свитами. Мощность 3500-4000м.

2. Тышканская серия (верхний рифей-венд) представлена бурханской кварцито-песчанико-филлитовой (R_3), солдатовской известняково-доломитовой (V_1) и майликольской кварцито-песчанико-тиллитовой (V_2) свитами. Мощность 1800-2000 м.

3. Кусекская серия (кембрий-ордовик) представлена сатылинской углеродисто-кремнисто-сланцевой (ϵ_1), керимбекской кремнисто-спилит-диабазовой (ϵ_{2-3}) и жиландинской известняковой (O) свитами. Мощность 2000-2500 м.

Стратиграфическим подразделениям верхнего докембрия и нижнего палеозоя соответствуют определенные структурно-вещественные комплексы, разделенные перерывами и слагающие соответственно гренвильский, байкальский и каледонский структурные ярусы, отражающие соответствующие циклы (этапы) тектонического развития района. Каждому циклу (этапу) тектогенеза присущ определенный набор формаций. При этом первые два яруса (гренвильский и байкальский), слагающие догеосинклинальный чехол, характеризуются группой терригенно-карбонатных формаций платформенного типа. Верхний ярус, слагающий синеклинальный чехол, представлен группой терригенно-вулканогенно-карбонатных формаций геосинклинального типа. В гренвильском ярусе снизу вверх выделяются : кварцито-сланцевая, карбонатная и карбонатно-сланцевая формации, в байкальском - филлитовая, карбостромовая и спарагмитовая. В

обоих ярусах набор формаций по составу сходный, но не тождественный, что отражает, очевидно, циклически направленный необратимый процесс развития.

В формационном ряду нижнепалеозойского структурного яруса выделяются типично геосинклинальные формации : кремнисто-сланцевая, кремнисто-спилит-диабазовая и известняковая (рифогенная).

В целом в строении разреза верхнего докембрия - нижнего палеозоя Джунгарского Алатау отчетливо наблюдается определенная цикличность с повторяющейся последовательностью песчано-сланцевая - карбонатная толща. Наряду с цикличностью, которая выражена в неоднократном проявлении карбонатных формаций вслед за терригенными, устанавливается и направленность в образовании определенных формаций на протяжении позднедокембрийско-раннепалеозойского времени. Эта направленность выражается в закономерной смене состава карбонатных и терригенных пород : от преобладания доломитовых и мергельных разностей в рифее-венде до чистых известняков в нижнем палеозое (ордовике) и, соответственно, от существенно кварцевых и олигомиктовых песчаников и алевролитов до появления полимиктовых разностей. Отмеченная выше цикличность строения верхнего докембрия - нижнего палеозоя района проявляется в тектонике в виде повторяющихся в разрезе перерывов (предверхнерифейским, предвендским, внутривендским и предсилурийским или преддевонским). Последние обусловлены, соответственно, гренвильскими, байкальскими и каледонскими движениями, приведшими к формированию одноименных структурных ярусов и слагающих их структурно-вещественных комплексов. Указанные перерывы свидетельствуют о том, что в период формирования древних толщ Джунгарского Алатау преобладало не равномерное постоянное общее погружение, как считали ранее некоторые исследователи, а проявлялись дифференцированные движения, обусловленные многократной активизацией. Последняя также проявлялась, по-видимому, направленно, что выражается в повышении тектонической активизации от рифейского цикла к нижнепалеозойскому, в связи с развитием сопряженных подвижных зон.

Таким образом, в истории тектонического развития Джунгарского

Алатау в позднем докембрии – раннем палеозое, как и в некоторых районах Средней Азии можно выделить три главных цикла (этапа) :

1. Ранне-среднерифейский (гренвильский) – формирование эпикарельского платформенного догеосинклинального чехла или чехла остаточного срединного массива (микрократона).

2. Позднерифейско-вендский (байкальский) – с наложенной активизацией.

3. Раннепалеозойский (каледонский) – формирование синеосинклинального чехла, заложение эвгеосинклинального трога, пространственно приуроченного к краевой части платформенного или срединного массива (микрократона).

Циклический характер тектонического развития Джунгарского Алатау в позднем докембрии – раннем палеозое находит свое выражение и в проявлении регионального метаморфизма, связанного с эпохами активизации. В частности, в Джунгарии помимо дорифейской эпохи регионального метаморфизма, обусловившей формирование кристаллического фундамента, отчетливо выявляются также эпоха позднерифейского плутонометаморфизма с гранитообразованием и формированием полифациального зонального метаморфического комплекса и раннепалеозойская – с формированием батолитовых гранитоидов. Эти этапы метаморфизма устанавливаются как геологическими, так и радиологическими данными, соответственно 830 ± 50 млн.лет и 409 ± 10 млн.лет.

В байкальскую и каледонскую эпохи проявился и вулканизм в виде покровно-силловых, вероятно, наземных, липаритовой и габбро-диабазовой формаций (или субформаций) в байкальский цикл и спилит-диабазовой (явно подводной) в каледонский. Эти данные о вулканизме полностью подтверждают высказывание В.Е.Хаина (1977) о том, что даже в тектонически относительно спокойные эпохи (такой была для характеризуемого района позднерифейская эпоха) вулканическая деятельность полностью не затухает, но резко усиливается в эпохи более высокой тектонической активности (в нашем случае – каледонский цикл). Подтверждается и второй тезис В.Е.Хаина, что в масштабе крупных циклов изменяется не только интенсивность, но и состав и форма вулканических проявлений : наземные покровно-

силловые липариты и дайковые габбро-диабазы – в байкальское время, и подводные базальтоиды – в каледонское.

Выделенные циклы (или этапы) развития Джунгарского Алатау в позднем докембрии – раннем палеозое по своему объему и содержанию в значительной степени соответствуют тектоническим циклам, выделенным для этого периода в Тянь-Шане (2,8). Это еще раз подчеркивает сходство цикличной последовательности тектонических, седиментационных, метаморфических и других событий этого периода в Джунгарии и в относительно устойчивых блоках Тянь-Шаня, что отражает, вероятно, сходство условий развития этих районов.

Еще одна особенность. В каждом этапе (гренвильском, байкальском и каледонском) имеется свой стратиграфический уровень развития черносланцевых толщ : соответственно среднерифейский, нижневендский и нижнекембрийский. С среднерифейским и нижневендским уровнями углеродсодержащих пород в Джунгарском Алатау связаны стратиформные полиметаллические месторождения промышленного значения. Есть основания предполагать возможное полиметаллическое оруденение и на кембрийском уровне (по аналогии с ЮЗ Прибалхашьем). Это, очевидно, говорит о том, что на определенных стадиях каждого этапа возникали условия, благоприятные для формирования углеродсодержащих пород и парагенетически с ними связанного полиметаллического оруденения гидротермально-осадочного происхождения.

Как отмечалось выше, основные циклы развития позднего докембрия – раннего палеозоя имеют межрегиональный характер, и в этом их большое корреляционное значение, особенно благодаря наличию в каждом цикле маркирующих горизонтов. В гренвильском цикле таким горизонтом является углеродисто-карбонатно-сланцевая толща среднего рифея (текелийская свита в Джунгарском Алатау, шарыкская – в Кокчетавском массиве, сулумбинская – в Атасу-Моинтинском антиклинории, кумолинская – в Улутау, ниязская – в Ишкеульмесском и Ниязском антиклинориях, авзянская – в Башкирском антиклинории). В байкальском цикле это будут широко известные кварцито-песчаниковые толщи верхнего рифея (бурханская свита в Джунгарском Алатау, Кокчетавская – в Кокчетавском

массиве, уштобинская – в Улутау, святогоровская – в Ишкеульмесском и Ниязском антиклинориях, акбастауская – в Чуйском блоке, джельдыуйская – Тянь-Шане и др.). Они формационно близки зильмердакской свите Башкирского антиклинория. В каледонском цикле – углеродисто-кремнисто-сланцевые (фосфато-ванадиеносные) толщи нижнего кембрия (сатылинская свита в Джунгарском Алатау, курумсакская в Каратау, контельская в Улутау, шиназйская в Кокчетавском массиве, бурултасская в ЮЗ Прибалхашье, алгабасская в Иншеульмесском и Ниязском антиклинориях, одновозрастные свиты в Средней Азии).

Практическое значение таких корреляций, учитывая рудоносность некоторых маркирующих горизонтов, очевидна, и задачи, по-видимому, состоят в дальнейшем более надежном их обосновании. Эти материалы, безусловно, могут служить и для практического использования, особенно на стадиях прогнозирования стратиформных полиметаллических, золоторудных и других месторождений, а также при планировании общих поисков этих видов полезных ископаемых.

УДК 551.24: 551.3.061+562.3+552.16 (575

Ш. РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА

О.М.Борисов, М.А.Ахмеджанов, Ш.Д.Давлятов, С.Ш.Мирзаев, И.А.Фузайлов, В.И.Кнауф, В.Г.Королев, К.О.Осмонбетов, Ю.А.Дьяков, О.М.Панасенко, Э.С.Чернер, А.К.Глух, Р.Ишанкулов, Д.Х.Якубов

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ СРЕДНЕЙ АЗИИ, ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

В 1883 г. А.П.Карпинским были проведены на схеме тектоники юга Европейской России и западе Средней Азии две крупные дизъюнктивные дислокации, которые в 1909 г. Э.Зюссом были названы "линиями Карпинского". С тех пор изучение разрывных нарушений стало одним из основных направлений в региональной геологии Средней Азии. Здесь зародились многие идеи и представления о генезисе разломов, их внутреннем строении и развитии, их взаимосвязи и взаимообусловленности с процессами морфогенеза, тектогенеза, осадконакопления, магматизма, метаморфизма и рудообразования.

Первые описания разрывных дислокаций и оценка их роли в развитии и строении горных сооружений были даны в работах В.А.Обручева, В.Н.Вебера, В.И.Мушкетова, К.И.Богдановича, Р.Клебельсберга, К.Лейхса. В тридцатые годы А.П.Марковским, Б.Н.Наследовым, В.А.Николаевым, В.Н.Огневым, В.И.Поповым, А.В.Пейве, Н.М.Синицы-

ным, С.С.Шульцем и другими установлен и описан ряд крупных разломов и показана их роль в формировании структурно-формационных планов каледонид, герцинид и альпид.

Большую роль сыграло обоснование наличия краевых, по Н.М. Синицыну, или глубинных, по А.В.Пейве, разломов как крупных дизъюнктивных зон между дифференцированно движущимися блоками земной коры. Эти разломы характеризуются длительностью развития, большой пространственной протяженностью и глубиной заложения, определенной связью с осадочными, магматическими и рудными формациями. Была выявлена складчато-глыбовая природа земной коры и указано на преобладание двух основных форм тектонических перемещений - пластическую и разрывно-глыбовую.

В многочисленных статьях и монографиях охарактеризованы многие разломы Средней Азии, рассмотрена их связь со строением и развитием земной коры. Из них необходимо отметить исследования А.А.Борисова, Г.И.Амурского, Б.А. Петрушевского, Н.К.Булина, Н.Я.Кунина, И.А.Файзилова, Р.Г.Гарецкого, Р.Е.Айзберга, В.К.Гавриша, В.П.Гаврилова, Д.И.Мильштейна, Р.А.Садыкова, В.С.Буртмана, Н.П.Костенко, В.И.Кнауфа, В.Г.Королева, О.К.Чедия, Г.С.Поршнякова, Е.И.Зубцова, О.А.Рыжкова, Ш.Д.Давлятова, В.Е.Хаина, Ю.С. Шихина, Б.И.Бархатова. Необходимо особо упомянуть работы А.И.Суворова (1968, 1973), Д.Х.Якубова (1965), Д.Х.Якубова, М.А.Ахмеджанова и О.М.Борисова (1977), М.М.Кухтикова и Г.П.Винниченко (1977), М.С.Сайдалиевой, В.Ф.Огая, А.Я.Попова (1974), Д.П.Резвого и др. (1973), С.В.Руженцева (1971).

В результате тематических и геологосъемочных работ на территории Средней Азии установлено 1500 относительно значительных разломов со своими наименованиями, из которых около 80 относятся к категории крупных глубинных разломов. Сведения о них предоставлены примерно в 600 научных трудах, а значительная их часть нашла отражение на геологических картах разного масштаба. В связи с тем, что материалы по разломам разрознены и неполны, многие вопросы генезиса, строения и развития остаются неясными или дискуссионными. Но по некоторым особенностям разломов у среднеазиатских геологов выработана определенная точка зрения. Сформулировать ос-

новные принимаемые нами понятия и термины.

Под "дизъюнктивным или разрывным нарушением" понимается такая дислокация геологических образований, которая сопровождается разрывом их сплошности, связанности, вне зависимости от генезиса прилагаемых сил. При выделении основных типов разрывов необходимо исходить из понятия о различных уровнях организации вещества, обладающих определенными физико-механическими свойствами. При подобном подходе разрывные нарушения геологических тел различного уровня должны быть рассмотрены как статические системы с множеством различных по сложности составных структурных элементов, объединенных определенными связями и отношениями.

Самым малым геологическим телом является минерал, разрывы в котором необходимо именовать "микротрещинами". Более высокий уровень организации вещества предоставляют парагенезисы минералов, образующие относительно более крупные геологические тела с примерно однородными физико-механическими свойствами. Это тела магматического и метаморфического происхождения, литологические типы пород и т.п., разрывы в которых удобнее всего именовать "трещинами". В силу определенных условий геологического развития возникают крупные геологические тела, выраженные в виде структурно-формационных этажей. Их различия в физико-механических свойствах позволяют определять чехольные комплексы, комплексы метаморфического фундамента или кристаллического основания, которые обуславливают слоисто-оболочечное строение литосферы. Разрывы в подобных геологических телах обычно именуют "разломами". Разрывы же литосферы, вслед за А.В.Пейве, необходимо именовать "глубинными разломами", а разрывы, проникающие и в нижнюю мантию Земли, удобнее всего называть "трансзиталями".

Следовательно, разрывное нарушение - особая структура, основным свойством которой является разрыв сплошности среды. Все прочие свойства разлома - форма, размерность, направление подвижек, внутреннее строение, степень проницаемости и т.п. - являются его признаками, позволяющими производить качественно-количественную и пространственно-временную характеристику и классифицировать их.

Подобное понимание сущности разрывов предопределяет и единую причину образования всех его разновидностей. Этой причиной, иначе динамическими условиями, является сжатие-растяжение, которое в литосфере реализуется различно, в зависимости от физико-механических свойств слагающих ее геологических образований. Внутренним содержанием происходящих при этом деформаций являются пластичная и упругая деформации, которые проявляются либо одновременно, либо накладываются друг на друга. Обычно превалируют при этом пластичное течение, пластичное скалывание, хрупкое разлинзование (отрыв) и хрупкое скалывание. Течение и разлинзование происходят в направлении, перпендикулярном действию внешних условий, скалывание - в плоскостях главных касательных напряжений.

В результате скалывающих деформаций возникает основная морфологическая группа разрывов : сбросы, взбросы, сдвиги и их комбинации, включая надвиги (пологие взбросы) и поддвиги, шарьяжи, а в результате перпендикулярного воздействия - раздвиги (отрывы), межформационные срывы, а также разрывы, связанные с раздавливанием, растеканием, которые в литературе именуются либо осекливажными разрывами, либо изоклинально-разрывными зонами.

Как показал анализ развития ряда нарушений, морфологические особенности разрывов во времени и пространстве изменчивы. Отраженные на геологических картах разрывы фиксируют в основном либо суммарный эффект перемещений, либо результаты движений по разломам за неоген-четвертичное время.

По своему происхождению сжатие-растяжение может быть эндогенным или экзогенным по отношению к среде формирования разрывов. Эндогенный класс разрывов обусловлен внутренними процессами изменения вещества обычно в связи с уменьшением или увеличением его объема. Возникают трещины отслоения, остывания, гидратации, выветривания и т.п., которые играют немаловажную роль при метаморфизме, метасоматизме и гидротермальных процессах. Однако они в Средней Азии еще не подверглись изучению. Экзогенный класс разрывов возникает в связи с воздействием на литосферу внешних или внутренних факторов. Из внешних факторов основным является

гравитационный, когда в силу естественных причин или техногенного воздействия происходят оползни, обвалы, обрушение пустот и т.п., обычно сопровождаемые небольшими трещинами отрыва или бокового отпора (при подземных и поверхностных взрывах). Другим фактором появления разломов может быть падение метеоритов (космогенный фактор).

Рассматриваемые в данном обобщении разрывы обусловлены воздействием внутренних, т.е. собственно тектонических сил, в результате приложения которых в пределах литосферы возникла объемная сетка разломов, различающихся по морфологии, времени заложения и обновления, размерности, глубине заложения, ориентировке в пространстве, амплитудам перемещения, отношению к складкам, осадкам, магматическим и рудным образованиям и т.п.

Все без исключения разрывные нарушения образуются в результате пластичных или хрупких деформаций. При этом возникают разрывы смещения (диаклазы) или разрывы со смещением (парaклазы). Смещения смежных частей геологических тел может происходить плавно, или прерывисто. В первом случае их можно именовать "криповыми", во втором - "импульсными".

Основываясь на историко-генетическом принципе в пределах Средней Азии можно выделить следующие основные группы разрывных нарушений : регматическая сеть нарушений, глубинные разломы, зоны региональной макротрещиноватости, радиальноконцентрические разломы, линеаменты, транзители.

<u>Регматическая сеть нарушений</u> представлена транзитными прямолинейными субвертикальными разломами восьми направлений : преобладают северо-западные (каратауские) и субширотные (тянь-шаньские) нарушения, меньше - северо-восточные (поперечно-тяньшаньские) и субмеридиональные (уральские), слабо развиты разломы север-северо-западных и восток-северо-восточных простираний.

Сетка нарушений возникла в связи с инерционно-гравитационными напряжениями Земли, и в связи с этим древнейший возраст ее не вызывает особых возражений. Ее анализ показал, что морфология, динамо-кинематические характеристики, степень обновления и т.п. меняются во времени и пространстве. Земная кора разделе-

на ими на систему полигональных блоков, сообщества однотипноразвивающихся которых обуславливают наличие геологических секторов и поперечно-формационную зональность. Преобладающий конседиментационный характер развития регматической сети нарушений предопределил малое различие по мощностям и фациальному составу осадочных образований. В основном разломы выражены серией субпараллельных нарушений, флексурно-разрывными зонами, флексурами и килевидными антиклиналями. Наиболее распространенными являются сдвиго-сбросы и сдвиго-взбросы, реже надвиги и отрывы. Приуроченность одновозрастных магматических тел и рудопроявлений сразу к двум субперпендикулярно пересекающимся системам нарушений, позволяют прийти к выводу, что в каждый отрезок времени одновременно активизировались, как минимум, два направления нарушений. Впервые на это указал в 1964 г. А.И.Суворов, назвав их динамическими парами разломов, или динамопарами.

Глубинные разломы (глубинные швы) представляют важнейшие структурные элементы земной коры, в своем развитии тесно связанные с жизнью геосинклинально-складчатых поясов. Они разграничивают внутри них разрывные и складчатые структуры с однотипной морфологией и ориентировкой, сходными наборами осадочных, магматических и рудных образований, обуславливая продольную структурно-формационную зональность пояса. На земной поверхности разломы выражены зонами различной ширины со специфичным набором осадочных, магматических и рудных образований.

Анализ строения глубинных разломов Тянь-Шаня и Памира показал, что их основные зоны обладают сложным строением. Наиболее широко развиты грабен-горстовые шовные зоны с эшелонированными системами разломов, флексурами, иногда дисгармоничными антиклиналями, приразломными моносинклиналями, а также чешуйчато-надвиновые шовные зоны с линзовидным внутренним строением. Реже встречаются зоны интенсивного смятия с широким развитием малых складок самых различных порядков и форм, с широким развитием кливажа и будинирования, полосами тектонитов (брекчии, милониты и т.п.). Единичны участки развития сплошных тектонитов и серпентинитового меланжа. От первых типов шовных зон к меланжевому увеличивается

степень кливажирования и рассланцевания, пластичности деформируемых пород, дислокационного метаморфизма (до глаукофано-сланцевого типа).

В шовных зонах глубинных разломов установлен (Д.П.Резвой, О.М.Борисов, Д.Х.Якубов и др.) ряд только им присущих формаций: известняково-кремнистая, рифово-карбонатная, олистостромовая в ассоциации с кремнисто-базальтовой и осадочно-базальтовой и магматическими телами ультраосновного (преимущественно в виде серпентинитовых протрузий), основного (габбро, габбро-диабазы и др.) составов. Более редки дайкообразные тела и залежи плагиогранитов и диорит-порфиритов. Вдоль разломов чаще всего располагаются надразломные и приразломные прогибы с флишоидным и молассовым заполнением.

В отношении минерализации зоны глубинных разломов контролируют в основном размещение проявлений кобальта, никеля, титана, колчеданно-полиметаллических руд, месторождений сурьмы и ртути.

Зоны региональной макротрещиноватости представляют собой линейные участки сгущения субпараллельных (в сочетании с диагональными) прерывистых трещин нормального приоткрывания с довольно крутыми смесителями и сложной извилистой поверхностью. Амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений невелики – первые десятки и сотни метров. Ширина зон колеблется от километров до нескольких десятков км, а протяженность – первые сотни км (Бельтауская, Карамазарская и др.). Приуроченность зон макротрещиноватости к эпохам воздымания и к сводовым частям складчатых структур позволяет связывать их образования с процессами растяжения. Возможно, трещиноватость представляет собой систему небольших разломов, сгущающихся вниз по разрезу и переходящих в нормальные разломы. В полостях разломов образуются пластические дайки, псевдобрекчии и имеются довольно крупные осевшие блоки – проплавтки со слабой деформированностью. В Карамазаре они являются вместилищем пермских по возрасту штоков и даек, субвулканических тел и вулканических аппаратов пестрого состава, а также гидротермальных жил и рудных образований.

Радиально-концентрические разломы развиты в вулканических

областях и генетически связаны с образованием вулкано-купольных и вулкано-депрессионных структур (Карамазар, Юго-Западный Гиссар и др.). Их диаметр колеблется от первых сотен метров до первых десятков километров. Различаются дуговые и концентрические разломы с периклинальными или центроклинальными плоскостями смесителей. Для них наиболее характерны сбросовые перемещения, реже взбросовые и сдвиговые. Кроме того, имеются радиальные и сегментарные разломы сколового характера, по которым развиты нормальные сбросы и взбросы.

Радиально-концентрическая группа разломов вмещает дугообразные тела, кольцевые дайки, интрузивы центрального типа с сопровождающей их редкоземельной и редкометальной минерализацией.

В последнее десятилетие дуговые и кольцевые разломы установлены в результате дешифрирования космофотоматериалов. Часть из них обусловлена скрытыми очаговыми структурами, другая, вероятно, является унаследованно-развивающимися структурами "базальтового" слоя земной коры (Борисов, Глух, 1977). Их присутствием объясняется наличие плавно изгибающихся участков геосинклинальных систем (Северный Памир, Букантау и др.).

Линеаменты представляют собой линейные или дугообразные структурные или морфологические элементы земной поверхности большой протяженности (сотни и тысячи километров) и ширины (десятки километров). Они установлены при дешифрировании космических снимков и природа их окончательно еще не разгадана. Вероятно, они отражают зоны глубинных флексур и флексурно-разрывных нарушений. В ряде случаев отдельные отрезки линеаментов совпадают с зонами глубинных разломов. Какого-либо четкого влияния линеаментов на осадконакопление и магматизм не обнаружено. К линеаментам приурочены крупные узлы с полиметаллическим, свинцово-серебряным, медно-висмутовым и другим оруденением (Карамазар).

Транзитали представляют собой грандиозные глобальные швы, пересекающие материки и уходящие в пределы океанов. Ширина их достигает нескольких десятков километров. По глубине заложения они проникают в верхнюю мантию, являются зонами с длительным накоплением осадочных образований, концентрацией вулканитов и

интрузивов основного и кислого составов, широким развитием крупных продольных разрывов, линейной складчатости, кливажа, повышенным контактовым и динамическим метаморфизмом, редкометальной, колчеданно-полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализацией. Впервые подобную гигантскую систему разломов выделил В.Е.Хаин в 1958 г. Она прослеживается из Белоруссии по северной окраине Украинского массива, через Мангышлак и Южный Гиссар, по северной окраине Китайской платформы и далее в пределы Японского моря. Данный трансконтинентальный шов позже назван М.А.Ахмеджановым и О.М.Борисовым (1977) "Азиатским". К транзиталям отнесена также система разломов, отграничивающая Средиземноморский складчатый пояс с севера (от Пиринеев до Индонезийского архипелага), названная "Евроазиатской". Не исключено, что транзитали представляют собой межплитные структуры.

Кроме вышеописанных разрывных нарушений, имеются и другие типы, связанные с формированием складчатых структур ("вязкие" разломы и др.), областей воздымания и обрушения (сколовые нарушения и др.).

Касаясь вопроса о надвигах и шарьяжах, приходится отметить, что в случае детальных биостратиграфических и тектонических исследований (Тегермачский шарьяж, шарьяжи в Северной Фергане и Кокшаале) амплитуды их перемещений не превышают 15 км. Наблюдения в Нуратау и Большом Каратау позволяют предполагать гравитационно-оползневое происхождение части надвигов.

Суммируя известные сведения по разрывным нарушениям Средней Азии, можно констатировать, что все же вопросы их генезиса, кинематики и динамики, морфологии далеки от решения. Приведенные выше данные позволяют сделать вывод о том, что с различными генетическими типами разрывных нарушений связаны определенные структуры, осадочные и вулканогенные образования, интрузивные тела и рудные проявления.

Изучение разрывных нарушений имеет большое значение для решения вопроса о их влиянии на развитие земной коры, их роли в формировании структурно-формационной зональности и разных типов складчатости, в решении проблемы проницаемости отдельных частей

земной коры, которой определяется размещение магматических и рудных образований во времени и пространстве. Не меньшее значение имеют они и для систематического районирования, поисков жидких полезных ископаемых. В настоящее время намечается определенная связь землетрясений с регматической сетью нарушений, преимущественно с обновлением сети разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний.

В результате гидрогеологических исследований установлено, что разломы чаще всего выполняют функцию разделяющих водоупорные слои плоскостей либо местами зон повышенной проницаемости для водных динамических потоков. Более важными оказались глубинные разломы, обладающие зонами дробления и катаклаза. При этом наиболее высоководообильными являются участки взбросов, надвигов и малоамплитудных сбросов, в которых формирование подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Сбросы с большой амплитудой вмещают воды с низкой минерализацией, но обладают повышенной амплитудой и содержат глубинные газы и другие признаки глубинного происхождения. Водно-гелиевой съемкой установлено наличие "живых" разломов и газовых аномалий над узлами их пересечений.

Разломы способствуют формированию стратиграфических, литологических и тектонических ловушек, что оказывает прямое влияние на миграцию подземных и глубинных высокоминерализованных вод и неуглеводородных газов, на миграцию и аккумуляцию нефти и газа. Чаще всего подобные явления фиксируются в пределах зон сдвигов или сбросо-сдвигов, но месторождения нефти и газа чаще всего располагаются вдали от главного смесителя, в участках развития (прерывистой перекрестной) складчатости, внутриразломных грабенов и горстов, надвигов (Мангышлак, Бухаро-Газлинская область).

Следовательно, разрывные нарушения имеют огромное значение в истории развития литосферы Средней Азии, обуславливая ее чешуйчато-блоковое строение. Им принадлежит большая роль в распределении и локализации магматических и рудных образований, возникновении того или иного типа складчатых дислокаций, формировании рельефа региона.

Д.П.Резвой, А.В.Алексеенко, И.А.Ковальчук, В.Н.Кузьменко, В.И.Павлов, П.Д.Резвой, И.И.Солошенко

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Роль глубинных разломов в строении Южного Тянь-Шаня не вызывает каких-либо сомнений и неоднократно описана как в отдельных статьях, так и в специальных монографиях (Резвой и др., 1973). Глубинные разломы образуют структурный скелет региона, который выглядит на западе как широтный пучек сближенных линейных зон сложного строения, а на востоке – как система дуг, полуколец и колец. Межразломные пространства представляют собой обычно крупные антивергентные антиклинории.

Южный Тянь-Шань – широтная герцинская геосинклинальная система, которая может быть разделена на три сектора : западный Нуратау – Кызылкумский, центральный – Гиссаро-Алай и восточный – Кокшаал. Секторы отделены друг от друга поперечными линеаментами "антитяньшаньского" направления : Западно-тяньшаньским поперечным глубинным разломом (Борисов, 1962, Резвой, 1962) и Таласо-Ферганским глубинным разломом (Довжиков, 1977). Секторы объединены общностью истории своего геосинклинального развития, но различны в деталях этого развития, что нашло отражение в особенностях геологического строения и тектонического развития каждого сектора. Настоящее сообщение касается, главным образом, центрального сектора (Гиссаро-Алай).

Гиссаро-Алай характеризуется симметричным расположением составляющих его структурно-формационных зон. Центральным элементом Гиссаро-Алая является З е р а в ш а н с к и й в е е р о о б р а з н ы й а н т и к л и н о р и й, осевая часть которого проходит по южному склону Туркестанского хребта вдоль долины р.Зеравшан. Наиболее распространена здесь нижняя терригенная формация от кембрия (по А.С.Шадчиневу) и ордовика (по М.М.Поспеховой) до нижнего девона. Отсутствие в пределах антиклинория более молодых отложений позволяет предположить, что центральная

часть Гиссаро-Алая первой в регионе вышла из сферы седиментации и с конца среднего и в верхнем палеозое развивалась как геоантиклиналь. Антивергентный веерообразный характер Зеравшанского антиклинория доказан структурными исследованиями Е.А.Рогожина (1977).

С юга и севера Зеравшанский антиклинорий ограничен соответственно зонами Зеравшанского и Туркестанского глубинных разломов. Шовные зоны их, как правило, выражены линейными синклинориями, возникшими из надразломных прогибов, выполненных флишевой и молассоидной формациями среднего и верхнего карбона и нижней перми.

К северу и югу от разломов, подчеркивая симметрию Гиссаро-Алая, расположены Туркестано-Алайская и Зеравшано-Гиссарская структурно-формационные зоны. Доступные наблюдению низы обеих зон сложены терригенными породами. В Зеравшано-Гиссаре среди ордовик-нижнесилурийских сланцев основания обнаружены реликты эффузивных образований. Проявления основного вулканизма известны и в силурийских толщах Туркестано-Алая (Резвой, 1959). На среднепалеозойском этапе в обеих зонах происходило карбонатное осадконакопление, продолжавшееся до среднего девона включительно в Зеравшано-Гиссаре и до московского времени в Туркестано-Алае. В структурном отношении Зеравшано-Гиссарская зона является веерообразным антиклинорным сооружением ; в Туркестано-Алайской зоне известны Хаджаачканский и Кичикалайский веерообразные антиклинории полиформационного сложения.

На юге и севере, симметрично относительно Зеравшанского антиклинория, расположены глубинные разломы, ограничивающие геосинклинальную систему Южного Тянь-Шаня. На севере – это Южно-ферганский глубинный разлом, на юге – система разломов Гиссарского хребта.

Система разломов Гиссарского хребта отделяет Южный Тянь-Шань от Таджикско-Афганского срединного массива. Главные в системе – Северогиссарский и Южногиссарский глубинные разломы, между которыми расположена Южногиссарская магматогенная зона.

Северогиссарский глубинный разлом прослежен в широтном направлении от истоков р.Кашка-Дарья на западе через верховья рр. Хазор-Чашма, Сарымат, по долинам рр. Каракуль, Майхура, Зидды в верховья рр. Сардаимиона, Ханако, Каняз. На востоке он трассируется вдоль северного края Гермского массива кристаллических пород.

Среднепалеозойский разрез глубиннаразломной зоны характеризуется формационным сходством как с Зеравшано-Гиссаром, лежащим севернее, так и с Гиссаро-Памиром, расположенным южнее, но отличается резко пониженными (в 4-5 раз) мощностями. Северогиссарский глубинный разлом является той границей, за пределы которой к северу не проникают нижнекаменноугольные вулканогенные образования Гиссаро-Памира.

Как самостоятельная структурно-формационная зона Северогиссарский глубинный разлом особенно проявился в позднем палеозое, когда в узком надразломном прогибе накапливались флишоидная средне – верхнекаменноугольная и нижнепермская дацит-липаритовая формаций. В структурном отношении Северогиссарский глубинный разлом является зоной концентрации складчатых и разрывных нарушений.

Южногиссарский глубинный разлом вытянут в широтном направлении вдоль южного склона Гиссарского хребта, ширина зоны меняется от 7 до 25 км. Северной границей шва является Богаинский разлом (Горецкая, Морозенко, 1962). Южная граница проводится по Иляхскому разлому, трассируемому под мощным чехлом мезозоя и кайнозоя вдоль сев.борта Гиссарской долины (Губин, 1940 ; Гзовский, Крестников, 1958). Шовная зона является переходной от Таджикско-Афганского срединного массива к магматогенной зоне Южного Гиссара и в силу этого одновременно обладает чертами строения обеих разделяемых ею структурно-формационных единиц.

В отдельных блоках зоны обнажены докембрийские образования, близкие породам супракрустального комплекса юго-западных отрогов Гиссарского хребта, что указывает на единство фундамента

этих территорий. Со срединным массивом ее сближает и широкое развитие липаритовой формации турне-ранневизейского возраста.

Наряду с этим здесь широко распространены метаморфизованные отложения ордовика - нижнего силура и карбонаты силур-девона, на которые, как и в магматогенной зоне, резко несогласно надегает мощная карбонатно-вулканогенная формация нижнего карбона. От одновозрастных отложений смежных зон отложения Южногиссарского глубинного разлома отличаются сокращенными мощностями по сравнению с магматогенной зоной и увеличенными мощностями по сравнению со срединным массивом.

В структурном отношении зона Южногиссарского глубинного разлома неоднородна. На севере преобладают моноклинали, сложенные метаморфическими породами палеозоя. Реже наблюдаются складки, опрокинутые к югу. Для южной части характерно сближение разрывных нарушений, образующих узкие линейновытянутые асимметричные горсты и грабены. При преобладающем северном падении плоскостей смесителей разломов, намечается надвигание северных блоков на южные. В пределах зоны развиты послемезозойские сдвиги и взбросо-надвиги северо-восточного простирания.

Ю ж н о г и с с а р с к а я м а г м а т о г е н н а я з о н а, описанная Э.А.Портнягиным (1968), выделяется среди других громадным Гиссарским гранитоидным плутоном, мощными вулканогенными и вулканогенно-обломочными формациями и невыдержанным в пространстве зональным метаморфизмом докаменноугольных толщ (Портнягин, Павлов, 1971). По внутреннему устройству магматогенная зона сходна с Северным Памиром. Сходными являются терригенный и карбонатный разрезы ордовика, силура и девона. Еще большим подобием обладают нижне- и среднекаменноугольный комплекс спилит-андезитового состава и верхнепермско-нижнетриасовый молассоидный комплексы. Сопоставимы и мощности формационных тел (Бархатов, 1963 ; Марушкин, 1963, 1965 ; Власов, Тарасенко, 1970).

Вышеуказанное позволяет выделять тектоническую единицу - Г и с с а р о - П а м и р, занимающую южные склоны Гиссарского хребта, Дарваз и хребты Северного Памира. Своими ветвями Гиссаро-Памир охватывает с востока Таджикско-Афганский срединный массив, доходя до западного Куньлуня, с которым граничит по глубинному разлому. На всей этой территории в раннем карбоне возник своеобразный геосинклинальный режим. В это время здесь последовательно формировались интрузивные формации габбро, габбро-диабазов и комплекс параллельных даек диабазов и альбитофиров. Орогенный этап ознаменовался внедрением гранитоидного батолита, накоплением морской молассы среднего и верхнего карбона и наземным вулканизмом ранней перми. В поздней перми и раннем триасе, на фоне глубоких расколов и глыбовых движений, были оформированы магматические комплексы щелочных базальтоидов (Бархатов и др., 1970).

Выделение единой структурно-формационной зоны Гиссаро-Памира, позволяет по-новому трактовать границу Тянь-Шаня и Памира. Южным ограничением Гиссаро-Памира в Памирской части следует считать Акбайтальско-Язгулемско-Упрангскую систему глубинных разломов (Николаев, 1944; Бархатов, 1963; Кухтиков, Винниченко, 1977).

Ю ж н о ф е р г а н с к и й г л у б и н н ы й р а з л о м ограничивает с севера геосинклиналь Южного Тянь-Шаня, отделяя ее от Кызылкумо-ферганского срединного массива. Его широтно ориентированная зона шириной от 10 до 20 км хорошо прослеживается вдоль северных склонов Нуратинского, Туркестанского и Алайского хребтов до меридиана р.Акбуры. Зона трассируется поясом офиолитов, характерна формационной неустойчивостью и чрезвычайно резкой сменой мощности формационных тел. Она является зоной концентрации складчатых и разрывных дислокаций, многие из которых несут следы конседиментационности (Пейве, 1945, 1947; Резвой, 1972,1973; Алексеенко, 1968, 1971).

Вопрос о восточном продолжении Южноферганского разлома до настоящего времени не решен. Установлено, что на меридиане р. Исфайрам происходит "расщепление" глубинного разлома. Северо-восточная его ветвь косо пересекает Ферганскую депрессию, фиксируется резким уступом палеозойского фундамента и наличием в мезозойско-кайнозойском чехле "рубцовых" нефтеносных антиклина-

лей, выраженных на поверхности ядырной грядой.

Южная ветвь глубинного разлома прослежена до Акбуринского горота. Дальнейшее прослеживание разлома затруднено развитием мезозойских и кайнозойских отложений. В палеозойских массивах Алдыяр и Намаздек отмечено меридиональное простирание палеозоя, прослеженного к югу в долину р.Талдык. Что же касается долины р.Тар, где Н.М.Синицыным (1960) и нами была намечена зона серьезных нарушений ("Таркий краевой разлом" Н.М.Синицына), то она, вероятно, не соединяется прямо с Южноферганской зоной, а отклоняется к северо-западу, огибая "Кипчалминский купол" в Ферганском хребте. Вся эта зона выделяется как зона интенсивнейших послемезозойских вертикальных движений различной амплитуды. В настоящее время по смещению дюрской поверхности вертикальное перемещение в долине р.Тар оценивается более чем в 2,5 км ; в долине р.Тасрыкай - около 2,3 км, а далее на восток постепенно уменьшается и в бассейне р.Терек не превышает I км. К востоку от Талассо-Ферганского глубинного разлома продолжение Таркого разлома можно предполагать в Атбаши-Инылъческом шве, отделяющем Срединный Тянь-Шань от Кокшаала (Королев, 1961; Кнауф, 1973; Довжиков, 1977; Христов, Христова, 1978).

Особенности Восточного Алая заключаются в дугообразной и кольцевой ориентировке формационных тел, складчатых форм и ограничивающих их конседиментационных разломов. Такие структуры названы нами "кольцевыми" (Резвой и др., 1978). Одной из наиболее крупных подобных структур является В о с т о ч н о - а л а й с к и й а н т и к л и н о р и й, отвечающий горному сооружению Восточного Алая. В структурном отношении - это антиклинорий с прогнутым синклиналеподобным ядром, которое огибается линейными складками с центробежной вергентностью. Ядро антиклинория сложено наиболее древними метаморфическими образованиями (PR- PZ), местами перекрытыми маломощным чехлом карбонатно-кремнисто-терригенной формации среднего палеозоя.

На ней или непосредственно на метаморфическом комплексе основания, лежат флишоидные толщи верхнего палеозоя, намечающие собой обширную мульду. В краевых частях, оконтуривая ядро, расположены одновозрастные девон-нижнекаменноугольная вулканогенно-терригенная, терригенная и рифоидно-карбонатная формации. Внешнее кольцо представляет собой верхнепалеозойский прогиб, выполненный мощными толщами флишоидной и молассоидной формаций. Возраст позднепалеозойских формаций при движении от ядра к периферии структуры омолаживается.

Сходное строение имеют и другие кольцевые структуры восточной части Алайского хребта (Чалкуйрюкская, Мурдаши, Киргизата-Талдыкская) (Резвой и др., 1978). И в Ферганском хребте можно предположить широкое распространение кольцевых структур разного типа. Наряду с кольцевыми антиклинориями антивергентного типа, несомненно, существуют антиклинории с и н в е р г е н т н ы е, как Кипчалминский купол в бассейне р.Яссы, описанный Д.И.Мушкетовым (1928) и более поздними исследователями. Сходные округло-петельчатые структурные формы угадываются на геологических картах в более северных частях Ферганского и Атойнакского хребтов и на закрытой площади между Ошом, Узгеном и Гульчою. Интересно, что почти все структуры подобного типа располагаются в юго-западном крыле Талассо-Ферганского разлома, что отнюдь не способствует представлению о нем как о крупном сдвиге. С другой стороны, намечается связь кольцевых структур с "расщеплением" крупных зон глубинных разломов на отдельные ветви. Очевидно, исследование структур подобного рода должно стать одной из неотложных задач изучения тектоники региона.

На основании вышеизложенного можно сделать некоторые выводы.

I. Глубинные разломы линейного типа, описанные в Южном Тянь-Шане, образуют структурный скелет региона и оказывают решающее влияние на размещение геологических формаций, структурные формы и месторождения полезных ископаемых разного типа (уголь, нефть, редкие металлы и др.).

2. Концентрические структуры включают в себя разломы, кото-

рым тоже присуща кольцеобразная форма (Восточный Алай) и которые обладают, видимо, теми же качествами, что и линейные в смысле их "конседиментационности". С другой стороны, закономерный парагенезис слагающих кольцевые структуры формаций (рифоидной, вулканогенной, флишоидной, молассоидной, формаций пород повышенного метаморфизма и гранитоидной) позволяет предположить инверсионнокупольное происхождение подобных структур.

3. В связи с этим встает проблема взаимной увязки линейных и концентрических структур. Очевидно, эта проблема должна решаться в области восточного окончания Алайского хребта и места его сочленения с Ферганским хребтом.

4. Связь месторождений полезных ископаемых с зонами линейных глубинных разломов несомненна. Поскольку подобная связь сейчас намечается и со структурами кольцевого типа, возникает перспектива для более точного указания тех благоприятных мест, где возможна локализация полезных ископаемых. Примером может служить приуроченность некоторых ртутных месторождений Восточного Алая к ядрам концентрических структур или к определенным формационным телам в их крыльях.

5. Несомненно, интересными, с практической точки зрения, являются места "расщепления" зон глубинных разломов. Напомним, что в одной из таких "вилок" лежит месторождение Чонкой, а рядом – важнейшие нефтеносные структуры Южной Ферганы. Другая "диагональная перемычка" между важнейшими глубинными разломами Зеравшано-Гиссара – "Яхтон-Джиргитальская зона смятия" (Магиан-Базаргинская, по Волочковичу, 1972) – характерна своей редкометальной специализацией и более поздним мезозойским угленакоплением.

Работа в районах широкого распространения глубинных разломов таит в себе ряд сложностей, одна из которых – крайняя "пестрота" обликенных геологических формаций, что совершенно справедливо вызвало идею о "типах разреза", получившую широкое признание у геологов-съемщиков. К сожалению, нередко говорят о том, что разрезы разного "типа" могут быть оближены только путем механического надвигания друг на друга (Поршняков, 1960

и др.). Механизм возникновения надвигов из глубинных разломов сильно ограничивает необходимость в больших горизонтальных перемещениях.

Таким образом, проблема изучения геологического строения такого региона как Южный Тянь-Шань сводится в значительной степени к выяснению б л о к о в о й природы его строения и к истории относительного перемещения этих блоков друг относительно друга, осуществляемого вдоль зон глубинных разломов разной конфигурации, но сходных по своей глубинной природе.

Б.Д.Болгарь

ЭВОЛЮЦИЯ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ РАЗЛОМОВ В ПРОЦЕССЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ФЕРГАНЫ В МЕЖДУРЕЧЬЕ ШАХИМАРДАН-КИРГИЗАТА

Южное горное обрамление Ферганской долины характеризуется широким развитием крупных разломов, которые Н.М.Синицыным (1960) названы краевыми. Они служат границами палеозойских поднятий и прогибов, обладают большой протяженностью, длительностью существования и глубиной. В региональном плане разломы сконцентрированы в пучки субширотного простирания, которые Д.П.Резвой (1974) рассматривает как зоны глубинных разломов. Самой северной в Туркестано-Алае является зона Южноферганского глубинного разлома, ширина которой в отдельных местах достигает 30 км. Наряду с крупными крутопадающими разломами, значительным распространением пользуются надвиги. В пределах центрального участка зоны бурением и геофизическими исследованиями установлено, что максимальная амплитуда перекрытия достигает 13-15 км в Тегермачском тектоническом "покрове". Это единственное достоверно установленное тектоническое перекрытие такого масштаба во всем Туркестано-Алае.

Южное горное обрамление Ферганской долины характеризуется формационной пестротой среднепалеозойских образований, отражающей развитие геосинклинали от появления первых признаков дифференциации осадконакопления в середине силура до становления горной страны в ранней перми.

Характер силурийских отложений указывает, что в лландовери морские условия осадконакопления в Южной Фергане значительно не отличались. Начало дифференциации осадконакопления связано с ранним венлоком, когда наметилась зональность в распределении осадков. Отчетливо проявились три зоны широтного простирания, каждая из которых характеризовалась своими условиями накопления осадков, выразившимися отложением пульгонской, майданской и тегермачской свит. Центральная зона отличалась более глубоководными условиями, повышенной магматической, но слабой тектонической активностью, приведшими к образованию маломощных отложений майданской свиты туфогенно-терригенно-кремнистого состава. Севернее накапливались песчано-сланцевые отложения пульгонской свиты (до 1500 м), а в южной зоне – толща до 1500-1800 м кварцитовидных песчаников и сланцев тегермачской свиты. Северная и южная зоны характеризовались устойчивым погружением.

Наблюдаемые в настоящее время взаимоотношения перечисленных свит являются резкими, как правило, тектоническими. Резкая изменчивость одновозрастных образований вдоль определенной линии указывает на существование тектонического шва, разделявшего участки бассейна с различными условиями осадконакопления. Таким образом, в начале венлока в рассматриваемом регионе появляются первые крупные конседиментационные разломы, положение которых отвечает современным Катран-Яурунтузскому, Карадавановскому и Южнотамашинскому разломам (рис.1). В это же время происходило возникновение непротяженных разломов в пределах северной и южной зон силурийского осадконакопления. Начала зарождаться на некоторых участках и мощная зона Алтышского разлома (к востоку от р.Исфайрам и к западу от р.Шахимардан).

С началом девонского периода влияние существующих конседиментационных разломов на характер распределения осадков значи-

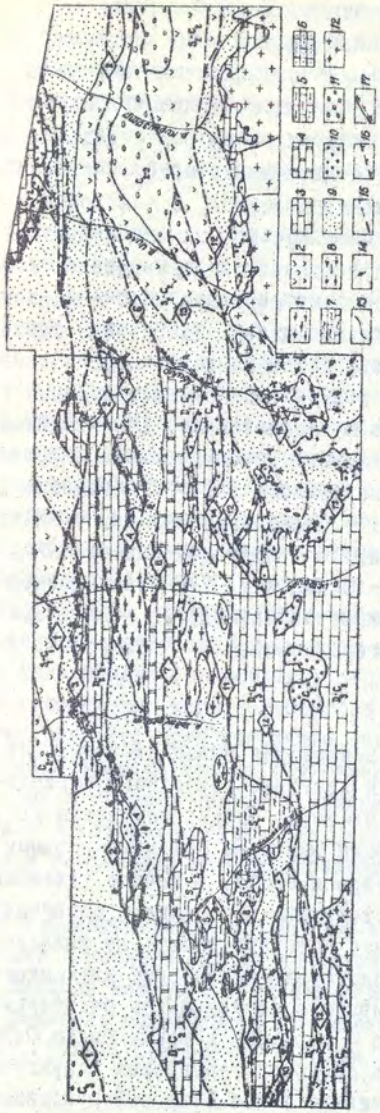


Рис. I Схема распространения и взаимоотношения палеозойских формационных комплексов Юж.Ферганы.
I-в Среднепалеозойские формационные комплексы : I – терригенный (караджегачский), 2 – терригенно-кремнисто-вулканогенный (киргизатинский), 3 – известняково-доломитовый (алайский), 4 – известняковый (яурунтузский), 5 – доломитово-известняковый (охинский), 6 – известняковый (тамчинский), 7 – кремнисто-известняковый (шахимарданский), 8 – карбонатно-терригенно-кремнистый (ташатинский), 9 – нижняя терригенная формация силура, залегающая в основании формационных комплексов. I0-I2 Верхнепалеозойские формации : I0 – флишоидная, II – молассоидная, I2 – гранитоидная. I3 Границы формаций и формационных комплексов; I4 Направление перемещения масс горных пород по надвигам ; I5-I7 Основные разрывные нарушения : I5 – крутопадающие и вертикальные, I6 – надвиги одноярусные, I7 – надвиги многоярусные (чешуйчатые). Цифрами в ромбиках обозначены основные разломы : I – Северокатранский, 2 – Акташ-Киргизатинский, 3 – Североарпалыкский, 4 – Акташ-Чаувайский, 5 – Мечеть-Миинский, 6 – Исфайрам-Чилесайский, 7 – Катран-Яурунтузский, 8 – Охинский, 9 – Северотамчинский, I0 – Карадавано-кий, II – Южнотамашинский, I2 – Акташский, I3 – Джейранбельский, I5 – Тегермачский, I8 – Абширский.

тельно возрастает. Появляются новые разломы, общая сеть разломов увеличивается. К середине девонского периода латеральная дифференциация дна бассейна осадконакопления достигает максимума. Некоторые разломы были выражены довольно мощными зонами шириной около одного километра и более. В начале девонского периода на севере региона отчетливо обозначился широтный Северокатранский разлом, севернее которого вплоть до нижнего эйфеля в подводных условиях происходило накопление двухкилометровой толщи основных лав, сменившееся образованием радиоляритов ходжагаирской свиты среднего – верхнего девона. Южнее Северокатранского разлома размещалась обширная территория терригенного осадконакопления, ограниченная с юга Катран-Яурунтузским конседиментационным разломом. В середине раннего девона вдоль южной окраины северной зоны, прилегающей к Катран-Яурунтузскому разлому, на терригенном основании начала формироваться узкая (не более трех км) протяженная полоса барьерного рифа, отвечающая современной горной гряде Катран-Яурунтуз. Расположение этого рифа на краю отмели вдоль Катран-Яурунтузского разлома, к югу от которого располагалась центральная зона формирования глубоководных осадков преимущественно терригенно-кремнистого состава, указывает на то, что Катран-Яурунтузский разлом на протяжении девонского периода выражался тектоническим уступом. Такой же уступ, по-видимому, был на отдельных участках и вдоль границы центральной и южной зон.

В южной зоне, к югу от Карадавановского и Южнотамашинского разломов, в конце силура и в раннем девоне формировалась рифоидная формация, современные выходы которой известны в г.Гожайазиз, в междуречье Ауотан-Пум, у пер.Бельмезар, в среднем течении р.Куль. В указанных местах рифоидные известняки верхнего силура – нижнего, а местами и низов среднего девона залегают на сланцево-песчаниковой толще тегермачской свиты силура. Эти рифоидные известняки для южной зоны являются тем карбонатным основанием, на котором затем формировался известняково-доломитовый разрез алайского типа. В пределах этой зоны в течение всего девона по прежнему велика роль Акташского разлома. Обе ветви зоны Акташского разлома (к западу от р.Шахимардан и к востоку от р.Исфайрам) с начала своего зарождения в раннем силуре на протяжении позднего силура и всего девона представляли собой линейную протяженную ровообразную структуру типа рифта, ширина которой в отдельных местах достигала I,5-2,0 км. Но в междуречье Шахимардан-Исфайрам обе ветви Акташского разлома в указанный отрезок времени еще не были соединены между собой. В центральной зоне в позднем силуре и раннем девоне рифоиды образуются лишь в некоторых местах (гг.Битау и Тамчи) по ее краям, примыкая к окружающим площадям развития рифовых образований.

На востоке рассматриваемой территории к северу от зоны Акташского разлома в позднем силуре начал зарождаться вулканогенный прогиб, площадь которого в раннем девоне значительно сократилась до размеров современной Киргизатинской вулканогенной зоны (Резвой, 1974). Сокращение площади вулканогенного про-

гиба произошло за счет отчетливого оконтуривания его с запада и северо-запада Джейранбельским разломом.

Таким образом, уже к началу среднего девона территория рассматриваемого региона была покрыта густой сетью крупных разрывов, расчленивших ее на ряд тектонических блоков, каждый из которых характеризовался своим тектоническим режимом и условиями осадконакопления. Такая дифференциация дна бассейна осадконакопления и различная тектоническая активность отдельных его участков обусловили наблюдаемую в настоящее время формационную пестроту девонских отложений.

Если отложения силура не отличались значительной изменчивостью состава и среди них выделены лишь три субформации, относящиеся к нижней терригенной формации, то отложения девона в рассматриваемом регионе отчетливо подразделяются на восемь формационных комплексов, каждый из которых имеет свое географическое название. Каждый формационный комплекс характеризуется своим типом разреза.

В начале фамена наступило выравнивание условий осадконакопления, выразившееся широким распространением известняков сангибаляндской свиты. Эта свита получила развитие в тамчинском, шахимарданском, охинском и яурунтузском типах разрезов. Это указывает на то, что на некоторых участках Катран-Яурунтузский разлом перестал влиять на характер распределения осадков в его крыльях. Еще более значительное выравнивание тектонического режима произошло в визейском веке, когда в пределах распространения карбонатных формационных комплексов происходит накопление хемогенных известняков пешкаутской свиты, мощность которых в различных типах разрезов колеблется в пределах 35-650 м. Хотя визейский век ознаменовался выравниванием условий осадконакопления и расширением области карбонатообразования даже на те прилегающие участки, где ранее отлагались осадки другого состава, роль некоторых разломов длительного существования сказалась на распределении мощности визейских отложений. На границе турнейского и визейского веков в междуречье Шахимардан-Исфайрам произошло сочленение западной и восточной ветвей Акташской зоны

разломов, что резко отразилось на составе и мощности визейских и более молодых отложений к северу и югу от разлома в пределах указанного междуречья.

Наступившая относительная стабилизация тектонических движений сменяется их активизацией в серпуховском веке. Происходит новая дифференциация условий осадконакопления на основе существовавшей сети конседиментационных разломов. Активизируются Акташ-Чаувайский, Катран-Яурунтузский, Северотамчинский, Карадаванский, Южнотамшинский разломы. В зоне Акташского разлома накопление радиоляритов, происходившее во второй половине девона и начале раннего карбона, сменилось накоплением маломощных более мелководных известняково-песчаниковых отложений.

Возобновление дифференциации морского дна привело к увеличению формационной пестроты серпуховско-башкирских и нижнемосковских отложений. В пределах региона в составе отложений верхней части нижнего и нижней половины среднего карбона увеличивается количество терригенных пород. В этот заключительный период этапа латеральной дифференциации геосинклинали карбонатообразование продолжается в первой половине раннемосковского времени лишь в области формирования алайского и яурунтузского формационных комплексов, но и здесь среди известняков местами присутствуют линзовидные тела терригенных пород.

В течение каменноугольного периода в пределах рассматриваемого региона формировались отложения четырех типов разрезов. По сравнению с девонским периодом число их сократилось вдвое. Это свидетельствует о том, что часть разломов длительного развития, отличавшихся активностью в девонский период, в карбоне были менее активны либо вообще утратили свое влияние на характер распределения осадков. На этом завершился этап латеральной дифференциации геосинклинали (Резвой, 1974), в результате которого сформировались разрезы, отчетливо разделяющиеся по стратиграфической полноте на полные и неполные. Каждую группу составляют разрезы различного формационного состава и разной мощности. Большой интерес представляет то, что полные разрезы вследствие постепенного выклинивания отдельных их частей переходят в непол-

ные. Такая смена характера разреза наблюдается чаще всего по окраинам формационных тел, обладающих разрезом вулканогенного или известняково-доломитового состава. Кроме того, установлено наличие переходных разрезов смешанного состава. Таким образом, в пределах зоны Южноферганского глубинного разлома, вопреки существовавшему ранее мнению об отсутствии неполных и переходных разрезов, установлено наличие ряда таких разрезов, которые ранее ввиду недостаточной стратиграфической изученности и детальности работ пропускались.

В середине раннемосковского времени начинается общая инверсия тектонического режима, означающая начало орогенного этапа развития геосинклинали. Вторая половина раннемосковского времени ознаменовалась образованием терригенных пород верхней флишоидной формации. Роль конседиментационных разломов в распределении осадков значительно уменьшилась. Но еще значительной активностью отличались Акташский разлом, некоторые участки Катран-Яурунтузского и Акташ-Чаувайского разломов, а также Североферганский разлом, ограничивающий с севера полосу развития элайского формационного комплекса Акташ-Боординской гряды (рис.I). Эти разломы служили границами областей сноса и накопления обломочного материала. Последние представляли собой широтноориентированные узкие остаточные бассейны - заливы, соединенные между собой. Лишь на юге региона, южнее Акташского разлома существовал обширный бассейн, интенсивное прогибание дна которого компенсировалось накоплением толщи тонкообломочного материала толубайской свиты, имеющей мощность более 600 м. К северу от Акташского разлома в прибрежной полосе накопилось не более 100 м конгломератов.

Состав и степень окатанности обломочного материала толубайской свиты свидетельствует о том, что размыву были подвержены, главным образом, отложения терригенного, карбонатного и кремнистого состава. По облику эти породы совершенно аналогичны породам, слагающим карбонатно-терригенно-кремнистый (ташатинский) формационный комплекс. Незначительная окатанность обломочного материала свидетельствует о близости источника сноса, а встре-

ченные в гальке радиолярии, фораминиферы и граптолиты указывают, что размыву подвергались отложения всех отделов девона и нижней половины карбона и даже силура. Наличие обломков эффузивных пород в отложениях толубайской свиты в горной гряде Акташ-Боорды и в г.Мечеть-Мия указывает на то, что областями сноса материала являлись и районы развития вулканогенного формационного комплекса Учкоргонской полосы и вулканогенной толщи бассейна рр.Чиле-Киргизата. В это же время (вторая половина раннемосковского времени) одновременно с терригенным осадконакоплением началось формирование некоторых складчатых структур региона (Джельбелесской, Камыршасайской антиклиналей и некоторых других крупных складок). Начало интенсивно воздыматься поднятие, примыкающее с юга к Акташскому разлому в междуречье Исфайрам-Чиле, приведшее несколько позже к образованию крупной лежачей антиклинали Тегермачского "покрова". Интенсивно воздымается в толубайское время и узкая полоса терригенных пород, расположенная между областями формирования элайского и яурунтузского формационных комплексов в междуречье Шахимардан-Ходжагаир. Это привело к созданию узкой, но протяженной Сакирминской антиклинали. Все эти данные указывают на то, что начало процесса формирования складчатых структур в регионе совпадает с началом инверсии тектонического режима в середине раннемосковского времени и сам этот процесс проходит под непосредственным влиянием существовавшей сети конседиментационных разломов.

Характерной особенностью развития региона во второй половине раннемосковского времени явилось то, что на фоне общей инверсии более интенсивному поднятию подверглись те области, где на протяжении всего среднего палеозоя формировались маломощные толщи, в то время как в областях развития мощных карбонатных толщ элайского и яурунтузского формационных комплексов еще происходило терригенное осадконакопление.

В конце первой половины московского века вдоль некоторых долгоживущих разломов, в краевых частях крупных формационных тел, характеризующихся карбонатным разрезом элайского или яурунтузского типа, возникают надвиги. Для рассматриваемого региона харак-

терной является отчетливая приуроченность надвигов к границам областей сноса и аккумуляции осадков в толубайское время, особенно к тем местам, где эти границы были резкими и, по-видимому, выражались тектоническими уступами. Такие уступы, как показывает анализ мощности отложений толубайской свиты, могли существовать вдоль активных конседиментационных разломов или на отдельных их участках.

Аллохтон надвигов сложен породами тех областей, которые в толубайское время подвергались размыву. С этих участков, приподнятых относительно области аккумуляции терригенного материала, произошло наползание аллохтонных пластин на еще неуплотненные рыхлые осадки верхней части разреза толубайской свиты. Этим, по-видимому, объясняется отсутствие брекчий вдоль плоскости надвигов, где встречаются лишь тонкие (несколько сантиметров или первые десятки сантиметров) прослои глинки трения. Самая мощная зона глинки трения (не более 8 м) встречена лишь в одном месте в плоскости Тегермачского надвига, а ведь мощность пластины аллохтона Тегермачского "покрова" в настоящее время составляет не менее 850-1000 м. Во время формирования "покрова", несомненно, она была большей. Отсутствие брекчий вдоль плоскости скольжения такой огромной массы горных пород, вероятно, можно объяснить только тем, что толща автохтона в момент передвижения пластины Тегермачского "покрова" находилась в подводных условиях и илистый материал верхней части толубайской свиты играл роль смазывающего материала между движущейся пластиной аллохтона и автохтоном.

Одной из особенностей надвигов Южной Ферганы является то, что в большинстве своем они чешуйчатые и в вертикальном разрезе выглядят как серия лежащих друг на друге пластин разной мощности - от 10 м до нескольких сот метров.

В последовательности размещения этих пластин установлена четкая закономерность, заключающаяся в том, что чешуи, сложенные более древними породами, занимают более высокое положение. Самая верхняя чешуя сложена чаще всего породами силура.

В связи с тем, что в данном районе надвиги играют важную

роль в локализации сурьмяно-ртутного оруденения, образуя экранирующие структуры, такая закономерность позволяет довольно точно определять глубину залегания продуктивного контакта.

Интересным и важным вопросом для Туркестано-Алая является вопрос о направлении перемещения аллохтона. Изучение мелких изоклинальных складок, по наклону осевых поверхностей которых определяется направление перемещения пород, показало, что Тегермачский надвиг перемещался с севера на юг. На севере района движение пластин направлено из областей формирования разрезов терригенного или терригенно-кремнистого состава в сторону карбонатных разрезов.

Усилившийся к середине московского века процесс складчатости в большей или меньшей степени дислоцировал надвиги совместно со всей толщей палеозойских образований. Интенсивному смятию в зоне Южноферганского разлома подверглись формационные тела, сложенные пластичными породами терригенного и кремнистого состава. Мощные формационные тела карбонатного и вулканогенного состава образовали довольно крупные моноклинали либо простые широкие складки.

Изложенные данные позволяют сделать следующие выводы :

1. Формирование сети конседиментационных разломов зоны Южноферганского разлома началось во второй половине раннего силура, активизация ее произошла на границе силура и девона. Закончилось формирование сети этих разломов в раннем карбоне. Процесс формирования зоны Южноферганского глубинного разлома - это сложный процесс развития отдельных конседиментационных разломов, составляющих эту зону, выражающийся активизацией или затуханием отдельных разломов или их участков в различные отрезки времени на протяжении всей палеозойской истории развития.

2. Образование надвигов в Южной Фергане происходило в приповерхностных частях конседиментационных разломов, которые отличались повышенной активностью в конце ранней москвы (толубайское время). Надвиги являются продуктом сложных процессов, проходивших под воздействием сил вертикального и горизонтального направлений с наложением процессов гравитационного оползания.

3. Наблюдаемое в настоящее время расположение разноформационных палеозойских толщ в Южной Фергане является первичным, т.е. отвечает местам их формирования. В результате последующих складчатых процессов произошло лишь незначительное сближение их по надвигам.

И.И.Войтович

ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАЗЛОМОВ СЕВЕРНОЙ ФЕРГАНЫ

Рассматриваемый регион охватывает Чаткальский, Сандалашский, Пскемский хребты Чаткальской горной системы и Баубашатинский горный узел. Он характеризуется большим разнообразием разных по возрасту и морфологии разрывных нарушений и различиями в строении западной и восточной части. Западная часть региона (Чаткальский сектор) имеет блоковое строение, для восточной (Баубашатинский сектор) характерно развитие надвиговых и покровных структур.

Чаткальский сектор (А). Блоковое строение Чаткальского сектора обусловлено пересечениями трех основных систем разломов : северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направления.

Наиболее развитой и четко выраженной является система северо-восточных разломов, прослеживающихся от юго-западного края территории (граница с Кураминским хребтом) до северо-восточного окончания Чаткальского хребта и верховий долины р.Чаткал, где они, полого изгибаясь к юго-востоку, плавно причленяются к Таласо-Ферганскому разлому. Ярким представителем этой системы разломов является выделенный в 1935 г. В.Н.Огневым Атойнакский разлом (5)[x]. В верховье реки Карасу (зап.), в районе

x Цифры в скобках обозначают номера разломов на схеме (рис.I).

оз.Сарычелек (севернее его) и по р.Афлатун разлом проявлен как типичный взброс с наклоном плоскости к северу под углами 70-80°. Он выражен зоной сильно брекчированных раздробленных лимонитизированных пород, превращенных местами в песчано-известково-железистую брекчию. Мощность зоны достигает 100-150 м. Юго-западным продолжением Атойнакского разлома являются Падшаатинский (19), Мискенский (24), Сокурбельский (31), Ителгинский (28) и Зилэй-Баркраакский (27) разломы. Падшаатинский, Мискенский и Сокурбельский разломы состоят из нескольких сближенных субпараллельных разрывов, из которых северные обычно являются взбросами, а южные - сбросами. Падения плоскостей сместителей крутые, северные, за исключением Зилэй-Баркраакского разлома, падающего к юго-востоку и несущего явные черты альпийского омоложения. Указанные разломы образуют единую разрывную линию, разделяющую Чаткальскую и Кассанскую структурно-формационные зоны. Эта структурная линия может рассматриваться как конседиментационный разлом, разделявший в нижнем и среднем палеозое (до фаменского века включительно) зоны разного осадконакопления.

К югу от Атойнакского разлома и его западных продолжений прослеживаются Афлатунская группа взбросов и сбросов (II) и Средне-Чаткальские или Кассанские разломы (32,34,40,45), ограничивающие Большой и Малый Кассанские грабены, заполненные верхнепалеозойскими отложениями, и осложняющие структуру сводовой части Кассанского антиклинория. К этой же системе разломов в Сандалашском хребте относится Верхне-Чаткальский разлом типа взброса (I), а в Пскемском хребте Бадакский взброс (8). Общей характерной чертой системы разломов северо-восточного простирания является их преимущественно взбросовый характер и образование по ним мощных (десятки, первые сотни метров) зон дробления и гидротермального изменения пород.

Система разломов северо-западного простирания наиболее отчетливо выражена в Чаткальском хребте и, частично, в юго-западной части Пскемского хребта. Она представлена преимущественно сбросами, иногда сбросо-сдвигами, выраженными уступами в современном рельефе и, в отличие от северо-восточных разломов - не-

значительными по мощности зонами измененных пород. Самым крупным является Кугалинский сброс (54), являющийся фрагментом северо-восточной тектонической границы Курайминской зоны. В пределах рассматриваемой территории он прослеживается на 45-50 км и ограничивает крайние с северо-востока выходы кислых эффузивов минбулакской свиты среднего карбона. В 15 км к северо-востоку от Кугалинского разлома прослежен Кушертский сбросо-одвиг (50), отделяющий метаморфическую толщу докембрия и флишоидные отложения силура от терригенно-вулканогенных образований девона. Горизонтальная амплитуда смещения по разлому достигает 4,5 км. К системе северо-западных разломов относятся также Северо- и Южно-Чаначские сбросы (10 и 18). Они ограничивают с востока Каратерекский блок, сложенный породами докембрия и нижнего палеозоя, от Афлатунского синклинория, образованного мощными известняковыми толщами нижнего карбона.

В Сандалашском хребте система северо-западных разломов не проявлена, а в Покемском к ней принадлежит несколько коротких разломов, в основном сбросов, обрывающихся более протяженными разломами северо-восточного простирания.

К системе субмеридиональных разломов относятся Кумбельский (2) и Ачикташ-Даванский (3) сбросы, пересекающие Сандалашский и Покемский хребты, а также Акташские (15) и Раватский (29) разломы на северном склоне Чаткальского хребта. Первые два из разломов в комбинации с разрывами северо-восточного направления, образуют на правобережье р.Чаткал ряд тектонических блоков, приподнятых и опущенных по отношению друг к другу, а Акташские разломы ограничивают одноименный грабен, выполненный карбонатными и молассоидными осадками верхнего палеозоя.

Наряду с описанными тремя основными системами "линейных" разломов, в Чаткальском секторе установлено несколько полукольцевых разрывных структур. К ним относятся Южно- и Северо-Чаначские разломы (18 и 10) и продолжающий их в Сандалашском хребте Кумбельский разлом (2). К разломам данного типа следует отнести Кугалинский разлом (54) и ряд примыкающих к нему с востока полукольцевых сбросов, проявленных, как уже говорилось, по краям и

внутри эффузивов минбулакской свиты среднего карбона краевой части Курайминской зоны.

Баубашатинский сектор (Б). Чешуйчато-покровное строение Баубашатинского горного узла обусловлено серией надвигов, прослеживающихся дугообразно в северо-западном направлении и обращенных выпуклостью к северу и северо-востоку (рис.1). Самый крупный - Каракорумский надвиг S - образной формы (51). По нему офиолитовый комплекс Майлисуйской зоны надвинут с запада на восток на вулканиты каракорумской свиты силур-девона и сересуйскую флишевую свиту силура. Во фронте этого надвига располагается габбро-серпентинитовый меланж (на рис.1 показан темной полосой), прослеживающийся от верховий р.Шайдан на юго-востоке до р.Турдук на северо-западе на расстояние свыше 150 км при ширине зоны до 1,5 - 2,0 км. Сплошность зоны меланжа нарушается секущими и смещающими ее сбросо- и взбросо-сдвигами субширотного простирания, такими как Шайданский (55), Карабашатский (36), Каракольский (42), Северо-Анджольский (21), Керейский (36) и др.

Восточнее Каракорумского надвига проходит Шамуратский надвиг (56), отделяющий флишоидную силурийскую толщу Сересуйской зоны (нижний аллохтон) от Баубашатинского автохтона, представленного вулканогенно-карбонатными образованиями силура - нижнего карбона. Шамуратский надвиг, как и Каракорумский, разорван субширотными сбросо-сдвигами на несколько отрезков. Горизонтальная амплитуда смещения достигает 3,5 км. Севернее долины р.Караколь Шамуратский надвиг не прослеживается. В районе Каракольских озер на пер.Кармель наблюдается выклинивание Сересуйской зоны, ограниченной Каракорумским и Шайданским надвигами, и непосредственное соприкосновение по Челкинскому надвигу (35) метаморфид майлисуйской серии докембрия - нижнего палеозоя (?) с карбонатной толщей верхнего девона - нижнего карбона Баубашатинской зоны.

В северной части территории, на стыке Атойнакского и Чаткальского хребтов развита система пологих надвигов внутри девонской терригенно-карбонатной толщи (4) и на границе верхне-

Рис.I. Схема разломной тектоники Северной Ферганы.
I - надвиги ; 2 - сбросы ; 3 - взбросы ; 4 - недифференцированные разломы ; 6 - серпентинитовый меланж.

палеозойских флишево-молассовых отложений и сланцев среднего палеозоя (Карасуйский (6) и Акбельский (9) надвиги), а в северо-восточной - Оялминско-Бадыкуртская группа покровных структур (I7). Оялминские и Бадыкуртские покровы сложены слабометаморфизованными песчано-алевролитовыми и сланцевыми толщами предположительно силурийского возраста, полого перекрывающими известняки и доломиты девона - нижнего карбона. В зонах надвигов на контакте карбонатных и терригенных толщ развита джеспероидная брекчия с киноварной минерализацией. Сходные с вышеуказанными надвиги внутри палеозойской колонки Баубашатинской структурно-формационной зоны широко развиты севернее Отузартской впадины в бассейне р.Карауикур (34,48) и к юго-востоку от нее по р.Куровео. На правобережье р.Куровео при полевых исследованиях в I979 г. нами был установлен серпентинитовый меланж, залегающий в подошве покрова, сложенного кремнисто-вулканогенными силур-девонскими образованиями карамурумского типа, надвинутыми на вулканогенно-кремнисто-карбонатные толщи Оджетпинской подзоны того же возраста.

Надвиговые структуры Баубашатинского сектора разорваны и смещены субширотными крутопадающими сбросами, сбросо- и взбросо-сдвигами, прослеживающихся на десятки километров. Выделяется также несколько слабее выраженная система разломов северо-западного простирания, как Тегерекский взброс (22), Кич.К-Кенкольский взбросо-сдвиг (38), Керейский взброс и др. Плоскости этих разломов наклонены в большинстве случаев к юго-западу под углами 70-80^0.

Дополнительная информация по разрывной тектонике региона была получена при дешифровании аэроснимков и составлена схема разломов и линеаментов (рис.2). На схеме видно, что в Чаткальском секторе (А), как и по данным наземных наблюдений, выделяются системы разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний. Наиболее четко на снимках опознаются северо-восточные разломы по светлому фототону за счет развитых по ним осветленных брекчированных пород и известково-железистых брекчий. Хорошо виден Атойнакский разлом и его

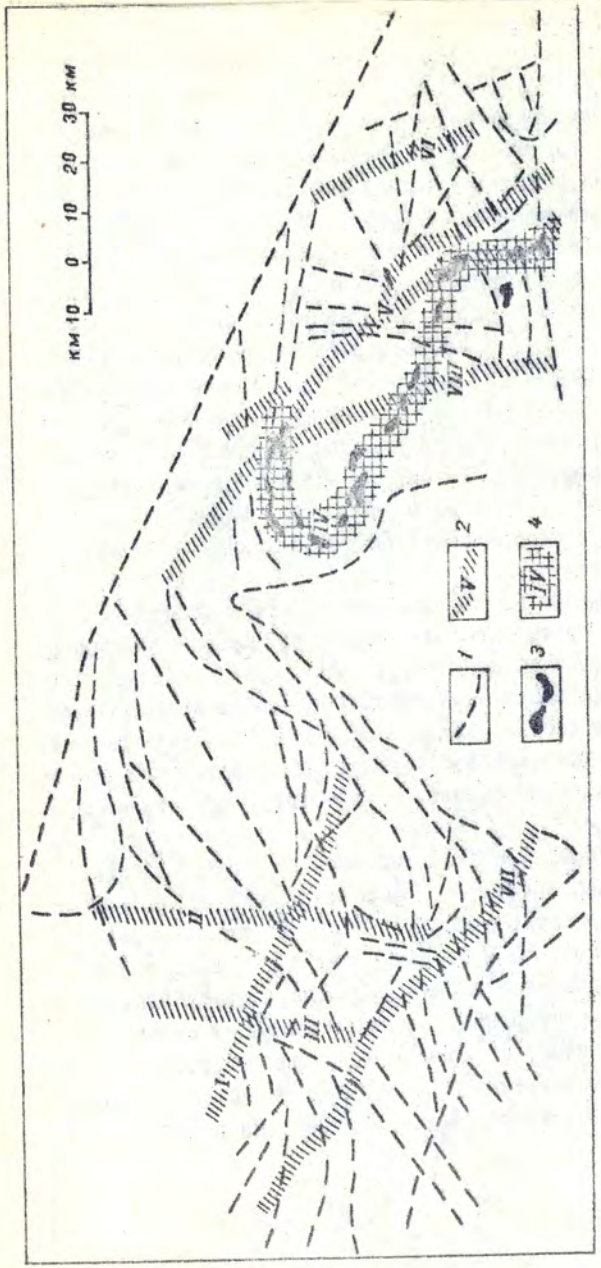


Рис.2. Схема разломов и линеаментов Северной Фергены по данным дешифрирования аэроснимков.
I - разломы ; 2-4 - линеаменты ; 3 - тела серпентинитов.

западные продолжения (Мискенский, Сокурбельский и др.), а также расположенная несколько южнее Падшатинская группа разломов - по смене светлых полос, отвечающих известнякам, более темными, соответствующими терригенно - вулканогенным породам.

В юго-западном направлении система Кассанских разломов (по снимкам) образует "конский хвост", а затем на выходе к Ангренскому плато теряется среди монотонного серого пятна эффузивов и гранитоидов.

В бассейне р.Чаткал по снимкам зафиксировано два крупных разлома, не выявленных геологической съемкой. Один из них проходит почти параллельно современному руслу Чаткала, несколько южнее его, а другой прослеживается в карбонатных толщах вдоль левого борта долины реки. В районе устья реки Чанач(сев.)оба разлома сочленяются.

Из системы северо-западных разломов наиболее четко опознаются Кушартский, Кокозекский, Северо- и Южно-Чаначские разломы. Восточнее Чаначских разломов на снимках выделено два новых субпараллельных разрыва северо-западного простирания, причленяющихся на юго-востоке к Атойнакскому разлому. Эти разломы не были установлены при геологической съемке из-за недоступности рельефа, а также не фиксировались на обычных аэрофотоснимках крупного масштаба.

Протяженный разлом около 80 км выявлен в юго-западной части территории на границе Куразминской и Чаткальской зон. Геологическими съемками здесь картировалось несколько коротких дугообразных сбросов и взбросов, не дававших ясного предоставления о проходящей здесь тектонической границе между двумя структурно-формационными зонами.

Субмеридиональные разломы в Чаткальском секторе, предоставленные главным образом крутопадающими сбросами, не образующими мощных зон измененных пород, на аэроснимках выделяются плохо. Из этой системы более или менее достоверно фиксируются только Акташские сбросы. В центральной части Баубашатинского горного узла на аэроснимках четко проступает группа субмеридиональных разломов, не получивших полевого подтвержде-

ния. Хорошо видны и субширотные разломы, описанные нами как сбросо- и взбросо-сдвиги, но совершенно не опознаются многочисленные пологие малоамплитудные палеозойские надвиги как в пределах Баубашатинского горного узла, так и на стыке Атойнакского и Чаткальского хребтов. Передовые альпийские надвиги по краям Наманской и Западно-Каракуйской впадин выделяются отчетливо.

Таким образом, по космическим снимкам подтверждено наличие основных систем разломов, выделенных наземными наблюдениями, установлен ряд новых разрывных нарушений. В некоторых случаях по комплексу признаков стало возможным определить морфологический тип того или иного разлома. Кроме того, в результате дешифрирования аэроснимков выделено несколько принципиально новых структурных линий - линеаментов (рис.2). В пределах Чаткальского сектора линеаменты имеют отчетливые два направления : северо-западное и субмеридиональное. В Баубашатинском секторе простирание линеаментов север-северо-западное. Они косо подходят к Таласо-Ферганскому разлому, за исключением линеамента IУ, имеющего S-образную форму, повторяющего выходы серпентинитов Каракорумской зоны меланжа.

Показанные на схеме линеаменты являются генерализованными линиями, установленными по комплексу признаков, как то : фрагменты разломов и скопления тектонических трещин, места пересечений и причленений разрывов, флексурные изгибы пластов осадочных толщ, выходы и мелкие блоки древних пород среди более молодых отложений, полосы даек и протрузий, характерный фототон, особенности рельефа (развитие родников, оползней) и пр. Ширина линеаментов составляет 2-3 км, редко 5-7 км. Протяженность в пределах снимка достигает 100-120 км. Природу подобных структурных линий в регионе, имеющих, вероятно, глубинное происхождение, еще предстоит выяснить, основываясь, как нам кажется, на совокупности данных наземных и аэронаблюдений , геофизических и геохимических исследований и размещения месторождений полезных ископаемых.

Ю.С.Биске, Г.С.Поршняков,
Ю.А.Талашманов, А.В.Яговкин

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА РАЗВИТИЯ ШАРЬЯЖЕЙ В ЮЖНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Под Южным Тянь-Шанем мы понимаем юго-западную герцинскую окраину Урало-Монгольского подвижного пояса, ограниченную на севере Южно-Ферганским и Иныльченским глубинными разломами, на юге - Таримской платформой или развитой на ее западном продолжении зоной встречных надвигов, проходящей от Султутерского массива через Кипчальму и Кульгеджелинский антиклинорий в долину Сандара. На всем протяжении от Султануиздага до Хантенгри и далее Южный Тянь-Шань представляет герцинскую складчатую область, в структурах которой первостепенное значение имеют тектонические покровы. В пределах Южного Тянь-Шаня покровы и их комплексы обладают рядом характерных общих черт, зачастую свойственных этим структурам и в других складчатых поясах (рис.I).

Главнейшие из этих свойств следующие :

I. Поверхности скольжения слабо срезают или параллельны пластам нижележащих пород. Надвигающиеся толщи часто залегают примерно согласно с поверхностями скольжения, но иногда дислоцированы более сложно, и их пласты довольно резко утыкаются в подстилающую поверхность скольжения.

2. Надвигание обычно идет на позднепалеозойский флиш, содержащий местами в верхней части олистостромы. Мощности флиша растут по направлению к нижним покровам, возраст их омолаживается.

3. В нижней части надвинутых пластин располагаются породы от протерозойских (?) метаморфических сланцев или вендско-раннекембрийских фтанитов до разнофациальных толщ девона. Чаще всего на флиш надвигаются граптолитовые сланцы силура.

4. Поверхности скольжения отмечены маломощными милонитами. В основании крупных покровов иногда лежат тонкие тектонически изолированные пластины пород различного возраста.

5. Каждый крупный покров резко отличается от смежных по

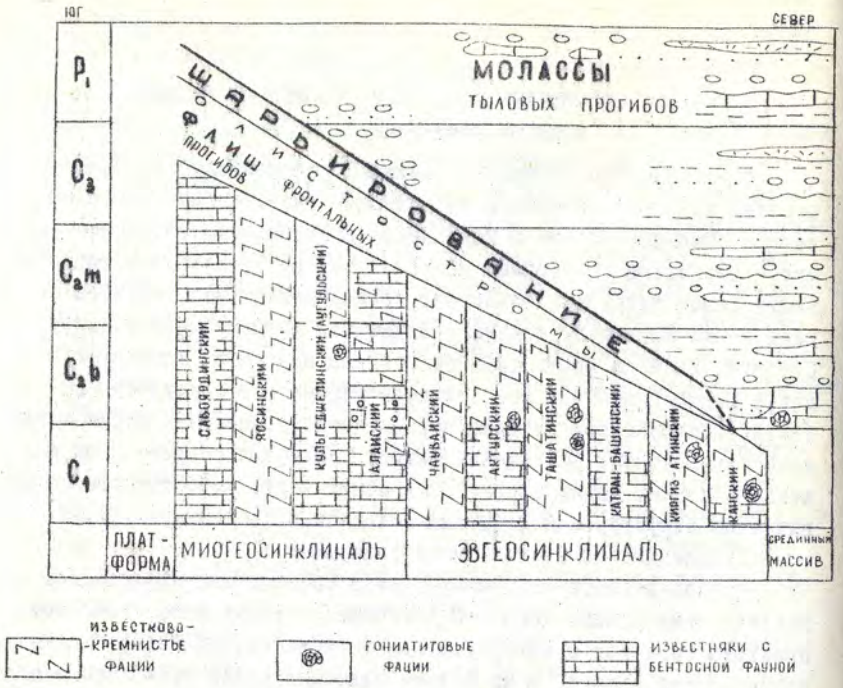


Рис. I. Схема фациальных соотношений во фронтальных и тыловых прогибах в герцинидах Южного Тянь-Шаня. В основании флишевых толщ фронтальных прогибов указаны географические названия формационных типов геосинклинальных комплексов.

формационному составу собственно геосинклинального комплекса (среднепалеозойских, особенно верхнесилурийско-девонских толщ). Переходы от одного формационного ряда (типа разреза) к другому в пределах покрова наблюдаются редко.

6. Количество покровов достигает максимума (до I0) в центральном секторе Южного Тянь-Шаня, снижаясь до 5-6 на восточном

и западном флангах системы из-за выклинивания некоторых из них по простиранию.

7. Формационный состав геосинклинального комплекса в сериях покровов меняется закономерно от верхних покровов к нижним. Верхний покров, как правило, представлен протерозойскими (?) зелеными или голубыми сланцами, на которых лежат маломощные мелководные отложения девона-нижнего карбона. Второй сверху (рис.2) покров сложен вулканогенными образованиями основного ряда. Третий, непостоянный, - карбонатными породами, иногда включающими прослои вулканических туфов ; четвертый (лептогеосинклинальный) покров характеризуется малыми мощностями и существенно кремнисто-сланцевым составом среднего палеозоя. Пятый представлен мощными известняковыми толщами, иногда содержащими также толщу основных и средних вулканитов. Шестой (непостоянный) - отличается присутствием местами грауваккового грубообломочного нижнего девона и кремнисто-глинистым или глинисто-кремнисто-известняковым составом более высоких маломощных его частей. Эти шесть покровов могут быть отнесены к эвгеосинклинальной внутренней зоне Южного Тянь-Шаня. Седьмой покров отличается присутствием толщи черных слоистых амфипоровых доломитов девона и довольно резким угловым несогласием в их основании. В восточном направлении он выклинивается или существенно меняется. Восьмой непостоянный покров характеризуется преимущественно известняковыми фациями девона - карбона. Для девятого покрова характерны тентакулитовые сланцы девона. Десятый покров сложен терригенными кварц-граувакковыми породами и надвинут на карбонатные толщи палеозоя, обрамляющие Таримскую платформу. Седьмой-десятый | покровы образуют миогеосинклиналь Южного Тянь-Шаня.

8. Базит-гипербазитовые, преимущественно пластовые, реже секущие интрузивные (иногда протрузивные) тела приурочены главным образом к верхнему покрову, часто встречаются во втором, редко - в четвертом - шестом. В миогеосинклинальных покровах они отсутствуют.

9. Вся серия покровов смята в крутые, иногда опрокинутые складки, нарушена вторичными изгибами простираний, разбита

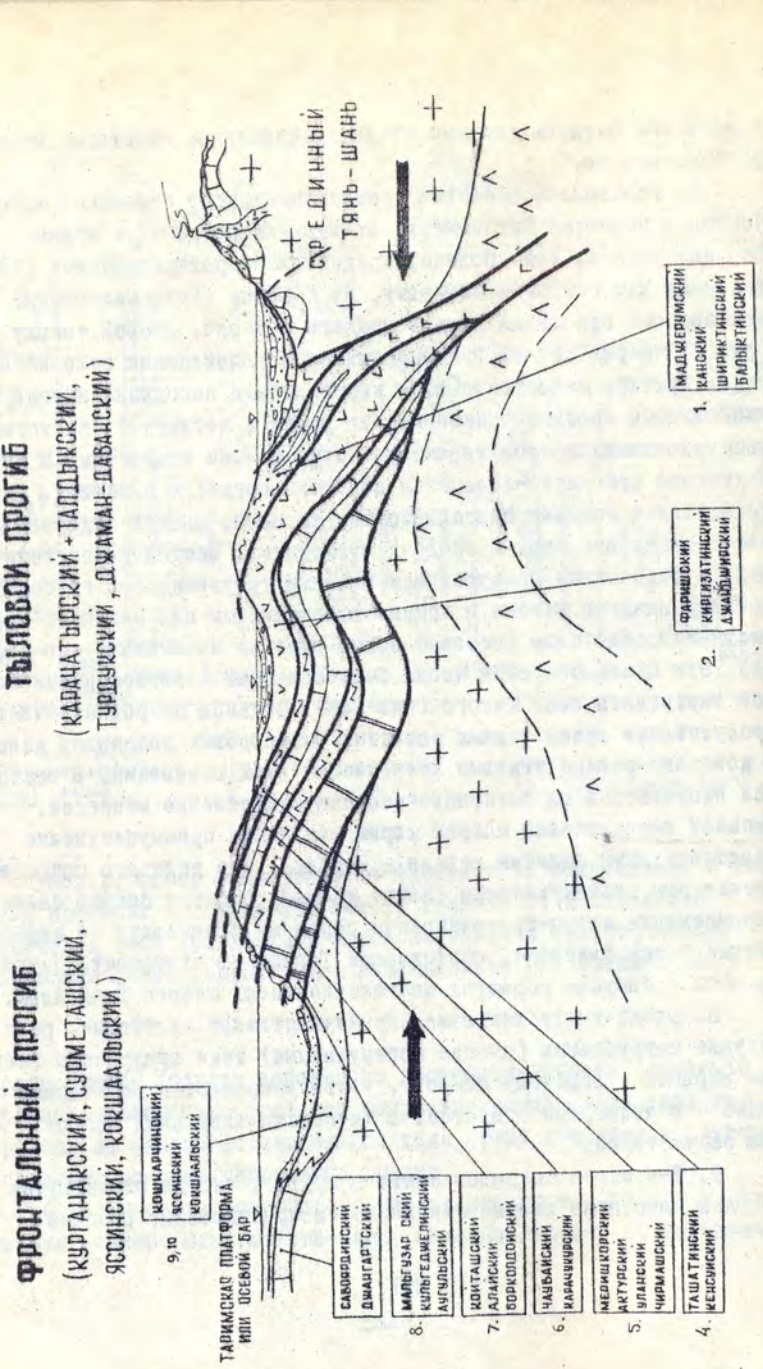


Рис.2. Реставрация геологической обстановки в Южном Тянь-Шане в конце этапа шарьирования (C_3-P_1). Надписями в рамках указаны географические названия формационных типов геосинклинальных комплексов и покровов для различных секторов.

крутопадающими разрывами, прорваны поздними гранитоидами.

IO. Верхний покров часто перекрыт посленадвиговыми молассами, переходящими на второй, реже - на более низкие покровы и перекрывающими также прилежащие части массива Срединного Тянь-Шаня .

II. Непосредственно зафиксированные в пределах эрозионного вреза амплитуды шарьяжей местами достигают IO-I5 км, чаще составляют 2-5 км.

Перечисленные общие черты Южно-Тяньшаньских покровов, с реальностью существования которых, вероятно, согласится большинство работающих здесь геологов, оставляют все же возможность различного толкования строения этой области на глубину, различных реставраций процесса формирования шарьяжей. В шестидесятых годах мы рассматривали как наиболее вероятные две модели строения Южного Тянь-Шаня : либо с двусторонним выжиманием покровов из каждой крупной синклинальной структуры, либо с односторонним движением поверхностных масс к югу из офиолитовой зоны Южно-Ферганского разлома. Материалы, полученные в семидесятых годах, позволяют считать более вероятным второй из вариантов, т.е. односторонних покровов с севера, хотя он и требует увеличения амплитуды горизонтальных перекрытий до 60-6о км. К наиболее важным материалам относятся :

I. Установленные бурением на Кадамджае и Хайдаркане факты выполаживания поверхностей шарьяжей по падению.

2. Геофизические данные о значительном распространении известняков под сланцевыми покровами (Волыхин, I978 и др.).

3. Доказанное аллохтонное положение известняков, залегающих в осевой зоне Охинской синформы (Клишевич, I978).

4. Детальное картирование экзотических массивов Шохтау, Меришкор, Дариетан (Ш.Ш.Сабдюшев, Р.Р.Усманов и др.), исключающее, нам кажется, присутствие под ними зоны корней.

И даже считая вариант покровов с севера в качестве наиболее вероятного, мы еще не достигаем однозначного решения проблемы строения Южного Тянь-Шаня и должны сделать еще одно допущение : принять, что современный порядок чередования формационных типов разрезов среднего палеозоя в сериях покровов соответствует первичной зональности геосинклинали, т.е. исключить переброс ("чехарду") покровов в процессе шарьирования, хотя построение логических латеральных формационных рядов могло бы значительно упростить палеогеографическую картину среднего палеозоя. Попытки таких построений уже были (Буртман, Клишевич, 1971), но сталкивались с трудностями в толковании структур и самого процесса шарьирования. Поиски наилучших решений следует продолжать, но пока наиболее простым и правдоподобным вариантом представляется модель, допускающая сложную формационную зональность геосинклинали, но простое последовательное формирование покровов.

Только сделав указанные оговорки, можно приступить к реставрации обстановки возникновения шарьяжей в Южном Тянь-Шане. При этом, кроме перечисленных общих черт покровов, приобретает особое значение вопрос о соотношении процессов шарьирования и синхронного с ним осадкообразования, т.е. развития фронтальных и тыловых прогибов. В упрощенном виде развитие этих прогибов изображено на рис.I. Этот рисунок построен в основном на материалах Центрального сектора Южного Тянь-Шаня, но может быть отнесен и к его краевым частям.

Фронтальный прогиб существовал и развивался с конца раннего карбона до ранней перми включительно. Рассмотрим обстановку его развития, используя главным образом материалы по Алайскому сектору Южного Тянь-Шаня (рис.I,2). Начало шарьирования можно отождествить с надвиганием кавских зеленых сланцев (PR_3?) на маломощные кремнистые сланцы и туффиты ходжагаирской

свиты (D_2-C_I), венчающей вулканогенный киргизатинский тип разрезов среднего палеозоя. Присутствие в ходжагаирской свите только радиолярий, гониатитов и редких фораминифер ; малая ее мощность при значительном возрастном объеме свидетельствуют об относительно глубоководной, пелагической обстановке ее образования. Очевидно, шарьирование начиналось у края северного глубокого эвгеосинклинального бассейна, сопровождалось выдавливанием серпентинитов и появлением узких островных поднятий, отделяющих фронтальный бассейн от сравнительно мелководного тылового. Свидетелями существования этих островов являются несогласия, появляющиеся местами уже в намюре (Шуран), шире в среднем карбоне в отложениях тылового бассейна, перекрывающих первый верхний покров. Можно думать, что значительная (2-3 км) мощность покрова являлась главной причиной обмеления бассейна, так как тенденция к погружению в тылу надвигов сохранялась в течение всего позднего палеозоя. Флишевая формация при образовании первого покрова почти не формируется.

Второй покров, сложенный вулканогенными толщами эвгеосинклинального комплекса, надвигался уже на существенно терригенную флишоидную, хотя маломощную, пачку намюрско-башкирского возраста, венчающую карбонатный (катранбашинский), иногда с прослоями вулканитов (Окджатпес) разрез или же на подобную пачку, слегающую кровлю лептогеосинклинального кремнисто-сланцевого разреза (ташатинский тип). В последнем средний палеозой представлен в основном маломощной кремнисто-сланцевой шаланской свитой, содержащей радиолярии, фораминиферы, гониатиты, конодонты. Эту свиту обычно принимают за наиболее глубоководные пелагические отложения Южного Тянь-Шаня. Появление над ней глинисто-алевролитовой пачки может указывать на приближение области размыва во фронтальной части покрова. Значительно более мелководными следует считать карбонатные породы катранбашинского типа разрезов. Но и здесь, в основании верхней флишоидной пачки, содержащей прослойки конгломератов (шютская свита C_{I-2}), появляются прослойки гониатитовых известняков.

Надвигание Ташатинского покрова происходило в конце баш-

кирского и в московском веке. Он налегает на кремнисто-карбонатно-терригенную или терригенную пачку, венчающую карбонатные массивы актурского типа разрезов. В известняках среднего палеозоя данного типа имеются заведомо мелководные обломочные и рифовые разности, но самая верхняя часть массивов местами содержит тонкоплитчатые темные известняки, иногда с гониатитами, что, нам кажется, можно трактовать как прогибание, предшествующее флишеобразованию и шарьированию.

Надвиг в подошве актурского типа разрезов часто секущий и плохо изучен. Подстилающие его толщи терригенного чаувайского типа разрезов часто очень близки к ташатинским лептогеосинклинальным. Но нижележащий надвиг чаувайского типа на алайский изучен лучше других поверхностей скольжения, в ряде пунктов разбурен. Башкирские отложения в алайском типе разрезов представлены мелководными конгломератовидными известняками, содержащими линзы аллитов. Выше залегают темные часто тонкослоистые фузулиновые известняки с прослойками кремней (вероятно, углубление бассейна). Еще выше, иногда с несогласием, залегает флишоидная голубайская свита (C_2^m $_{I-2}$ $t.\ell$), мощность которой колеблется от десятков до первых сотен метров. В этой свите, особенно в верхней ее части, встречаются олистолиты, прослойки конгломератов. Часто на голубайскую свиту надвинуты тонкие, с локальными раздувами, пластины известняков ("зуевановские" известняки или известняки Южной Плавиковой горы). Выше иногда присутствуют сравнительно тонкие тектонические линзы девонских сланцев, на которые (а иногда и прямо на голубайский флиш) ложатся мощные граптолитовые сланцы и песчаники силура, стратиграфически перекрытые терригенным или кремнисто-сланцевым девоном (Чаувайский покров). Эти пластины имеют, по-видимому, гравитационное происхождение, и процесс их образования может быть близким к явлениям дивертикуляции покровов, описанным в Альпах. Они, как и олистолиты, являются предвестниками крупных покровов. Оценить глубину формирования голубайской свиты трудно, но следует учитывать обычное отсутствие в ней остатков брахиопод и кораллов, несмотря на известковистость песчаников, редкость

прослойков с фораминиферами, широко развитую градационную слоистость. Возраст подошвы голубайской свиты, равно как и других нижележащих свит, омолаживается с севера на юг, иногда и с востока на запад. Надвиг в подошве Алайского покрова можно наблюдать на ограниченных участках осевой части Алая, Аугул-Кавршинского района и в горах Мальгузар. Поверхность скольжения срезает пласты вышележащих пород от венда (?) до живетского яруса. Лежащие под надвигом толщи слабо изучены в стратиграфическом отношении. В горах Мальгузар-это флиш позднемосковского, возможно, и позднекаменноугольного возраста ; в бассейне р.Сох надвиг срезает флиш почти полностью и доломиты живетского яруса местами ложатся прямо на известняки C_{I-2} аугульского типа разрезов, в верхней части которых встречаются прослойки кремней, известковистых сланцев с остатками гониатитов.

Под Аугульской пластиной лежит флиш, в верхней части которого надежно устанавливается присутствие позднекаменноугольных песчаников, встречаются олистолиты и их скопления. Ниже располагаются известняково-кремнистые породы C_{I-2} с гониатитами, а еще ниже в этом кошкарчинском типе разрезов - глинистые и известково-глинистые маломощные отложения с тентакулитами. Пелагический характер предфлишевых толщ очевиден. Попытка реставрации соотношений покровов и флишевого бассейна на этапе надвигания аугульских известняков на кошкарчинский флиш показана на рис.2. В Алае и западнее кошкарчинские толщи занимают, по-видимому, самое низкое автохтонное структурное положение. Восточнее, в Ферганском хребте им соответствуют (?) терригенные отложения палеозоя ясоинского типа. Флишевые образования, слагающие верхнюю часть этих толщ, имеют возрастной объем в пределах C_3 - P_I. Терригенный состав девонских отложений в Ясоинских разрезах (как и в Коншаальских) можно объяснить близостью Таримского платформенного массива. Как и в других разрезах, характерно появление плитчатых известняков с кремнями (джуренташская свита C_{I-3}) непосредственно под флишем. В верховьях р.Савоярды и в Коншаальском регионе можно видеть, что терригенные толщи ясоинского (коншаальского) типа в свою очередь надвинуты на раннеперм-

скую флишевую пачку, венчающую карбонатные толщи, развитые на периферии Таримской платформы и играющие здесь роль автохтона или параавтохтона.

Таким образом, процессы шарьирования в Южном Тянь-Шане продолжались с конца раннего карбона до начала перми включительно. Они начались в зоне Южно-Ферганского офиолитового шва и закончились в зоне встречных надвигов Сангзароко-Кульгеджелинского бара, или (восточнее) на окраинах Таримской платформы. Передовой прогиб последовательно смещался к югу. Накоплению флиша обычно предшествовало углубление бассейна и появление кремнисто-сланцевых отложений с пелагической фауной.

Тыловые молассовые прогибы (Карачатырский и аналогичные ему), тяготеющие к зоне Южно-Ферганского разлома и занимающие смежные районы Срединного и Южного Тянь-Шаня, начали формироваться вслед за образованием первого шарьяжа, местами без перерыва в осадконакоплении. Их заполняли песчано-сланцевые толщи с прослоями конгломератов и реже известняков. От отложений передового прогиба эти толщи отличаются большей известковистостью, наличием ряда кратковременных внутренних перерывов в отложении, сопровождающихся иногда угловыми несогласиями, особенно заметными в краевых частях бассейна, частым присутствием донной фауны, появлением прослоев или силлов кератофиров или кварцевых порфиров в верхней части, более заметной долей грубообломочных пород. Эти особенности связаны с относительной мелководностью (компенсированностью) тыловых прогибов и значительной ролью вертикальных движений, идущих в их пределах параллельно осадконакоплению. В ряде случаев (Кыз-Курган, Коканд-ские Кара-Тау, Кок-Деве) можно видеть ослабление несогласий и выклинивание конгломератов от свода к периферии растущих антиклиналей. Здесь же, особенно в верхней части разреза, появляются крупные оползшие глыбы пород, слагающих ядра антиклиналей. Погружение тылового прогиба идет, следовательно, на фоне складкообразования и локальных поднятий, чего нельзя обнаружить в передовом прогибе.

Отдельные песчано-сланцевые пачки в разрезах отложений ты-

ловых прогибов обладают всеми или почти всеми признаками флишевой формации, но общий характер толщ, их появление после шарьяжеобразования и их структурная позиция позволяют, нам представляется, называть их молассами.

Молассы тыловых прогибов налегают в Южном Тянь-Шане на верхний тектонический покров, сложенный в основном зелено-сланцевыми толщами. Реже они переходят с несогласием на нижележащий вулканогенный покров. Такие явления связаны со складкообразованием и размывом серии покровов и, естественно, сопровождаются уменьшением возрастного объема молассового комплекса. В центральном секторе Южного Тянь-Шаня можно заметить сужение возрастного объема моласс в направлении с севера на юг : в Карачатыре - намюр - нижняя пермь, в Талдыкском прогибе - верхнемосковский подъярус - верхний карбон - нижняя пермь (?), в Акджилге - верхний карбон (?) - нижняя пермь. Тыловой бассейн развивался к югу вслед за шарьяжами, достигая в позднем карбоне-перми более низких покровов, вплоть до Алайского. Соотношения тыловых прогибов с шарьяжами ясно свидетельствуют о том, что в тылу надвигов в процессе их продвижения не было высокогорного рельефа, а существовала область интенсивного погружения, заполняемая обломочными толщами за счет размыва узкой кордильеры, протягивающейся вдоль фронта шарьяжей, местных поднятий и срединного массива. Если мы будем пытаться реконструировать обстановку образования тектонических покровов, исходя из гипотезы гравитационного их оползания, то, учитывая мощность пакета покровов, вероятно, превышающую 10 км, нам придется вообразить тыловую часть их приподнятой более чем на указанную величину мощности, что явно противоречит фактически наблюдаемому здесь тыловому прогибу. Общий наклон к северу поверхностей шарьирования в современной структуре, несмотря на их последующую дислоцированность, также заставляет думать об относительном движении аллохтонов по восстанию поверхностей скольжения с выходом на поверхность в относительно глубоководном бассейне. Гравитационная гипотеза не пригодна также и по причине отсутствия в Тянь-Шане площадей, с которых могли бы соскользнуть наблюдаемые покровы. Даже применяемая

обычно для спасения гравитационной тектоники гипотеза последующей переориентировки наклона поверхностей скольжения на обратную в Южном Тянь-Шане невозможна. Поверхности скольжения, как это показано на рис.2, имели первично по всем признакам хотя и пологие, но северные падения.

В заключение приведем замечание М.Г.Руттена, в общем относящегося положительно к идеям гравитационной тектоники : "... происхождение некоторых структур (складки, надвиги или покровы) можно было бы довольно просто объяснить с помощью гравитационной тектоники, если бы не тот факт, что эти структуры соскользнули не сверху, а вверх." ("Геология Западной Европы", с.389).

Шарьирование в Южном Тянь-Шане шло на фоне преобладающего погружения (впячивания, поддвигания) и осадконакопления, хотя оно, конечно, прекращало этот процесс для поддвигающейся пластины. Общее поднятие началось после того, как шарьированию подверглось все пространство геосинклинали.

О.М.Панасенко

РАЗЛОМЫ И ПРИРОДА БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ТУРКМЕНИИ

Свыше 500 крупных разрывных нарушений известно на территории Туркмении. Статистический анализ данных об их пространственном распределении убеждает нас в причинной связи разломов с планетарной трещиноватостью или регматической сеткой, которая предопределяет делимость земной коры на сложную иерархию блоков (рис.I). Высший ранг такой иерархии составляют шесть крупнейших блоков, ограниченных наиболее важными глубинными разломами и отличающихся друг от друга неповторимыми сочетаниями геолого-геофизических черт, что, на наш взгляд, отражает довольно высокую степень автономности развития каждого из блоков на протяжении длительной тектонической истории региона. Крупнейшие блоки предоставляют собой части обширных самостоятельных тектонических поясов и зон, структура которых приспособилась в процессе развития к разломам регматической сетки. Геотектоническая позиция основных блоков земной коры Туркмении и приуроченных к ним тектонических элементов схематически изображены на рис.2.

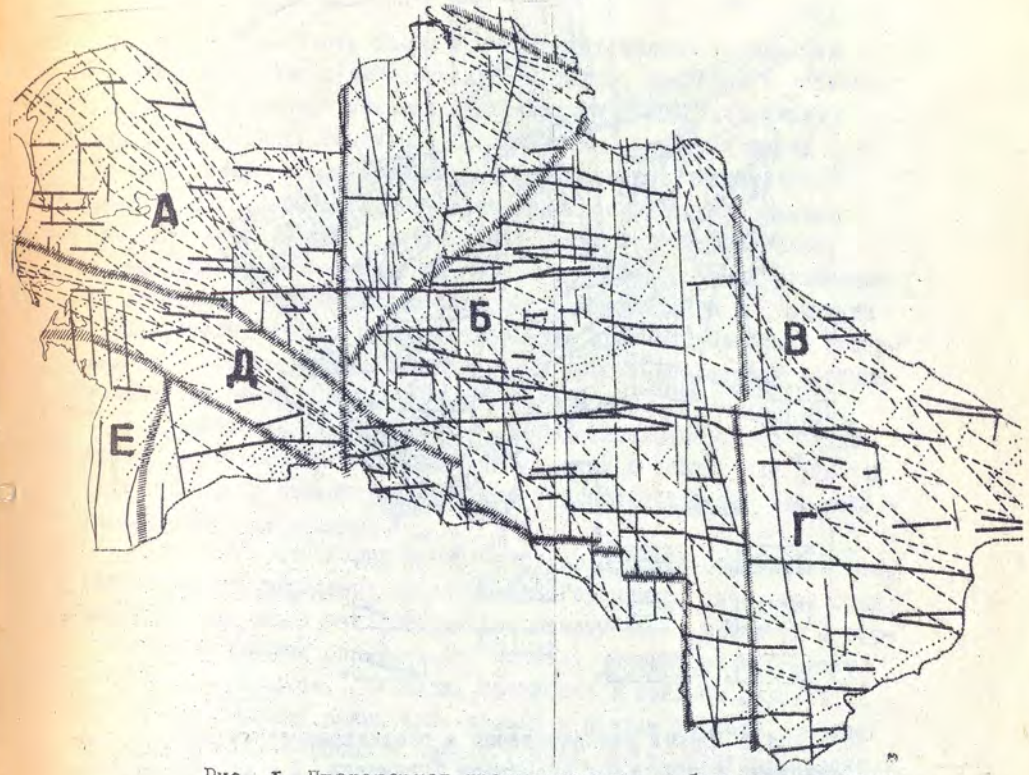


Рис. I Планетарная трещиноватость и блоковое строение земной коры Туркмении. А - Северо-западный, Б - центральный, В - северо-восточный, Г - юго-восточный, Д - южный, Е - юго-западный блоки.

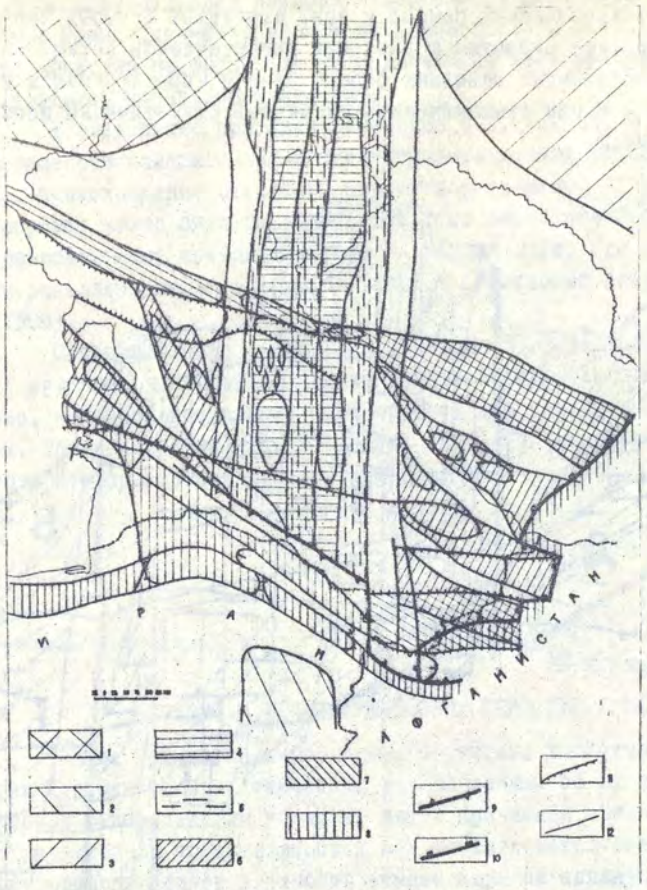


Рис.2 Схема районирования и геотектонической позиции основных структурных элементов Туркмении. I – область дорифейской складчатости ; 2 – массив Лут с докембрийским складчатым основанием ; 3 – область каледонской складчатости ; 4,5 – область каледоно-герцинской складчатости уралид, 4 – геоантиклинальные зоны, 5 – геосинклинальные зоны ;

6,7,8 – геоантиклинальные и антиклинориевые зоны герцинид (6), киммерид (7), альпид (8) ; 9,I0 – границы Туранской плиты с альпийскими структурами Средиземноморского пояса (9) и эпиплатформенным орогеном (I0) ; II – киммерийские региональные сбросы и взбросы ; I2 – крупнейшие разломы.

Структура южного блока полностью подчинена компактной группе запад-северо-западных дизъюнктивов, входящих в систему крупнейших Крыма-Кавказо-Копетдагских глубинных разломов, контролировавших, вероятно, границу между эпибайкальской Аравийской платформой и Туранской герцинской геосинклинальной областью, местоположение раннеальпийского геосинклинального (на позднегерцинских и раннекиммерийских этапах, возможно, эвгеосинклинального) прогиба, на месте которого ныне размещаются Кубадаг, Большой Балхан, Копетдаг, Ашхабадская и Душакская (Каахкинская) мульды Предкопетдагского прогиба. Наиболее северный из разломов может быть принят за фрагмент северной границы альпийской области Средиземноморского пояса.

Юго-западный блок является глыбой эпибайкальского фундамента, погрузившейся на большую глубину и в результате фазовых преобразований вещества утратившей "гранитный" слой. Это ныне – Южно-Каспийская впадина.

Характер дислокаций северо-западного блока обусловлен разломами северо-западного простирания. Герциниды, слагающие блок, обнаруживают целый ряд формационно-генетических аналогий с герцинидами некоторых зон Большого Кавказа. Заложение герцинской геосинклинали здесь, очевидно, произошло в среднем девоне, эвгеосинклинальный режим существовал в раннем карбоне, орогенный – в среднем карбоне – раннем триасе. Карабогазское поднятие, возможно, является разрушенным геоантиклинорием, развившимся из геоантиклинальной зоны. На месте же Туаркыра, вероятно, размещался эвгеосинклинальный прогиб с офиолитами в основании ; они сейчас протрузивно выведены на дневную поверхность в ядре

Туаркырской складки и представлены серпентинитами, габброидами, спилитами, яшмами, яшмоидами и некоторыми другими разностями пород.

Северо-восточный блок структурно и формационно тяготеет к герцинидам Южного Тянь-Шаня, хорошо, хотя и не однозначно охарактеризованным в многочисленных трудах, в которых, в частности, отмечается большая роль северо-восточной системы разломов, возникших в докембрии. Внутреннее строение блока явно подчинено герцинским разломам северо-западного простирания. Здесь сейчас располагаются Бухарская, Черджоуская и Багаджинская ступени Туранской плиты.

Внутреннюю структуру юго-восточного блока, в пределы которого входит Мургабская впадина, также обуславливают разломы северо-западного герцинского простирания. Однако ее существенно осложняют более молодые, киммерийские, разломы и наложенные структуры субширотной протяженности, возникшие, скорее всего, не раньше среднего триаса.

Центральный блок на западе ограничен Арчманским, а на востоке – Мары-Дарганатинским разломами. Его внутренняя структура не вписывается в структурный план герцинид Туранской плиты, так как характеризуется меридиональным стилем дислокаций. Здесь явным господством пользуются субмеридиональные разломы. Основные тектонические элементы, слагающие блок, ориентированы также субмеридионально : это – Центрально-Каракумское поднятие, к которому с запада примыкает Верхнеузбойский прогиб, а с востока – Заунгузский . Названные элементы значительно более протяженны, чем обычно изображается на схемах тектонического районирования. Поверхность кристаллического фундамента Центрально-Каракумского поднятия, в свою очередь, обнаруживает делимость на структурные формы, имеющие субмеридиональные простирания.

Западное ограничение центрального блока – Арчманский разлом-находится на продолжении Главного Уральского разлома, а восточная его граница – Мары-Дарганатинский разлом – на продолжении Тургайского. Главнейшие разломы Восточного Урала и центрального блока взаимно прослеживаются и, что еще примечательней, все

основные элементы этих крупнейших образований также обнаруживают полные структурные соответствия (рис.2). Так, Верхнеузбойский прогиб является структурным продолжением Тагильско-Магнитогорского мегасинклинория, а Заунгузский – Тюмено-Кустанайского, Урало-Тобольский мегантиклинорий со своими элементами полностью соответствует Центрально-Каракумскому поднятию. Имеются и признаки формационного родства Восточного Урала и характеризуемого блока фундамента. Во всяком случае, известные в Центральной и Северной Туркмении докорские породы формационно аналогичны восточно-уральским.

Изложенное дает нам основание относить описываемый блок к уралидам и предполагать их не только структурное, но и более тесное генетическое единство, по крайней мере начиная с палеозоя. Однако субмеридиональная по форме и стилю дислокаций докембрийская глыба Лут иранских альпид, лежащая на южном продолжении Уральского пояса и центрального блока фундамента юга Туранской плиты, генетически связана с ними. Тогда тектоническое родство Восточного Урала с структурами, расположенными южнее, восходит к докембрию. Это единство центрального блока с глыбой Лут было радикально нарушено в палеозое с установлением в Иране платформенного режима, а с Восточным Уралом – после позднегерцинско-киммерийской активизации зоны Мангышлакско-Южнотяньшаньского линеамента.

Д.Х.Якубов, А.Р.Ярмухамедов

РАЗЛОМЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ПРИМЕРЕ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (УЗБЕКИСТАН)

Территория Узбекистана, располагаясь в пределах Срединного Тянь-Шаня, характеризуется сложным геолого-тектоническим строением. Вся территория, особенно ее восточная часть, является одной из сейсмоактивных областей Средней Азии.

— В республике созданы и действуют стационарные геодинамические полигоны (Ташкентский, Ферганский, Кызылкумский), в которых с 1968 г. с целью поиска предвестников землетрясений и изучения глубинного строения земной коры, проводятся комплексные геолого-геофизические и геодезические исследования. Характер проявления новейших современных движений и сейсмичности изложены в многочисленных работах. При этом вопросы взаимосвязи разломов, новейших и современных движений, с одной стороны, и сейсмичности – с другой, в достаточной степени не изучены, хотя и имеются работы, посвященные этому вопросу. Исследованиями И.Е.Губина (1950,1960); Б.А.Петрушевского (1960); В.И.Буна, В.М.Реймана (1970); В.П.Солоненко (1973,1974); О.К.Чедия (1972); А.В.Лукьянова (1963); А.А.Никонова (1977); Б.Н.Хованского (1977); Д.Х.Якубова, Д.А.Абдурахманова (1974); М.А.Ахмеджанова, О.М.Борисова, Д.Х.Якубова, А.Р.Ярмухамедова (1978) и др. в Средней Азии установлена приуроченность эпицентров землетрясений к зонам разломов или их пересечениям (И.П.Герасимов, Е.Я.Ранцман, 1973).

Наиболее полные сведения о разломах приведены в монографии "Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня" (Якубов и другие, 1976). Анализ разломной тектоники показал, что разломы северо-восточного простирания Срединного Тянь-Шаня, являясь наиболее молодыми по сравнению с разломами других направлений, определяли новейший структурный план и образовали Нскемскую, Ташкентско-Голодностепскую, Паркент-Нуратинскую и Ферганскую грабен-синклинали.

Большинство из крупных и известных по своей разрушительной силе землетрясений пространственно тяготеют к зонам разломов северо-восточного простирания. Это – Брич-Муллинское (1946), Ташкентское (1966), Газлиарельское (1967), Таваксайское (1977) и другие в зоне Каржантауского разлома ; Андижанское (1902), Аимское (1903) и другие – в зоне Южно-Ферганского ; Газлийское (1976), Алайское (1978) и другие – в зоне Южно-Тяньшаньского разлома.

Изучение приуроченности крупных землетрясений к зонам разломов дало основание А.А.Никонову (1977) построить график миграции

очагов землетрясений по разломам и предсказать место будущих землетрясений. Алайское землетрясение 2 ноября 1978 г. подтверждает его построение.

Нам (Якубов, 1976,1978) удалось выделить трансазиатский глубинный разлом, одним из составляющих которого является Южно-Тяньшанский разлом и Персидско-Балхашский линеамент, на пересечении которых произошли Газлийские землетрясения (1976), 8 апреля, 17 мая. Сейсмогенность Южно-Тяньшаньского разлома и Персидско-Балхашского линеамента определяется землетрясениями последних лет – группа Алайских и Хорасанских землетрясений 1978 г.

Взаимосвязанность очагов землетрясений и разломов не вызывает сомнения, но имеются эпицентры землетрясений вне зон разломов, связанные с вовлечением в поднятия равнинных территорий.

Исходя из представлений о том, что характер распределения густоты трещин и разрывов определяет напряженное состояние земной коры, мы пытались сопоставить эпицентры сильных землетрясений с характером распределения плотности разрывных нарушений.

Учитывая опыт новосибирских тектонистов, нами составлена карта плотностей разломов для территории восточного Узбекистана, ограниченной координатами $39^0 20'$ – $42^0 00'$ с.ш., $68^0 30'$–$74^0 00'$ в.д. Новосибирские тектонисты построили несколько типов карт плотностей для разрывных нарушений фундамента, сквозных и затухающих в чехле разломов. Имеющиеся фактические материалы пока не позволяют нам выделить вышеуказанные группы разломов. Однако это можно сделать, если принять известное унаследованное развитие трещин и разрывов во времени. Исходным материалом для составления карты разломов и карты плотности разломов являлись все известные разломы (заложенные, начиная с рифея до настоящего времени), установленные геологическими, геоморфологическими съемками, геофизическими и морфологическими исследованиями, а также дешифрированием аэрокосмических снимков.

Под плотностью нарушений нами понимается количество (в погонных метрах или километрах) разрывных нарушений, приходящихся на 1 км^2 площади. В данном случае для масштаба 1:500 000

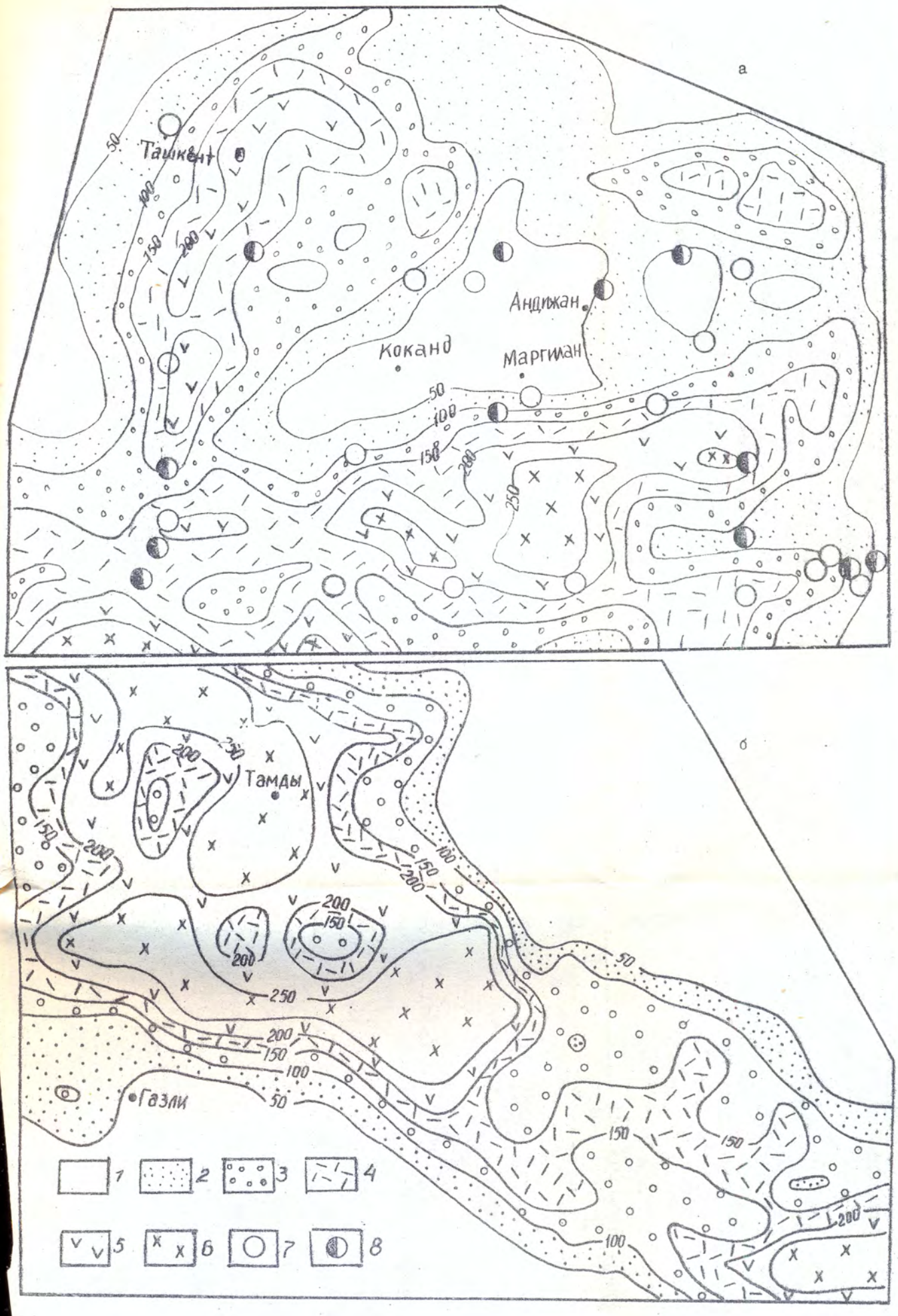
мы приняли прямоугольник длиной сторон 35 х 45 км^2, площадью 1575 км^2. Вычисления производили на 375 участках, применяя способ "скользящего окна". В пределах каждого участка определялась величина плотности и результат выносился в его центр на карту. По этим данным была построена предлагаемая схематическая карта плотности разломов в изолиниях (рис.1а).

Исходя из анализа карты и в зависимости от структурно-тектонических особенностей исследуемого района, можно выделить площади, характеризующиеся плотностями разломов 0-50, 50-100, 100-150, 150-200, 200-250, 250 и более м/км^2. На этом фоне выделяются аномальные участки с максимальными плотностями более 280 м/км^2. Аномалии максимальных плотностей образуют несколько зон. Эти зоны как на северном, так и на южном бортах Ферганской впадины ориентированы субширотно.

Примечательным является изменение конфигурации изолинии плотности в субмеридиональном направлении, где отмечается сочленение морфоструктур различных направлений. На северо-восточной части Ферганской впадины, т.е. в горной области (Чаткало-Кураминские горы) отмечаются различно ориентированные аномальные зоны плотности разрывов, где величина последних колеблется от 100 до 200 м/км^2.

В юго-восточной части Ферганской впадины отчетливо выявляется субширотно ориентированная аномальная зона, характеризующаяся плотностью от 80 до 250 м/км^2. Наиболее отчетливая минимальная плотность в пределах 0-50 м/км^2 характеризует центральную часть Ферганской впадины. От этой зоны к северу по меридиану г.Наманган протягивается полоса умеренной плотности.

Размеры, пространственное расположение аномальных зон суммарной плотности разломов указывают на их связь с региональными тектоническими особенностями Приташкентского района и Ферганской


а
Ташкент
Коканд
Маргилан
Андижан
50
100
150
200
250
б
Тамды
Газли
1
2
3
4
5
6
7
8



— Рис.I Схематические карты плотности разрывных нарушений (а – восточного, б – западного) Узбекистана составили : Д.Х. Якубов, А.Р.Ярмухамедов, Т.М.Соляник при участии В.Г.Леухина, О.Т.Пестовой с использованием материалов Министерства геологии УзССР, М.С.Сайдалиевой и др.). I-6 Шкала плотности разрывных нарушений в м/км^2 – (I-0-50,2-50-I00. 3-I00-I50,4-I50-200,5-200-250,6-250 и более). 7-8 Эпицентры сильных землетрясений (8-К=I4, 8-К=I5).

впадины. Конфигурации изолиний плотности разломов почти полностью повторяют структурный план, заложенный еще до герцинского тектонического цикла, и характеризуются субширотным простиранием для Алая-Туркестанской, северо-восточным - для Чаткало-Кураминской мегоантиклиналей, а для западной части Приташкентского района - субмеридиональным простиранием.

Для выяснения взаимоотношения величин плотности разломов и эпицентров сильных землетрясений (К=9 и более, проявившиеся с 1838 по 1976 гг.) нами составлена карта эпицентров в масштабе 1:500 000 с использованием опубликованных работ и материалов лаборатории региональной сейсмичности Института сейсмологии АН УзССР.

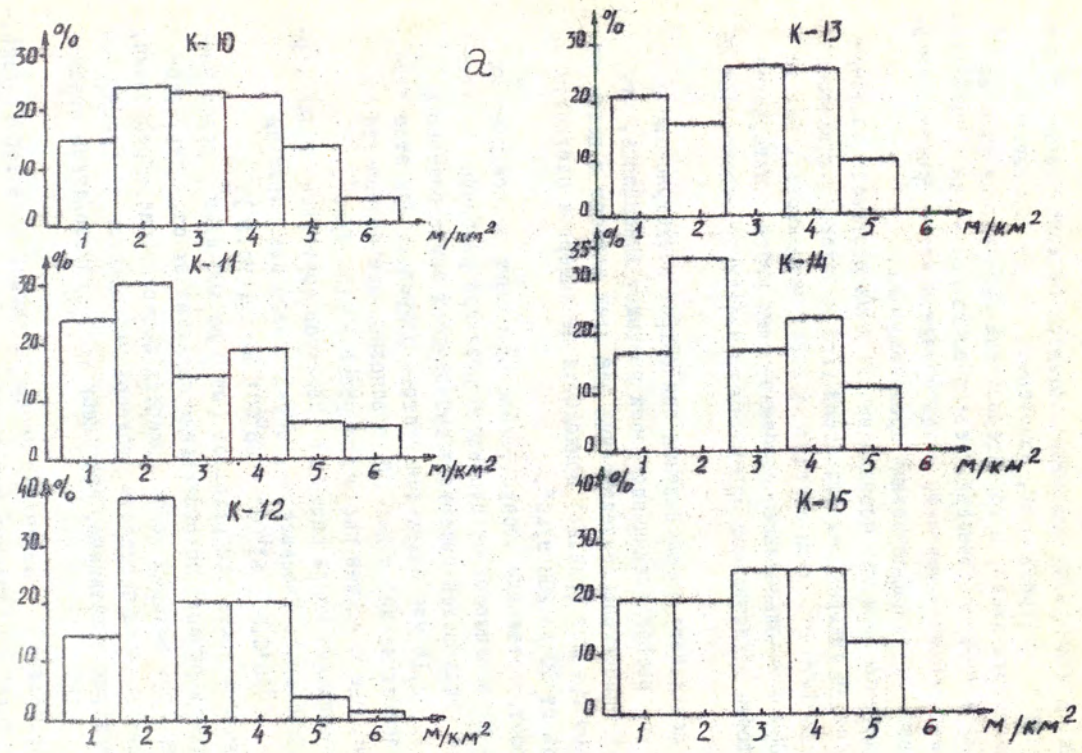
В результате сопоставления эпицентров землетрясений с характером распределения плотности разломов выяснилось, что максимум эпицентров землетрясений для всех классов в целом на частотном графике (рис.2а) приходится на интервал плотности разломов от 50 до 200 м/км^2.

Пространственное распределение отдельных энергетических классов в зависимости от плотности разломов различны. На участках, где уменьшается частота встречаемости землетрясений с К-9,10,11,12,14 увеличивается густота разрывов. При этом эпицентры землетрясений с К=14,15 в основном приурочиваются к участкам, где величина плотности равна 50-150 м/км^2.

Аналогичная карта плотности разломов составлена и для территории Западного Узбекистана, ограниченной координатами 39°00' - 42°30' С.Ш., 63°00' - 68°00' В.Д. (рис.1б).

Величина плотности разломов (от 0 до 400 м/км^2) резко увеличивается в районах положительных пликативных структур, особенно там, где выходят на поверхность палеозойские образования. Уменьшение величин плотности разломов наблюдается в отрицательных структурах и впадинах, сложенных мезо-кайнозойскими отложениями.

Сопоставлением эпицентров землетрясений с характером распределения плотности разломов выявлено, что основная часть эпицентров землетрясений с К=10,11,12,14 и 17 сосредоточена на участках,



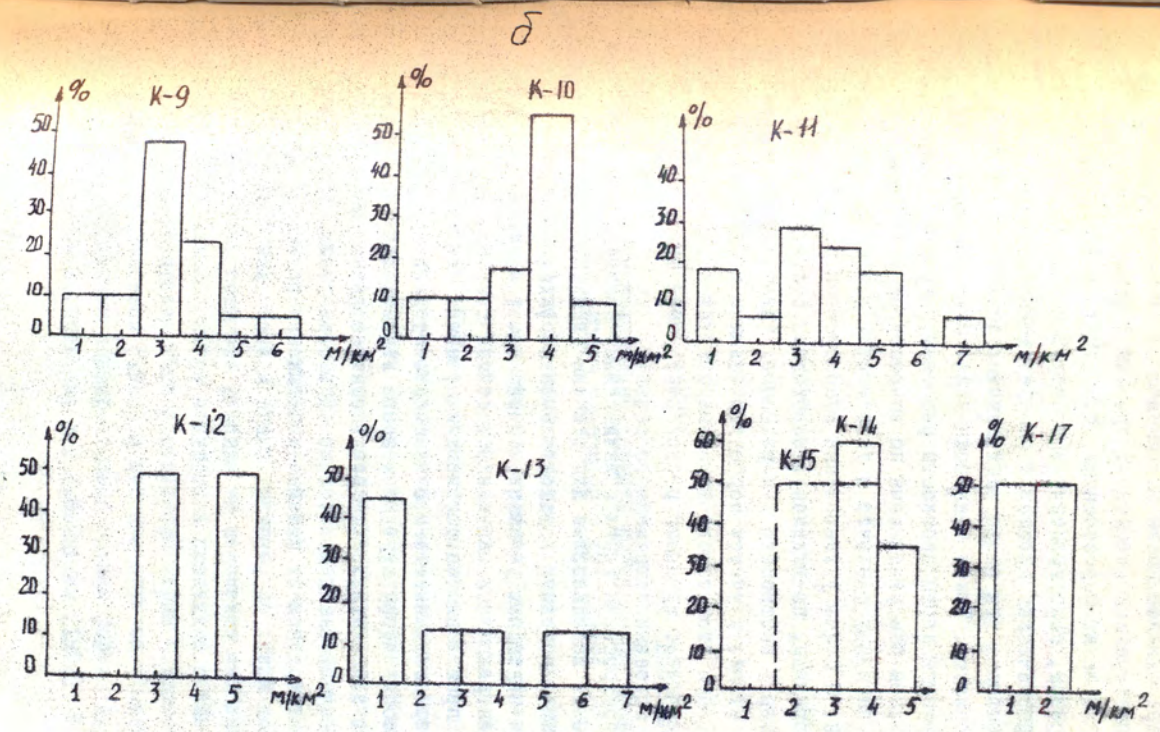


Рис.2 Распределение эпицентров землетрясений (К=10 и более) в зависимости от плотности разломов на восточном (а) и западном (б) Узбекистане. По оси абсцисс - частота встречаемости эпицентров землетрясений в процентах, по оси ординат интервалы плотности разломов в м/км^2 - 1-0-50, 2-50-100, 3-100-150, 4-150-200, 5-200-250, 6-250-300, 7-300 и более.

где плотность разломов составляет от 100 до 200 м/км^2 (рис.2б). При этом пространственно почти все эпицентры землетрясений различных энергетических классов приурочены к зонам региональных разломов или же их пересечениям, т.е. тектоническим узлам.

Таким образом, сопоставление эпицентров землетрясений различных энергетических классов с распределением плотности разломов показывает, что не во всех случаях выявляется отчетливая закономерность. Такая тенденция может быть объяснена тем, что при составлении карты плотности разрывных нарушений нами учтены все разрывы без разложения по возрасту их заложения, без выделения активных разломов в современном этапе геологического развития. С целью установления закономерной связи землетрясений с разрывами, по-видимому, необходимо составить специализированную карту плотностей для разломов, "живучих" в неогене и современном этапе, с учетом морфологических и кинематических характеристик. При этом особое внимание следует обратить на разломы, граничащие с крупными разнохарактерными структурами, выраженными в строении современного рельефа.

В целом построенная карта и вычисленные количественные данные могут быть использованы для решения следующих научно-производственных вопросов : установления характера напряженного состояния отдельных участков земной коры ; выяснения взаимоотношения разрывных нарушений с сейсмичностью ; выявления характера проявления современных и новейших движений ; составления карт сейсмического и инженерно-геологического районирования ; составления карт размещения месторождения полезных ископаемых ; проектирования различных геофизических, в том числе и геодезических работ и интерпретации результатов повторного нивелирования и линейно-угловых измерений.

УДК 551.24 : 552.321.5/6 (573.3) + 551.243

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

В.В.Киселев

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ СООТНОШЕНИЯ ПРОЦЕССОВ ТЕКТОНИКИ И ВУЛКАНИЗМА

При той роли, которая отводится вулканогенным формациям, как индикаторам тектонического режима, особое значение занимает анализ их химизма. Последний, несомненно, связан с процессами, происходящими в глубинных частях земной коры и в верхней мантии и должен быть достаточно чувствительным к изменениям тектонического режима. В общем виде для формаций определенного типа это показано во многих работах, так или иначе развивающих положения Г.Штейнманна, Г.Штилле, Р.Дэли, Р.Ритмана и др. по связям тектоники и магматизма. И тем не менее магматические формации, в том числе и вулканогенные, не стали пока настоящими индикаторами, хотя эта функция им неизменно отводится.

В качестве примера могут быть приведены очень характерные верхнедокембрийские кислые вулканиты серии Б.Нарына, которые нами, Л.Б. Вонгазом (1968) и многими другими считаются типичными представителями порфир-туфовой группы формаций, свойственной орогенным комплексам, а Ю.А.Зайцевым (1972), Г.И.Макарыче-

вым (1978), В.Н.Огневым (1968) относятся к кварц-кератофировой или спилито-кератофировой формациям, занимающим место в ряду формаций эвгеосинклинальных прогибов. Аналогичная ситуация сложилась с формационной трактовкой вулканитов среднего палеозоя Сев.Тянь-Шаня. Большинство исследователей, учитывая положение этих вулканитов в наложенных эпикаледонских мульдах и преимущественно гранитоидный состав магматических проявлений, считают их орогенными образованиями. Но В.Н.Огнев и Л.Н.Белькова на основе все тех же вулканических формаций причисляют рассматриваемые наложенные структуры к образованиям геосинклинального класса. Еще сложнее обстоит дело с формационными отличиями вулканитов основного состава.

Очевидный разрыв между потенциальной и действительной информативностью магматических образований был замечен давно, однако его ликвидация, как неотложная задача, была поставлена лишь учением о магматических формациях. О разрешимости этой задачи и возможности выработки критериев отличий пород близкого минералогического и химического состава, принадлежащих различным формационным типам, свидетельствуют многие работы (Ниггли, Ломбард, 1938 ; В.С.Соболев, 1957 ; Хесс, 1938, Г.В.Пинус, В.А.Кузнецов, И.М.Волохов, 1958 ; Тилли, 1950 ; В.А.Кутолин, 1964 и др.).

В 1938 г. Ниггли и Ломбардом было показано, что железо-магниевое отношение в породах Бушвельдского лополита больше, чем у сходных по составу гранитов и гранодиоритов орогенических зон. В.С.Соболевым выяснено, что это же отношение может служить для различия гранитоидов складчатых зон и платформ, поскольку во вторых железо явно преобладает над магнием. Тилли, а затем В.А.Кутолиным при сравнении трапповых формаций платформенных областей и андезито-базальтовых серий орогенных зон было показано, что как основные, так и кислые составляющие формаций платформ характеризуются пониженными содержаниями глинозема.

Особое внимание уделяется магматическим формациям основного состава, так как геолого-геофизические данные свидетельствуют о их максимальной глубинности. Большое количество работ

посвящено петрохимической характеристике океанических и платформенных базальтоидов, поискам различий между ними (Тилли, Макдональд и Кацура, Никольдс, Уокер, Вембан, Годлевский, Лурье, Эдвардс и др.).

Глобальные особенности химизма вулканитов рассмотрены А.Я.Салтыковским (1963), Г.С.Горшковым (1963), Ю.М.Шейнманном (1964,1965,1968). Работы этих исследователей с большей и меньшей четкостью показали некоторые петрохимические различия между магматическими комплексами крупных тектонических структур. Однако поскольку различия выразились в разных содержаниях лишь второстепенных (калий, титан, стронций), а не главных элементов, влияющих на определение типов магматических пород, то они могут быть расценены как несущественные. Ю.М.Шейнманн, рассматривая условия проявления различных типов магм, пришел именно к такому выводу : "Обнаруживается поразительная особенность : в целом появление магм того или иного типа не связано с тектоническими особенностями области. Даже такие, казалось бы, фундаментальные различия, как между континентом и океаном, оказываются бессильными". Лишь кислые магмы полагаются исключением, поскольку связаны только " с корой континентального или промежуточного типов и никогда не появляются в районах океанической коры".

Вывод Ю.М.Шейнманна и А.П.Виноградова об ограниченном числе первичных магм и связи их состава главным образом не с тектонической обстановкой, а с составом исходного вещества определяет направление поисков различий не между типами магм, а внутри них, с помощью тонких и точных методов петрохимии.

Необходимо заметить, что ставшие классическими методы Т.Барта, П.Ниггли, А.Н.Заварицкого, Е.А.Кузнецова для определения различий между сходными, но принадлежащими различным формациям магматическими породами, оказались малоэффективными. Для такой цели, следуя предположению о различной чувствительности химических компонентов к изменению физико-химических условий глубин, используются в основном компоненты-индикаторы, выбор которых производится главным образом эмпирически. В связи с

этим получаемые результаты оказываются неоднозначными, плохо сравнимыми.

Довольно широкое распространение получил метод сравнения средних содержаний калия, натрия, глинозема, кальция, магния и др. и их различных отношений (Фролова, 1968, 1972 ; Азизбеков и др., 1972 ; Ломидзе, 1967 ; Миллер, 1965 ; Перчук, 1972 и др.). Одновременно делаются попытки совершенствовать или частично использовать характеристики метода А.Н.Заварицкого, а также вводить новые характеристики (Шейнманн, 1968 ; Горшков, 1967; Момджи, 1965 ; Дашимов и др., 1972 ; Кутолин, 1964, 1969).

Анализируя достоинства и недостатки применяющихся способов анализа химических данных, мы неизбежно приходим к выводам, сделанным С.Д. Четвериковым (1956) при обзоре развития петрохимии. В числе главных недостатков применявшихся петрохимических методов вне зависимости от задач, которые предстояло решать, все время оставалось ограниченным число одновременно сравниваемых единиц, отклонение от естественных связей, возникающее при группировке величин в минимально допустимое их количество, несравнимость получающихся результатов при отсутствии возможности строго оценить их близость к естественным соотношениям.

Избежать эти трудности оказалось возможным с привлечением для анализа петрохимических данных методов математической статистики и использовании при расчетах ЭВМ.

Имеющийся арсенал математико-статистических методов довольно обширен и выбор того или иного приема зависит от задач, которые предполагается разрешить. В.А.Кутолиным, например, анализировался химизм недифференцированных представителей магматических комплексов-исходный магматический материал. Мы сделали предположение, что формационные различия, вообще являющиеся функцией тектонического режима, могут быть выявлены лишь при рассмотрении всей совокупности пород, объединяемых в формацию. Идеальным случаем был бы анализ химического отражения процесса дифференциации, "увязанного" с ходом тектонического развития.

К сожалению, имея дело с реальными магматическими образованиями, мы, однако, не всегда располагаем данными о генетическом родстве составляющих их пород. Кроме того, нет никаких гарантий, что изменения химизма в комплексах связаны лишь с процессом дифференциации. Вместе с тем мы должны признать взаимосвязь большинства процессов, происходящих в земной коре в целом и в отдельных ее подразделениях, хотя при поисках закономерностей этих взаимосвязей нам не всегда ясны их причины. В нашем случае поиска закономерностей изменения состава магматических продуктов в комплексах с точки зрения формальной статистики не обязательно знать или догадываться о причинах, вызывающих эти изменения. Мы будем иметь дело со следствием одной или совокупностью многих причин. Поэтому, если условно под "дифференциацией" понимать всю сумму процессов, вызывающих закономерное изменение состава магматических продуктов в комплексах во время их формирования, то последняя может быть использована в качестве необходимой нам характеристики.

Определив таким образом модель, мы нашли, что для ее описания математическим инструментом может служить метод множественной корреляции, широко используемый при решении динамических задач экономики и планирования. Он позволяет исследовать величину и изменения какого-либо показателя, находящегося под влиянием многих различных факторов, каждый из которых в отдельности может не оказывать решающего воздействия, но их совместное влияние достаточно сильное, чтобы по их изменениям можно было судить о величине зависимого показателя.

В качестве исследуемого показателя среди основных петрохимических элементов нами выбрано содержание кремнекислоты, обнаруживающей максимальную тесноту связей с другими компонентами. При этом мы следовали давней традиции определять степень "дифференцированности" по содержанию в породе кремнезема. Опытная проверка изменений в содержании кремнезема в породах единых магматических комплексов в связи с изменениями других петрохимических элементов показала наличие линейных или близких к ним зависимостей. Поэтому для выражения формы связей было исследо-

вано линейное уравнение множественной корреляции. В последующем для проверки результатов были рассчитаны также варианты с применением линейно-логарифмической функции, однако вычисленные параметры не улучшились. В качестве факторов, воздействующих на величину анализируемого показателя, взяты элементы, обычно определяемые при проведении силикатных анализов.

Выбранный метод анализа диктует несколько обязательных условий : 1) представительность ; 2) независимая случайная выборка ; 3) качество анализов ; 4) преодоление трудностей "закрытой системы" и соизмеримость сравниваемых величин.

Выбор анализировавшихся вулканических комплексов был сделан с учетом основной цели - отыскания критериев различия исходных вулканических комплексов, проявленных в различных по типу тектонических структурах. Мы остановились на относительно молодых (мезокайнозойских и современных) структурах с достаточно интенсивно проявленным эффузивным магматизмом. Сделано это было с некоторым риском для последующих сравнений с древними образованиями, но он оправдывался возможностью решения поставленных вопросов хотя бы в принципе, скажем, для таких крупных структур, как океанические впадины и платформы. В число анализировавшихся структур океанических областей вошли представители океанических и субокеанических впадин, островных дуг и срединно-океанических поднятий. Вулканизм континентальных областей проанализирован для представителей древних и молодых платформ, послескладчатых орогенных структур, наложенных вулкано-плутонических структур и современных континентальных рифтов. Перечисленные структурные элементы далеко не исчерпывают всего разнообразия вулканогенных структур континентов и океанов, однако их, на наш взгляд, вполне достаточно, чтобы убедиться в возможности решения поставленной задачи. В качестве тектонотипа океанической впадины условно взята западная подзона Курильской островной дуги, характеризующаяся по геофизическим данным (Горшков, 1967) двуслойной корой океанического типа и имеющая выходы пород основания впадины на вулканических островах Алаид, Ширинки, Маканруши, Авось, Чиринкотан и Броутона. В результате расчетов по взятой выборке анализов получено уравнение множественной регрессии, таблицы

парной корреляционной связи элементов и коэффициентов корреляции на высоком (99%) доверительном уровне (табл.I). Таким же образом проанализирована выборка анализов Д.Р.Кинна (1973) по базальтоидам океанического дна, по которой получены идентичные результаты, а также выборки анализов по центральной подзоне Курильских островов, где рисуется "пролив" океанической коры, "рассекающий" гряду с земной корой континентального, "субконтинентального" типа ; по северной подзоне Курил, представляющей структуру островной дуги (о-ва Парамушир, Онекебан, Харимкотан, Шиашкотан, скалы Каменные ловушки) ; по срединно-океаническим хребтам (материал по Исландии) ; по траппам древних платформ - олигоцен-миоценовая трапповая свита Эфиопии (Сев.-Вост.Африка); по континентальным рифтам - Аденская серия Эфиопии, сформированная в пределах Эфиопского свода Восточно-Африканского эпиплатформенного орогенного пояса на позднемиоценовом - четвертичном этапе его развития, когда вдоль осей сводовых поднятий возникали эффектно выраженные в рельефе щелевидные грабены (рифты). В качестве представителей молодых платформ и послеплатформенных орогенных структур рассмотрены выборки анализов по палеогеновым базальтам Тянь-Шаня и пермотриасовым вулканитам Таймыра. Особо рассмотрены вулкано-плутонические комплексы активизированных зон, примером которых выбрана кайнозойская вулкано-плутоническая формация Большого Кавказа. Кроме того, анализировались данные по Алеутским и многим другим островам Тихого и Атлантического океанов, по ряду мезокайнозойских вулканических серий континентов. Однако принципиально новых матриц корреляционных зависимостей между основными петрохимическими элементами мы не получили, все они повторяли ту или иную из уже полученных.

Для наглядности сравнений все полученные матрицы значимых корреляционных связей основных петрохимических элементов проанализированных вулканических комплексов приведены в табл.2. Она составлена по принципу регрессивного ряда - в ее левой части расположены петрохимические элементы, проявившие максимальное количество связей с кремнеземом в комплексах, а в правой - минимальное.

– Получившийся ряд $Ca \rightarrow Fe^{++} \rightarrow Mg \rightarrow Na \rightarrow Fe^{+++} \rightarrow K \rightarrow Al \rightarrow Mn \rightarrow P$ в общем виде близок ряду подвижности элементов и отвечает направленности процессов их перераспределения в магматическом очаге при фракционировании расплавов. По-видимому, это должно свидетельствовать о справедливости предположения относительно дифференциации как основной причине определенной взаимосвязи петрохимических элементов в комплексах и, соответственно, возможности оценки степени дифференцированности непосредственно по характеру матриц корреляционных зависимостей. Но для нас сейчас важно другое. На таблице четко обособились семь специфических групп : а) вулканиты из областей островных дуг ; б) вулканиты срединно-океанических хребтов ; в) "траповые" серии молодых платформ ; г) траппы древних платформ ; д) послескладчатые орогенные комплексы ; е) вулкано-плутонические образования "активизированных" зон ; ж) вулканиты современных континентальных рифтов.

Проведенная выборочная группировка вулканических комплексов показала очевидную связь характера "дифференциации" вулканитов с определенными тектоническими структурами и режимами и их общую вероятную зависимость от особенностей глубинных процессов.

По особенностям связей кальция с прочими петрохимическими элементами все рассмотренные комплексы попадают в одно сообщество. Первое отщепление от него происходит на уровне связей закисного железа и магния, они имеются во всех примерах, исключая комплекс вулканитов молодых платформ, где закисное железо и магний связаны только между собой.

Следующим разделительным барьером является степень активности натрия. В комплексах молодых платформ, послескладчатых орогенных структур и в вулкано-плутонических образованиях зон активизации натрий пассивен, в то время как вулканиты всех рассмотренных структур океанических областей, а также древних платформ и континентальных рифтов обнаруживают высокую степень связей натрия с другими элементами.

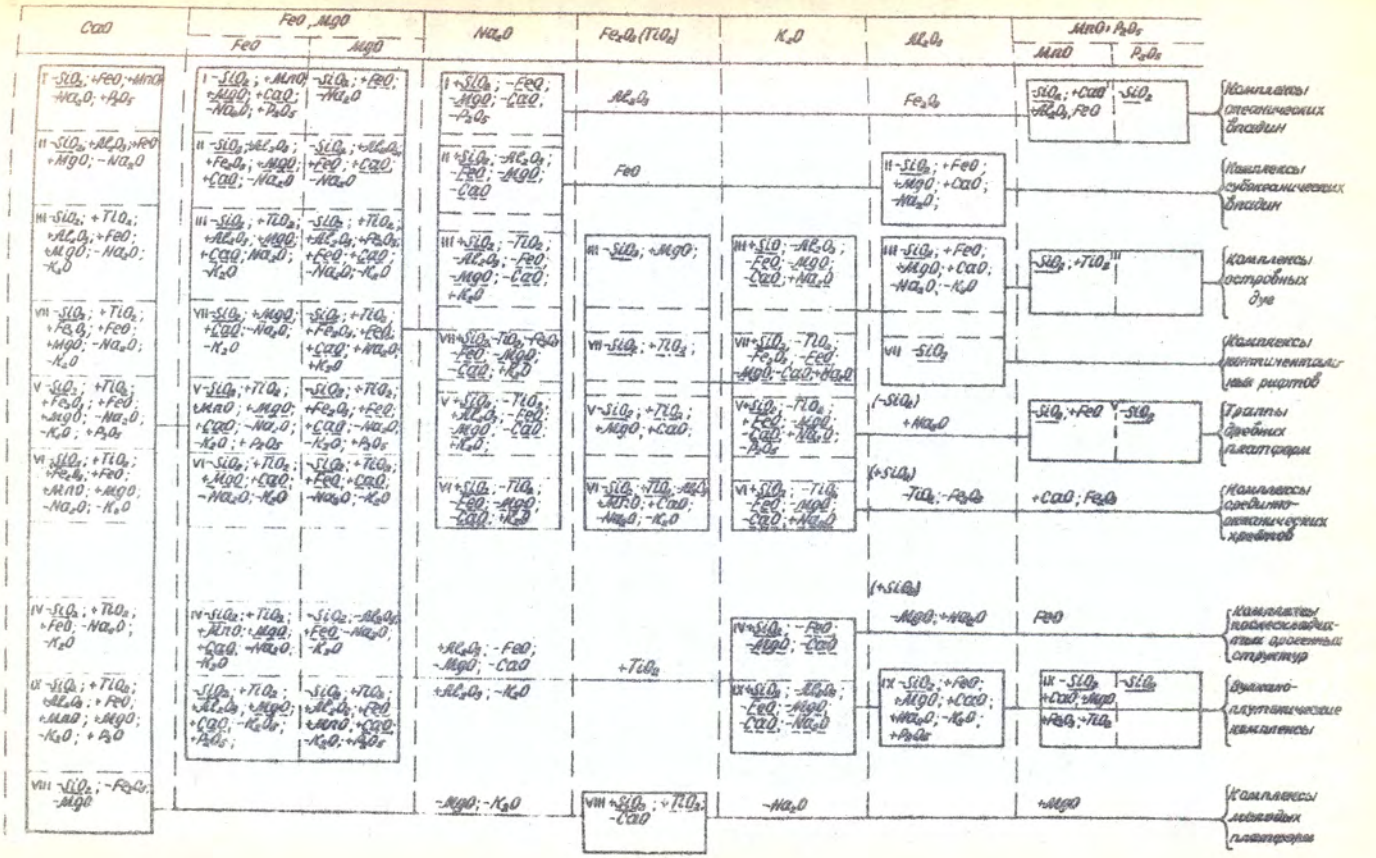
По поведению калия и трехвалентного железа довольно четко

Таблица I

Результаты статистической обработки данных силикатных анализов вулканитов западной подзоны курильской островной дуги

№ п/п			SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	Среднее значение признака	$\bar{X}$	51,04	1,29	15,35	3,22	8,81	0,23	5,63	2,81	9,31	1,50	0,38	35,58	1,18
2	Среднее квадратичное отклонение	σ	5,74	0,59	1,71	0,60	2,35	0,08	3,28	2,19	1,84	2,27	2,12		
3	Ошибка среднего значения	$S\bar{X}$	1,81	0,00	0,23	0,09	0,44	0,01	0,08	0,28	0,24	0,67	0,46		
4	Радиус доверительного интервала	$\Delta\bar{X}$	3,65	0,08	0,71	0,35	0,23	0,04	0,55	0,98	0,73	0,56	0,96		
5	Коэффициент вариации	Vx	0,055	0,37	0,11	0,20	0,36	0,35	0,25	0,16	0,14	0,35	1,83		
6	Дисперсия расчётных значений	$\sigma^2_{\bar{y}}$	29,90										
7	Квадратичное отклонение	$\sigma_{\bar{y}}$	5,02										
8	Коэффициент детерминации	R_1^2	0,90										
9	Коэффициент множественной корреляции	R_1	0,95										
I0	Коэффициент детерминации	R_2^2	0,90										
II	Коэффициент множественной корреляции	R_2	0,95										
I2	Ошибка коэффициента	σ_R	0,03										
I3	Критерий Фишера	F_1	7,53										
I4	Критерий Фишера	F_2	4,73										
I5	Критерий Фишера	z	1,00										
I6	Исправленный коэффициент	R	0,88										
I7	Левый конец доверительного интервала	α_1	89,37										
I8	Правый конец доверительного интервала	α_2	89,71										
I9	Уравнения множественной регрессии	a	α^0 +180,10	+0,28	-0,37	-1,49	+0,11	-0,58	-1,00	-1,52	+0,01	+0,55	+1,95
20	Ошибки коэффициентов регрессии	σ	2,84	1,65	0,22	3,40	3,53	0,98	0,53	0,61	3,75	4,31	5,53
21	Критерий значимости	ta	5,04	0,17	-1,6	-1,14	-0,65	-0,95	-1,87	-2,46	0,98	0,98	0,35
22	Матрица коэффициентов парной корреляции и критерий значимости коэффициентов парной корреляции	SiO_2	1	-1,11	-1,56	-0,26	-0,86	-1,04	-3,07	-6,64	+5,6	+8,22	-3,20
		TiO_2	-0,04	1	-0,60	+1,96	+0,42	+1,08	+1,50	+0,25	-0,16	-0,38	+0,01
		Al_2O_3	-0,83	-0,63	1	-2,65	+1,19	+2,10	-0,13	+1,19	-1,40	+0,94	+1,74
		Fe_2O_3	+0,089	+0,40	-0,51	1	-0,58	-1,56	+0,07	-0,08	-0,08	-0,59	-1,27
		FeO	-0,79	+0,028	+0,25	-0,12	1	+2,57	+2,16	+0,06	-4,40	-1,38	+4,44
		MnO	-0,56	+0,23	+0,42	-0,39	+0,49	1	+1,73	+2,16	-1,88	-0,16	+3,58
		MgO	-0,55	+0,31	-0,029	+0,028	+0,43	+0,56	1	+1,18	-3,42	-0,46	+1,10
		CaO	-0,82	+0,056	+0,25	-0,004	+0,87	+0,43	+0,25	1	-4,07	-0,65	+3,50
		Na_2O	+0,78	-0,16	-0,30	-0,019	-0,70	-0,38	-0,50	-0,67	1	-0,29	-3,58
		K_2O	+0,18	-0,085	+0,20	-0,15	-0,29	-0,16	-0,10	-0,14	-0,085	1	-1,17
		P_2O_5	-0,58	+0,002	+0,36	-0,27	+0,70	+0,62	+0,23	+0,61	-0,62	-0,25	1
23	Табличное значение параметра t		+2,26										
24	Матрица коэффициентов парной корреляции, значимых на 99% доверительном уровне	SiO_2	1										
		TiO_2	—	1									
		Al_2O_3	—	—	1								
		Fe_2O_3	—	—	-0,51	1							
		FeO	-0,79	—	—	—	1						
		MnO	-0,56	—	—	—	+0,49	1					
		MgO	-0,55	—	—	—	—	—	1				
		CaO	-0,82	—	—	—	+0,87	+0,43	—	1			
		Na_2O	+0,78	—	—	—	-0,70	—	-0,50	-0,67	1		
		K_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	
		P_2O_5	-0,58	—	—	—	+0,70	+0,62	—	+0,61	-0,62	—	1
25	Коэффициенты частной корреляции	SiO_2	1	+0,07	-0,48	-0,35	+0,21	-0,30	+0,52	+0,83	+0,31	+0,31	+0,11
26	Критерий значимости коэффициентов			+0,17	+1,27	+1,0	+0,62	+0,85	+1,34	+1,47	+0,89	+0,88	+0,34

Эпатиры значимых корреляционных связей основных петрохимических элементов вулканических комплексов



обособливаются группы вулканитов : а) океанических и субокеанических впадин (в них калий не принимает участия в дифференциации и коррелятивно не связан ни с одним из петрохимических элементов) ; б) островных дуг, срединно-океанических хребтов, древних платформ и континентальных рифтов, где натрий и калий равно активны и связаны между собой высокой положительной корреляционной связью ; в) послескладчатых орогенных и структур зон активизации, магматические комплексы которых развиваются при индифферентном поведении натрия и высокой активности калия.

Связи глинозема оказались определяющими для обособления комплексов субокеанических впадин, островных дуг, континентальных рифтов и зон активизации, т.е. в целом группы структур, являющихся активными новообразованиями. Таблица 2 дает представление о возможностях и критериях разделения близких по составу, но различных по тектоническим условиям формирования магматических комплексов.

Проделанная работа позволила перейти к сравнительному анализу химизма вулканических толщ различных структур, в том числе и древних вулканогенных образований Тянь-Шаня. Для целей сравнения предложен ряд несложных операций, позволяющих по силикатным анализам какого-либо комплекса определять его принадлежность к какой-либо из выделенных групп или самостоятельность. Говоря о находимых аналогах, при сравнении, необходимо иметь в виду, что это далеко не всегда аналоги по петрографическому или химическому составу (этому имеется много примеров). Поскольку в основу сравнений положены особенности петрохимических изменений, происходящих в процессе формирования комплексов, иначе условия, приводящие к этим изменениям, то, естественно, что искомое сходство должно проявиться прежде всего в условиях, обеспечивающих определенное течение процессов "дифференциации". Для примера приведем некоторые результаты сравнений.

Рассмотрим прежде всего, океанические области. Толеитовые серии подножий Восточно-Тихоокеанского поднятия, описанные в работе Энгелей (1964), нашли аналогов среди вулканитов "субокеанических" впадин, в то время как анализы эффузивов его островов

и привершинных частей поднятий укладываются в ряд дифференциатов, рассчитываемый по уравнению регрессии, вычисленному для срединно-океанических хребтов. Базальты Срединно-Атлантического хребта удовлетворяют условиям вулканитов Исландии (наш пример срединно-океанического хребта), комплекс островных дуг легко опознается в лавах Южных Курил (о-ва Чирпой, Брат, Чирпоев, Уруп, Итуруп), Индонезийской островной дуги (Ц.Ява, вулканы Мурия, Кракатау, Суматра), Алеутской дуги.

Интересные результаты по палеогеновым вулканитам острова Тенерифе и миоценовым и послемиоценовым вулканитам о-ва Фуертовентуре (Канарский архипелаг), западного побережья Африки – области, которая по геологическим данным испытала недавнее погружение. Процесс изменения химизма излившихся пород этих островов оказался аналогичным ходу дифференциации траповых серий древних платформ.

Не менее любопытны результаты анализа образцов, извлеченных при драгировании глубоких частей и днищ рифтовых долин (Э.Бонатти, 1973) экваториальной части Срединно-Атлантического хребта в узлах его пересечения зонами разломов Вима, Сан-Паулу, Романш, Чейн. Все имеющиеся силикатные анализы извлеченных образцов удовлетворяют условиям, характерным, по нашим представлениям, структурам типа Центральной подзоны Курил (субокеанические структуры). Сюда же попадают и вулканиты основания хр.Палмер северо-восточной части Атлантического океана (материалы Дж.Р.Кенна, 1973).

Примером эффективности применяемой методики может служить и анализ вулканитов "третичной Британо-Арктической провинции" – предполагаемой распавшейся палеогеновой платформы, которая включала области Гренландии, Сев.Англии, Шотландии, Сев.Ирландии, Фарерских островов. Ю.М.Шейнманн (1968) полагал для палеогеновых вулканитов этой провинции однотипную родоначальную магму, давшую одновозрастные и сходные по петрографическому и химическому составу породы.

По геологическим данным эта провинция тектонически гетерогенна. Гренландия – древняя платформа; Исландия – часть сре-

динно-океанического хребта; Ирландия, Шотландия, Шпицберген – разнородные активизированные области каледонид.

Базальтоиды плато Антрим Сев.Ирландии оказались по нашим данным близки траппам древних платформ, вулканиты острова Малл-представителям вулкано-плутонических орогенных структур, Исландии – вулканитам срединно-океанических хребтов. Таким образом, единство Британо-Арктической провинции, как области активного палеогенового вулканизма, не нивелирует различий субстрата, что и выявляется в особенностях течения процессов дифференциации.

Рассматривая древние вулканические комплексы континентальных блоков, мы сталкиваемся с задачей восстановления прошлого континентальной коры и самой возможностью использования петрохимических сравнений молодых и древних вулканических образований.

В пределах каледонид Сев.Тянь-Шаня проанализированы вулканиты выполнения среднепалеозойских эпикаледонских наложенных мульд – Аральской (в Киргизском хребте) и аналогичных структур Терскей Ала-Тоо – все они попали в группу, свойственную послескладчатым орогенным образованиям. Здесь же оказались вулканиты нижних свит серии Б.Нарына, экургенкольской и бильчийской, чон-талдысуйской в Терскей Ала-Тоо, белеутинской, бекмурдукской свит и коксуйской серии Улутау. Нижнепалеозойские вулканиты каракаттинской свиты оказались сравнимы с островодужными образованиями, карасарчинские эффузивы – с комплексами континентальных рифтов, нижнекембрийские вулканиты Тамдытау близки траппам древних платформ, толщи тюретайской свиты Прибалхашья – океаническим образованиям, а сарытауская свита Тектурмаса близка траппам древних платформ и т.д.

Приведенные примеры показывают, что примененная методика довольно эффективна для сравнения вулканических комплексов идентично развивавшихся тектонических структур как сравнительно недалекого прошлого и настоящего, так и очень древних, с возрастом, уходящим за рубеж 1600 млн.лет. Это говорит о том, что изменения, которые испытали исследованные вулканические породы

за длительную историю их геологических преобразований после излияния носили преимущественно изохимический характер, без значительного привноса и выноса вещества, без существенного изменения в соотношениях составляющих их основных петрохимических элементов. Это свидетельствует также о сравнимости физико-химических условий магматических процессов в сходных по тектоническим особенностям структурах современного этапа развития земной коры и в отдаленном прошлом.

Третий вывод касается проблемы соотношений коры континентального и океанического типов. Как в пределах современных океанических областей, так и в пределах континентов мы обнаруживаем образования, свойственные широкому диапазону структурных элементов, приуроченных на современном тектоническом этапе различным типам земной коры. Это может быть объяснено существованием механизма, который способен приводить не только к преобразованию океанической коры в континентальную, но и наоборот.

Пока еще недостаточная изученность тектонических структур океанических областей не позволяет проводить абсолютно достоверные сравнения их со структурами прошлого континентов, но по ряду признаков, в том числе по особенностям развития магматизма, подтверждается идея соответствия современного структурного состояния океанических областей определенным типам и этапам геосинклинального развития структур континентов в прошлом.

Одновременно необходимо подчеркнуть, что структуры континентов, относимые к классу геосинклинальных, далеко не равнозначны по характеру магматических проявлений, как, впрочем, и по другим структурно-формационным признакам. Основной причиной этого является отсутствие строгих критериев разграничения и общепринятой классификации структур, допускающее свободную их трактовку. Видимо, лишь с выделением формаций-индикаторов определенных типов тектонических структур появится реальная возможность достоверного установления не только эволюции континентальной, но и океанической коры.

Магматические формации в этом отношении должны сыграть ведущую роль, поскольку они несут прямую информацию о физико-хими-

ческом состоянии глубин коры и мантии, определяющих главнейшие особенности тектонических процессов. О разрешимости последней задачи, на наш взгляд, говорит пример сравнения результатов выявляющихся корреляционных зависимостей основных породообразующих элементов в наших группах и в искусственных выплавках из вероятных аналогов базальтов и щелочных оливиновых базальтов, полученных в заданных условиях давлений в интервале I-27 кбар при температурах от I000 до I500°. Результаты этих сравнений позволили построить схему возможных источников магматических продуктов и условий их выплавления (Киселев, I976). Близкое соответствие полученных результатов с выводами по глубинным условиям формирования магматических расплавов, полученными другими способами, можно расценивать как подтверждение правильности пути решения задачи.

М.П.Кузнецов

РОЛЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ В ФОРМИРОВАНИИ БАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Северный Тянь-Шань до недавнего времени считался областью подавляющего развития ранне-среднепалеозойских гранитоидов, что являлось одним из аргументов для отнесения всей складчатой системы к каледонидам (Геология СССР, т.ХХУ, I972). В настоящее время здесь установлено широкое распространение докембрийских гранитоидов, которые занимают, по предварительным данным, не менее 30 % площади выхода на дневную поверхность всех интрузий. Более того, появилась возможность проследить эволюцию гранитоидного магматизма в докембрии, связав ее с несколькими крупными тектоническими этапами. Для этого мы располагаем сейчас объективными геологическими данными и небольшим количеством радиологических определений возраста, значения которых укладываются в временные интервалы, соответствующие тектоно-магматическим циклам (Киселев, Королев, I976 ; Жуков и др., I978).

Среди гранитоидов докембрия основную часть (около 90 %) составляют байкальские интрузии, что, однако, не умаляет значимости более древнего магматизма в истории формирования складчатой системы. В допозднерифейском периоде развития региона насчитывается, по крайней мере, 4 крупные эпохи гранитообразования (Жуков и др., I978). Наиболее ранние архейско-раннепротерозойские гранитоиды известны в кристаллическом фундаменте Заилийского срединного массива : мигматит-гранито-гнейсовый комплекс Актюза - около 2,8 млрд.лет, мигматит-плагиогранитоидно-гнейсовый долранский и лейкогранито-гнейсовый кашкаджольский комплексы Чон-Кемина, Боорду - древнее 2,5 млрд.лет. В расположенном южнее Иссык-Кульском срединном массиве древние гранитоиды образовались, видимо, в раннем протерозое (около I,7 млрд.лет) и представлены плагиогранитоидно-гнейсовым канджайлаусским комплексом (Кочкорка, Торуайгыр). В пределах Киргизско-Терскейской складчатой зоны, обрамляющей Иссык-Кульский массив с юга, присутствуют небольшие тела гранитоидов канджайлаусского комплекса и довольно крупные гранодиорит-плагиогранитные массивы караджилгинского комплекса, образовавшиеся, вероятно, в среднем рифее — около I,3 млрд.лет (Киселев и др., I974). В формационном отношении они параллелизуются с плагиогранитоидами бешторского и сарыджасского комплексов Срединного Тянь-Шаня (Жуков и др., I978), однако для последних по радиологическим данным (не древнее 970 млн.лет) не исключен и более молодой позднерифейский ? возраст.

Таким образом, процесс гранитообразования в допозднерифейское время перемещался в Тянь-Шане с севера на юг, охватывая с каждым последующим тектоническим этапом новые структуры. Сиализированные при гранитизации блоки земной коры выступали в дальнейшем геосинклинальном развитии региона в роли слабо подвижных относительно приподнятых глыб (срединные массивы) и узких геоантиклинальных поднятий (Макбальского, Сусамырского,

Бурханского).

Байкальское гранитообразование происходило преимущественно в краях геосинклинальных прогибов, в участках сочленения их с более ранними поднятиями. В среднюю, прединверсионную, стадию этого цикла (около 800-900 млн.лет) широко проявилась диорит-плагиогранитовая формация, представленная долонатинским, аспаринским, мингтурским и, возможно, тавалыкским и бабаханским интрузивными комплексами. Позднегеосинклинальная стадия (700-750 млн.лет) характеризовалась мощной вспышкой магматизма батолитового типа. Наиболее крупные интрузии формировались в обрамлении Чилико-Кеминской геосинклинали (чонкеминский диорит-гранодиоритовый комплекс) и на стыке Иссык-Кульского срединного массива с Киргизско-Терскейской геосинклинальной системой (ирдыкский гранит-гранодиоритовый комплекс). По-видимому, байкальские гранитоиды слагают некоторые массивы или фрагменты крупных еще плохо изученных батолитов Киргизско-Терскейской и Таласо-Каратауской складчатых зон. По данным геологических съемок последних лет, из этих массивов получены определения К-Ар возраста порядка 700-750 млн.лет. К ним прежде всего следует отнести северо-западную, возможно, и южную части Чичкано-Колбинского батолита и юго-восточную часть Сусамырского батолита. Характерно, что все предположительно позднерифейские массивы (или фрагменты батолитов) приурочены к структурам, развивавшимся в раннем палеозое по типу геосинклиналей (Аспаринская, Макбало-Бурханская, Чичканская). Здесь же, вероятно, формировались малые интрузии лейкогранитов, аляскитов, завершающие байкальский тектономагматический цикл. По радиологическим определениям возраста (500-700 млн.лет) к ним условно можно отнести ряд мелких штоков и трещинных тел Аспары и Кокомерена (Горецкая и др., 1972), а также более крупные интрузии окраин Иссык-Кульского (айтурский и кумбельский комплексы) и Заилийского (джаинский комплекс) срединных массивов (Кнауф и др., 1978; Жуков и др., 1978). Несомненно, что позднебайкальские гранитоиды распространены значительно шире, но пока мы не всегда уверенно отличаем их от палеозойских.

Изложенное выше свидетельствует о постепенном росте фронта гранитообразования к концу докембрия. С каждым новым тектоническим этапом процессы гранитизации протекали все более активно и приводили к разрастанию древних и появлению новых структур с геоантиклинальным режимом развития. К началу раннепалеозойского геосинклинального этапа докембрийская история подготовила структурный план развития каледонид, как это отмечалось ранее (Киселев, Королев, 1970). В ходе каледонского тектоно-магматического цикла процесс гранитизации охватил всю территорию Северного Тянь-Шаня (за исключением внешней части Талассо-Каратауской миогеосинклинали), но особенно интенсивно проявился в структурах, не затрагиваемых докембрийским магматизмом.

В.В.Киселев, В.Г.Королев, Ф.Х.Апаяров,
В.Т.Комаревцев, Э.Н.Цыганок

КИСЛЫЕ ВУЛКАНИТЫ В ДОКЕМБРИЙСКИХ РАЗРЕЗАХ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Вулканогенные толщи кислого состава представляют немногочисленную группу магматических формаций, которые с достаточной определенностью "привязываются" к характерным типам тектонических структур и могут служить формациями - индикаторами тектонического режима.

Особое значение они приобретают в докембрийских образованиях палеозойских складчатых зон, поскольку могут пролить свет на дискуссионные вопросы развития палеозойских геосинклиналей и эволюцию земной коры складчатых областей на ее ранних, докембрийских этапах.

В разрезах докембрия каледонид Северного Тянь-Шаня кислые вулканиты обособлены сравнительно недавно в восточных районах Киргизско-Терскейской структурно-формационной зоны в качестве акургенкольской свиты (Киселев и др., 1965). Она занимает поло-

жение предполагаемого рубежа между нижним протерозоем (сарыторская свита кырагоманской серии) и заведомо рифейскими образованиями (см.табл.I). Экургенкольская свита лежит с отчетливым размывом и с конгломератами в основании на различных горизонтах метатолщ сарыторской свиты и в наиболее полных разрезах подразделяется на две подсвиты. Нижняя из них (около 350 м) сложена зелеными, темно-серыми и зеленовато-серыми хлоритовыми, хлорит-серицитовыми, хлорит-серицито-кварцевыми сланцами и бластоалевролитами, включающими маломощные (20-30 м) горизонты тонкополосчатых желтовато-белых грубослоистых, нередко внутренне плойчатых порфироидов. В основании подсвиты обособливается (5-30 м) горизонт серицито-кварцевых сланцев, включающих хорошо окатанную гальку светлых кварцитов, слюдяных сланцев, очковых гнейсов, гнейсированных порфироидов. Галька в этих конгломерато-сланцах в целом распределена редко и сгущается лишь к подошве горизонта. Верхняя подсвита практически целиком сложена характерными массивными и грубоплитчатыми светло-серыми и желтоватыми мыловидными порфироидами, включающими маломощные горизонты (до 15 м) серицито-кварцевых сланцев. Мощность порфироидов достигает 500 м.

Контакт между подсвитами согласный, но, судя по имеющимся примерам частичного или полного выпадения из разрезов нижней подсвиты, можно предполагать, что разделяющая подсвиты поверхность носит трансгрессивный характер. Мощность свиты заметно меняется, достигая максимума в восточных районах (900 м) и падая в крайних западных (районы поселка Сарыбулак) до 5-15 м.

Кровлей свиты всюду служат конгломераты основания толщи диабазов вышележащей бельчийской свиты. Последняя развита лишь в паре с экургенкольской. Она сложена миндалекаменными диабазами, тесно ассоциирующими с полимиктовыми конгломератами и достигает по мощности 900 м. Выше согласно лежат терригенно-карбонатные толщи предполагаемого среднего рифея. Суммарная мощность вулканогенной серии основания рифея Терской Ала-Тоо достигает, таким образом, 1800 м. Возраст вулканогенных толщ определяется их положением в разрезе, а также путем близких и отдаленных корреляций. При этом существовало несколько равно допустимых вариантов.

нижним протерозоем (сарыторзаведомо рифейскими образовасвита лежит с отчетливым вании на различных горизонтах более полных разрезах подраз них (около 350 м) сложена серыми хлоритовыми, хлорит-сеными сланцами и бластопевро-30 м) горизонты тонкополосчанередко внутренне плойчатых обособливается (5-30 м) горидающих хорошо окатанную сланцев, очковых гнейсов, в этих конгломерато-сланцах тся лишь к подошве горизонта. м сложена характерными масрыми и желтоватыми мыловидными е горизонты (до 15 м) серицитоидов достигает 500 м. сный, но, судя по имеющимся дения из разрезов нижней поделяющая подошвы поверхность ность свиты заметно меняется, нах (900 м) и падая в крайних до 5-15 м. гломераты основания толщи ты. Последняя развита лишь в миндалекаменными диабазами, и конгломератами и достигает кает терригенно-карбонатные . Суммарная мощность вулканой Ала-Тоо достигает, таким ных толщ определяется их близких и отдаленных корреляравно допустимых вариантов.

Таблица I

	Срединный Тянь-Шань		Восток Северного Тянь-Шаня
	хр. Джетымтау	хр. Б.Кара-Тау	
Вендомий	Джетымтауская свита, тиллитоподобные конгломераты	Тиллитоподобные конгломераты	
	Толща Сарыбельтын-Чонторы, порфироиды, аркозовые песчаники, ~500 м	Толща Акбет, порфироиды, аркозовые песчаники, до 1000 м	Терригенно-карбонатные отложения алуайрыкской и джолколотской свит, ~2000 м
Поздний рифей	Толща верхних порфироидов, ~ 1000 м	Надбакырлинская толща порфиритоидов, > 1000 м	Терскейская серия, спилиты, диабазы, 2500 м
Средний и ранний рифей	Кварциты 0-50 м	Кварциты, 0 - 15 м	Кварциты, известняки джилусуйской, учемчекской свит, 900 м
	Терригенно-карбонатная толща, 400 м	Бакырлинская свита, доломиты, до 600 м	Терригенно-карбонатная толща суекской и тарагайской свит, 2200 м
	Толща базальтоидов и конгломератов, 600 м	Базальтоиды и гравелиты кайнарской свиты, 700 м	Бельчийская свита, диабазы, конгломераты, 1000 м
	Толща нижних порфироидов, > 500 м	Порфироиды кайнарской свиты, 2000 м	Экургенкольская свита, порфироиды, филлиты, кварциты, 1000м
		Урстатинская свита, филлиты, кварциты, доломиты, до 700 м	
Ранний протерозой	Метатолщи свиты Куйлю	Метатолщи Бессазского блока	Метатолщи сарыторской свиты

Серия Б.Нарына

Первый из них – сравнение рассматриваемого уровня с майтюбинской серией Улу-Тау, хорошо коррелирующейся с широко распространенным уровнем кислых вулканитов верхов карелия и охарактеризованной радиологическими датировками, близкими возрастному рубежу в 1800 млн.лет (Зайцев и др., 1974). Возможен также принимаемый в настоящее время (Королев и др., 1977) вариант корреляции экургенкольской и бельчийской свит со сходно построенной нижней частью среднерифейского разреза Ю.Урала (машакская свита) и бозденской серией Улу-Тау, "подвешивающихся" к доказанному среднему рифею.

Существовала точка зрения (Жуков, Кнауф, 1962), согласно которой бельчийская свита относилась к верхнему рифею (экургенкольские порфироиды тогда включались в состав гнейсово-метаморфического нижнепротерозойского основания). Правомерность принимаемой ныне корреляции (Королев и др., 1977)[x] подтвердилась выполненным нами определением уран-свинцового возраста цирконов из плагиогранитов джаманачинской интрузии, прорывающей экургенкольскую свиту.

Изотопный состав свинца, %				Возраст по отношениям, млн.лет		
204	206	207	208	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}
0,049	83,07	6,77	10,11	1020	900	930

Содержания в цирконах : уран – $3,67 \cdot 10^{-4}$ г/г, свинец – $5,74 \cdot 10^{-5}$ г/г. Достаточно близкая сходимость полученных дат позволяет принимать возраст джаманачинской интрузии близкой 1 млрд. лет. Возраст экургенкольской свиты, соответственно, должен быть древнее позднего рифея.

Останавливаясь на варианте корреляции экургенкольской и бельчийской свит с низами бозденской серии и, соответственно, с машакской свитой юрматинской серии среднего рифея Урала, необходимо отметить, что радиологическая датировка (по валу) в 1335

x) Доклад на У сессии научного совета по геологии докембрия в г.Уфа.

млн.лет (порфиры р.Кужи, аналог машанской свиты по А.И.Опли), а также имеющаяся альфасвинцовая дата по цирконам из порфироидов бозданской серии в 1445 ± 15 млн.лет (Япаскурт, 1971), не исключает возможности дорифейского возраста всего коррелируемого уровня. Отнесению акургенкольской свиты к нижнему протерозою, на наш взгляд, противоречит положение рубежа резкого метаморфического раздела в ее основании и тесная пространственная связь с вышележащей бельчийской свитой.

В Срединном Тянь-Шане кислые вулканиты слагают более трети всего объема докембрийских образований. Последние подразделяются на два крупных надкомплекса. Нижний из них сложен гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами (свита Куйлю), прорванными докембрийскими гранитоидными интрузиями, и по аналогии с другими высокометаморфизованными толщами Тянь-Шаня относится к архею ? – нижнему протерозою. Значительная часть верхнего надкомплекса, сложенная преимущественно порфироидами, обособливается в серию Большого Нарына. В западном окончании хребта Акшийрак установлено налегание большенарынских порфироидов на сарыджазскую интрузию, прорывающую свиту Куйлю. Верхним ограничением серии Б.Нарына является поверхность несогласия в основании толщи титлитоподобных конгломератов джетымтауской серии, которая лежит с размывом на разных уровнях порфироидов и в обилии содержит их валуны и гальку. Труднодоступность районов, в которых развиты толщи серии Б.Нарына, до сих пор является причиной их слабой изученности. Лишь работами последних лет установлено ее довольно сложное строение, восстановлена во многом еще условная стратиграфическая последовательность. Грубо намечается общее трехчленное строение серии. Верхняя и нижняя ее части оформированы кислыми вулканитами (по 1000 – 900 м соответственно), а средняя – грубообломочными породами, ассоциирующими с мандельштейнами, и сменяющими их терригенно-карбонатными (до 600 м) отложениями. Кроме того, из серии Б.Нарына обособилась толща Сарыбельын-Чонторы (эрозовые песчаники и гравелиты, перекрывающиеся пачкой кислых вулканитов, – 600 м), которая структурно связана с Джетымской серией и лежит несогласно на "верхних порфироидах"

серии Б.Нарына.

Аналогичную последовательность обнаруживают толщи докембрийского разреза Б.Каратау. До "титлитовая" его часть представляется следующим образом (снизу вверх) :

1. Метаморфические толщи бессазского блока, претерпевшие интенсивную метаморфическую переработку (до эпидот-амфиболовой фации) с калий-аргоновыми датировками поздних метаморфических преобразований в интервале 800-950 млн.лет.

2. Уротатинская свита серицито-кварцевых сланцев, кварцитов и доломитов, мощность до 600 м.

3. Кайнарская свита, сложенная внизу толщей флюидально-сложных порфироидов, содержащих подчиненные пачки конгломератов, песчаников и алевролитов, отдельные маломощные (до 15 м) горизонты развальцованных диабазов, а вверху – мандельштейнами, ассоциирующими с пестроцветными полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Мощность нижней части разреза более 1500 м, верхней – около 500 м.

4. Бакырлинская свита – бурые доломиты, в основании полимиктовые конгломераты, состоящие главным образом из обломков порфироидов кайнарской свиты и гранитоидов. Мощность свиты достигает 250 м.

5. Толща надбакырлинских порфиритоидов, сложенная в основном интенсивно рассланцованными плагиоклазовыми порфиритами, включающими маломощные (до 20 м) горизонты порфироидов по кварцевым порфирам. Мощность толщи не более 700 м.

В приведенных разрезах Срединного Тянь-Шаня четко обособливается высоко метаморфизованный комплекс основания (свиты Куйлю, бессазская серия), уровень кварцито-карбонатных пород (уротатинская свита) и две серии вулканитов, разобщенные терригенно-карбонатными толщами (бакырлинская свита). Это общее очевидное сходство разрезов подтверждается деталями построения отдельных частей. Толще Сарыбельын-Чонторы, по-видимому, отвечает локально развитая толща Акбет в Каре-Тау, сложенная конгломератами, эрозами и кислыми вулканитами (до 1000 м) и также, как и первая, структурно тесно связанная с титлитовыми толщами джетымтауской серии.

Возрастное членение охарактеризованных отложений производится на основе находок среднерифейского облика строматолитов в бакырлинской свите, на имеющихся свинцовых датировках кумытинской интрузии (680 - 720 млн.лет), прорывающей кайнерскую свиту и перекрытой тиллитоподобными конгломератами вероятно джетымтауского уровня ; на находках микропроблематических остатков среднего, верхнего рифея и венда в гальке джетымских "тиллитов".

В 1978 г. нами в приустьевой части долины р.Чирпыты (правобережье р.Нарын) из верхних порфироидов серии Б.Нарына была отобрана проба на уран-свинцовый радиологический возраст. В выделенных из пробы цирконах и полевых шпатах определен следующий изотопный состав свинцов :

Минерал	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Циркон	0,I25	74,29	6,50	I9,08
Полевой шпат	I,3I	26,53	20,57	5I,59

В цирконах методом изотопного разбавления определены также содержания урана - $4{,}76 \cdot 10^{-4}$ г/г и свинца - $6{,}53 \cdot 10^{-5}$ г/г. Возраст цирконов, вычисленный по разным отношениям с поправкой на обыкновенный свинец по полевым шпатам, оказался следующим. По Pb^{207} / Pb^{206} - 7I5 млн.лет ; Pb^{206} / U^{238} - 700 млн.лет ; Pb^{207} / U^{235} - 705 млн.лет. Очевидная согласованность полученных датировок свидетельствует о надежности возрастного определения и позволяет с учетом аналитических ошибок принимать цифру радиологического возраста в 705 ± I0 млн.лет.

Рифейский, но в самых его верхах, возрастной уровень, который занимают верхние порфироиды серии Б.Нарына, определяют положение толщи Сарыбелъчин - Чонторы и коррелируемой с ней толщи Акбет - уже за пределами верхнего рифея, в вендомии. Имеющиеся данные позволяют с большими основаниями предполагать, что рассмотренный разрез Срединного Тянь-Шаня охватывает значительный временной интервал, практически соответствующий всему рифею. В этом убеждает его сравнение с разрезом Северного Тянь-Шаня. Связующий среднерифейский карбонатный член обоих разрезов и очень близкие по строению нижележащие толщи дают возможность проводить довольно детальную корреляцию. При этом при всех возможных вариантах остается твердо установленным наличие в рифее Северного и Срединного Тянь-Шаня двух разновозрастных уровней проявления кислого вулканизма.

Нижний из них в Срединном Тянь-Шане представлен "нижними порфирсидами" и "вулканогенно-терригенной" толщами серии Б.Нарына. В Северном Тянь-Шане вулканиты этого уровня выделены как акургенкольская и бельчийская свиты. Внешнее сходство вулканитов и деталей разрезов рассматриваемого уровня в Срединном и Северном Тянь-Шане в свое время привело к мысли об объединении их в одну свиту (Т.А.Додонова). Не соглашаясь с этим предложением, следует отметить действительное поразительное не только внешнее сходство, но также петрографический состав, химизм вулканитов, выделяющиеся породные парагенитические ассоциации. Развитые в непосредственной близости, эти толщи, вероятно, некогда формировали общие структуры с едиными условиями тектонического режима.

В целом для рассматриваемого комплекса вулканогенных пород в выходах как в пределах Срединного, так и в Северном Тянь-Шане можно отметить следующие характерные особенности : а) Контрастность состава вулканитов. б) Резкое преобладание, до 4 к I, кислых пород. в) Ассоциация вулканитов с грубообломочными породами, особенно ярко выраженная у базальтоидов. г) Общая связь вулканогенных образований с мелководными, нормально осадочными породами. д) Появление основных вулканитов вслед за кислыми. е) Значительная мощность (2500 м). ж) При общей вертикальной (временной) обособленности кислой и основной составляющих обычное подчиненное присутствие среди базальтоидов кислых разностей и, наоборот, свидетельствующие о их тесной парагенетической связи.

В составе комплекса могут быть выделены две формации : базальтовая и порфирово-туфовая, соотношение которых между собой и характерные породные ассоциации в каждой дают, на наш взгляд, пример орогенной порфиртуфовой группы.

По имеющимся силикатным анализам нами была предпринята попытка петрохимической "привязки" вулканитов комплекса к одной из известных тектонических структур по характеру магматических продуктов (Киселев, 1976). В итоге был получен практически однозначный результат, свидетельствующий о их близости вулканогенным образованиям послескладчатых орогенных и субплатформенных структур.

Верхний (верхнерифейский) уровень кислых вулканитов развит лишь в Срединном Тянь-Шане - это толща "верхних порфироидов" серии Б.Нарына. Она сложена массивными и грубоплитчатыми желтовато-зелеными флюидальными лавами и туфами кварцевых порфиров, поражающими юностью внешнего облика. Породы рассланцованы, гофрированы, но в них обычно хорошо сохраняются детали текстурных особенностей. Наиболее распространены розовато-кремовые полосчатые кварц-полевошпатовые порфиры с крупными, резко выделяющимися светлыми оплавленными фенокристами кварца и розовыми кристаллами - вкрапленниками калишпатов на фоне розоватой микрофельзитовой основной массы. Очень характерны также пестроокрашенные полосчатые флюидальные кварцевые порфиры. Среди вкрапленников в них обычно распознается лишь кварц, а основная масса флюидальная фельзитовая, причем струи прослоев окрашены в различающиеся розовато-желтые, оургучно-розовые цвета. Среди вулканитов много обломочных пород - псефитовых и грубопсаммитовых кислых литокристаллокластических туфов с ярко выделяющимися разноцветными включениями полевых шпатов, кварца, основной массы порфиров с различной структурой.

С толщей порфироидов тесно ассоциируют тела лейкократовых микрогранитов и гранофиров. Чисто порфировый состав толщи и химизм (липариты по Дэли) однозначно определяют ее принадлежность к липаритовой формации (Киселев, Королев, 1967). Попытка найти сходные формации в известных тектонических структурах по особенностям изменения ее химизма (Киселев, 1976) приводят к двойственному решению. Она обладает равной близостью к комплексам континентальных рифтов и вулкано-плутонических структур.

Кислым вулканитам верхнерифейского уровня, по-видимому, близко

одновозрастны вулканиты Северного Тянь-Шаня, относящиеся к спилито-диабазовой формации. Такая латеральная связь в проявлении липаритовой и спилито-диабазовой формаций в смежных структурах Срединного и Северного Тянь-Шаня в позднем рифее живо напоминает обычные соотношения эвгеосинклиналей с континентальными орогенами, подтверждая вывод о синхронности "инициального" и "субсеквентного" магматизма не только в палеозойских и современных структурах, но и в позднем рифее.

В числе выводов, вытекающих из изложенного материала, принципиально важными нам представляются следующие :

1. Наличие орогенной формации в низах рифейского разреза Северного Тянь-Шаня является свидетельством существования в его пределах в это время зрелой коры континентального типа.

2. По условиям тектонического режима и строению земной коры в начале позднего протерозоя Северный и Срединный Тянь-Шань принципиально не различались. Начало их дифференцированного развития и заложения "Важнейшей структурной линии" можно относить к среднему рифею, терригенно-карбонатные толщи которого в Северном Тянь-Шане имеют большие мощности.

3. Контрастные различия Северного и Срединного Тянь-Шаня в позднем рифее можно объяснять процессом деструкции, которая охватила в это время регион Северного Тянь-Шаня, а Срединный оставался активной континентальной окраиной.

Л.Н.Орлов

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

История формирования и положения Терскей - Каратауской зоны разломов ("Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" или линии В.А.Николаева), в частности Терскейского субширотного звена, на

средне- и позднегерцинском этапе ее развития геологами уделено значительное внимание. Некоторые исследователи, особенно В.Г.Королев, на основе формационного анализа обосновывают существование этой зоны разломов и в позднедокембрийскую эпоху. Последние исследования внесли некоторую ясность в решение этого вопроса.

По южной периферии Северного Тянь-Шаня, вдоль шва Терскейской зоны разломов, в виде прерывистых полос от долины р.Толук на западе до верховий Сарыджаза на востоке прослеживаются зеленокаменные существенно вулканогенные образования. Они фигурируют у геологов под разными названиями и относятся одни к рифею (свиты Кешпатао, Сонкультау, ириторская, терскейская, бельтеншинская, ащутурукская свиты), другие – к нижнему кембрию (карагарчинская, каракаттинская, "спилитовая" свиты). По вещественному составу это, главным образом, зеленые, темно-зеленые диабазы, спилиты, порфириты, туфы, туффиты, кремнистые сланцы, алевролиты, линзы известняков. В верхах толщ присутствуют андезиты, порфироиды. Мощность составляет 2000 – 3000 м.

Тесно связаны с ними тела серпентинитов и габброидов. По химическому составу антигоритовые, хризотил – антигоритовые серпентиниты чаще являются апоперидотитовыми (апогарцбургитовыми) реже аподунитовыми. Они образуют небольшие трещинные тела (фэколиты) размером от 100 – 300 м до 1–2 км. Относительно крупный Караджоргинский массив габброидов и амфиболитов составляет 7 х 3,5 км. Иногда массивы сопровождаются жилами кварц-карбонатных, карбонатных пород типа лиственитов. Как правило, контакты их несут следы тектонических воздействий. Породы рассланцованы, поверхности отполированы, часты борозды и зеркала скольжения, т.е. серпентиниты и габбро носят протрузивный характер. Местами (верховья р.Толук) наблюдается как бы хаотическое залегание обломков и глыб различных пород : известняков, сланцев, яшм, измененных вулканитов, серпентинитов среди диабазов, порфиритов. Это напоминает полимиктовый конседиментационный смешанный меланж или олистостромы (хр.Карагатты). В целом вышеуказанные сложные вулканогенно-плутонические метаморфизованные образования по составу, характеру строения, внутренним соотношениям пород и т.п.

составляют офиолитовую ассоциацию или комплекс коры океанического типа.

Формирование данного комплекса следует связывать с узкими эвгеосинклинальными шовными трогами-прогибами, возникшими в рифее вдоль шва Терскейского глубинного разлома по южной периферии Северной области Тянь-Шаня с заложением их на сиалическом и частично меланократовом фундаменте дорифейского (эпикарельского) возраста. Видимо, здесь существовали в ту пору "горячие точки" Земли. Максимальная ширина прогибов составляла около 10 км, обычно до 5 км, при протяженности первые сотни километров (без учета последующего сокращения вследствие сжатия). Нижнекембрийские троги, в которых активно происходили мощные трещинные излияния магмы основного состава, наследовали и продолжали в Северном Тянь-Шане развитие рифейских структур, представляя собой, как отметил В.Г.Королев, типично регенерированные образования, по Г.Штилле. В области Срединного Тянь-Шаня (к югу от Терскейского разлома) в байкальскую и салаирскую эпохи шло формирование возрастных эквивалентов офиолитов : порфиро-туфовой, терригенной, карбонатно-терригенной, карбонатной формаций миогеосинклинального типа. Имея в Центральном Тянь-Шане преимущественно субширотное простирание, подчиненное Терскейскому разлому, офиолитовая Присонкульская зона в долине р.Толук приобретает север-северо-западное простирание, контролируясь крупным Ичкелетау-Сусамырским разломом. По устному сообщению В.М.Терехина аналогичный изгиб в простирании испытывает здесь аномальная зона положительных значений напряженности магнитного поля ΔT_a, пространственно связанная с полосой развития байкальских вулканитов (офиолитов). Далее к северу, в горах Ичкелетау – западной части Киргизского хребта, эта зона сочленяется с Макбальской зоной офиолитов, выделенной В.Ф.Беспаловым в Казахстане и Северной Киргизии. Основной же шов субширотной Терскейской зоны разломов продолжается на запад, где он также получил в Таласе северо-западное направление (Таласская или Каратауская ветвь линии В.А.Николаева или Талассо-ферганского разлома). В герцинскую эпоху главные звенья зоны Терскейских разломов несколько мигрировали к югу, обусловив

заложение Сонкульского шовного эпикаледонского прогиба.

Явления сжатия и шарьирования, отчетливо проявившиеся в Присонкулье и Молдотау в позднегерцинский и альпийский этапы тектогенеза, очевидно, имели место в позднебайкальскую и каледонскую эпохи. Об этом свидетельствуют, в частности, надвиговые структуры в устье р.Тюлек, долине р.Каракуджур. Не исключено, что вулканогенная толща в хр.Каракатты также находится в аллохтонном залегании на породах миогеосинклинального карагау-талассского типа (будучи "выплеснутой" с юга). Представляется, что выразительный изгиб структур к северу от озера Сонкуль - известная Северосонкульская дуга - обусловлен движениями жесткого блока Срединного Тянь-Шаня к северу в догерцинскую эпоху (подобные дугообразные изгибы имеют место на Северном Памире в альпийскую эпоху, в Восточном Алтае в конце палеозоя и др.). Безусловно в дальнейшем герцинские и альпийские движения сделали этот изгиб (крутизну дуги) структур более крутым. Вследствие движения блоков к северу и произошла ломка ранее существовавших байкальских субширотных структур. Вероятно, происходило некоторое поддвигание (субдукция) Присонкульской зоны офиолитов под надвигавшуюся жесткую глыбу Срединного Тянь-Шаня по разломам, наклоненным под последний. Сами офиолитовые образования прогибов-желобов были в процессе регионального сжатия, обусловленном, по-видимому, движением к северу Таримской платформенной глыбы, раздавлены, "будинированы", отдельные фрагменты их выжаты к северу, другие "утоплены", погружены под блоками - чешуями, перемещенными с юга. Вследствие этого на современном уровне эрозионного среза отмечаются лишь отдельные прерывистые, явно редуцированные выходы этой ассоциации.

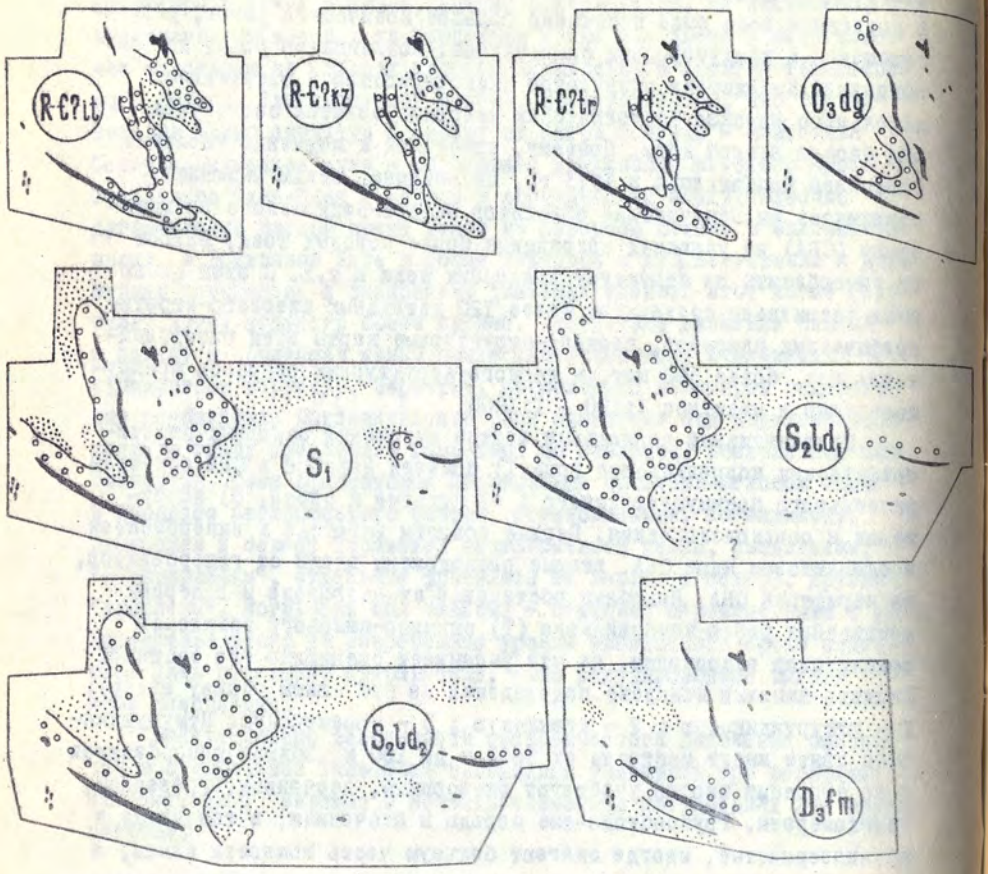
Вышеуказанные особенности тектонического положения офиолитов в Центральном Тянь-Шане необходимо учитывать при региональном тектоническом анализе и металлогенических построениях для этого региона.

Е.И.Пятаева, В.А.Белый

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-БАЛХАШСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ГИПЕРБАЗИТЫ

В связи с успехами в изучении геологии дна океанов возрос интерес геологов к проблеме гипербазитов и офиолитов. Офиолитам в последние годы было посвящено большое количество работ, ряд совещаний и международных симпозиумов. Большинство работ по офиолитам Казахстана отличаются схематичностью и отсутствием детального анализа геологических условий развития соответствующих блоков земной коры. Поэтому, приступая к изучению геологии Северного Прибалхашья в 1973 г., мы задались целью выяснить, отразилось ли присутствие офиолитов Северо-Балхашского антиклинория (СБА) на условиях накопления более молодых толщ, влияют ли гипербазиты на структуру вмещающих толщ и т.д. С этой целью были специально составлены более 120 детальных литолого-стратиграфических разрезов, геолого-структурные карты всех гипербазитовых тел, более 300 пог.км геолого-структурных разрезов преимущественно в масштабе 1:100 - 1:1000.

Сравнительный фациальный анализ отложений основных стратиграфических подразделений (рис.1) показал наличие в СБА областей длительного преимущественного : а) подъема и сноса, б) погружения и осадконакопления. Первые области тяготеют к гипербазитам в офиолитовом ядре СБА, вторые расположены вдали от гипербазитов, на периферии СБА. Подобная обстановка существовала и в период накопления рифей-кембрийского (?) спилито-яшмового комплекса офиолитовой ассоциации, на что указывает специфика его состава. Спилито-яшмовый комплекс подразделен на три свиты (снизу вверх): 1 - итмурундинскую ; 2 - казыкскую ; 3 - тюретайскую. Итмурундинская свита имеет мощность от 3600 м до 100 м. Вблизи гипербазитов в ее строении широко участвуют алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Грубообломочные породы и песчаники, в том числе и крупнозернистые, иногда слагают большую часть мощности свиты, а в их составе преобладают обломки спилитов, диабазов и яшм, сходных внешне и по составу с аналогичными породами свиты. Казыкская



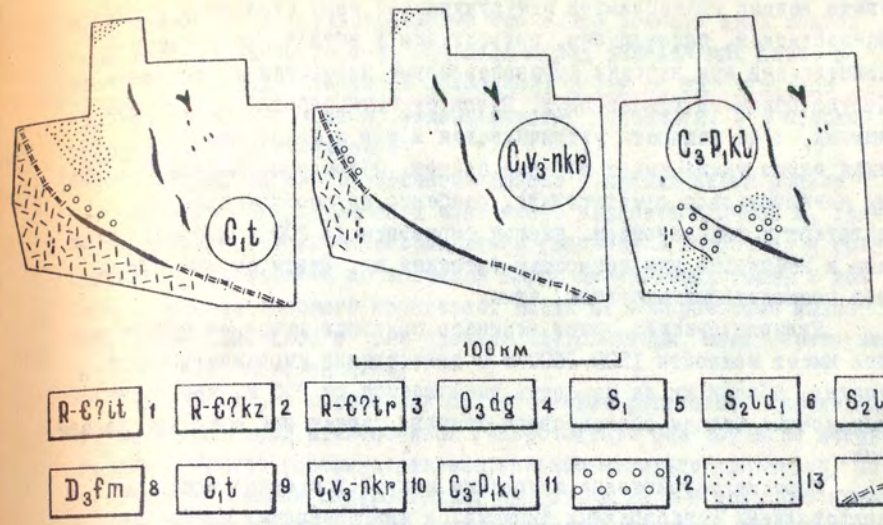


Рис. I Палеофациальные схемы отложений основных стратиграфических подразделений Северо-Балхашского антиклинория : I – итмурундинской, 2 – казыкской, 3 – тюретайской свит спилито-яшмового комплекса рифея – кембрия? ; 4 – джаманшурунской свиты верхнего ордовика ; 5 – нижнего силура ; 6 – нижнего лудлова ; 7 – верхнего лудлова ; 8 – фамена ; 9 – турне ; I0 – каркаралинской свиты верхнего визе – намюра ; II – колдарской свиты верхнего карбона – нижней перми. Области развития : I2 – конгломератов, гравелитов, крупнозернистых песчаников ; I3 – мелкозернистых песчаников, алевролитов ; I4 – фациальный барьер. Черное – гипербазиты (слева направо) : Итмурундинская, Тюретайская, Шоинтасская зоны, массив Чулькызыл, Чулькызыл-Тюлькулакской зоны гипербазитов.

овита вблизи гипербазитов Итмурундинской зоны сложена в основном алевролитами, песчаниками, гравелитами ; вблизи Тюретайской и Шоинтасской зон нередки крупнозернистые песчаники и конгломераты. Состав обломков офиолитовый. Вдали от гипербазитов овита сложена яшмами, а ее мощность увеличивается в два и более раза. Тюретайская овита также имеет пестрый состав. Обломочные породы (состав их исключительно офиолитовый), особенно грубообломочные, также тяготеют к гипербазитам, слагая горизонты до 200 м и более среди яшм и эффузивов или полностью вытесняя их. Вдали от гипербазитов господствуют эффузивы, яшмы.

Джамантурунская овита верхнего ордовика вдали от гипербазитов имеет мощности 1500-1600 м и существенно пирокластический состав, вблизи их ее мощность уменьшается до 250 м, господствуют обломочные породы офиолитового состава, среди них - грубообломочные.

Морские терригенные отложения силура в ядерной части СБА представлены мелководными фациями, а конгломераты, гравелиты, брекчии, крупнозернистые песчаники наиболее развиты вблизи гипербазитов. На периферии СБА, вдали от гипербазитов, отложения силура более глубоководные : преимущественно алевролиты (нижний силур) и мелкозернистые песчаники (нижний лудлов) или известняки (верхний лудлов). В обломочных породах силура преобладают породы офиолитовой ассоциации. Среди обломков отмечаются гипербазиты.

Фациальный анализ морских терригенных отложений фамена Итмурундинской ветви и прилегающих к ней структур показывает, что грубообломочные породы и крупнозернистые песчаники развиты лишь вблизи одноименной зоны гипербазитов, обрамляя ее. Они состоят преимущественно из обломков кремнистых пород спилито-яшмового комплекса. По мере удаления от гипербазитов грубообломочные породы постепенно исчезают, замещаясь алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, известняками.

В турнейское время и во время накопления кзыкаралинской овиты верхнего визе-намюра Итмурундинское антиклинальное поднятие являлось фациальным барьером между разными областями осадконакопления. К юго-западу от поднятия ее разрезы вулканогенно-

осадочные, к северо-востоку - терригенно-осадочные. Конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники развиты лишь вблизи гипербазитов и состоят из обломков пород нижележащих овит, в том числе спилито-яшмового комплекса. Вдали от гипербазитов господствуют алевролиты, мелкозернистые песчаники, а в отложениях турне - и известняки.

Кондаровая овита верхнего карбона - нижней перми вблизи гипербазитов Итмурундинской зоны имеет мощности 500-600 м, сложена преимущественно конгломератами (включая и глыбовые) и гравелитами, состоящими из обломков пород нижележащих толщ, в том числе спилито-яшмового комплекса. Вдали от гипербазитов мощности овиты 1100-1200 м, она сложена алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, известняками.

Как видно, в отложениях СБА отчетливо фациальная зональность терригенных пород относительно гипербазитов. Она выражена погрублением обломков (преимущественно спилито-яшмового комплекса) по мере приближения к гипербазитам, свидетельствуя о том, что питающими для терригенных пород служили области развития гипербазитов СБА - его офиолитовое ядро, а также о конседиментационном подъеме этих областей протрузиями гипербазитов.

Гипербазиты СБА трассируют глубокие разломы, а также осевые зоны его антиклинальных структур разных порядков. Эти антиклинали морфологически подобны залегающим в их ядре зонам и телам гипербазитов и соизмеримы с ними, а ориентировка слоистых толщ и тектонических структур подчинена морфологии гипербазитов (рис.2).

Итмурундинская антиклинальная ветвь морфологически напоминает залегающую в ее ядре одноименную зону гипербазитов, а толщи от рифея-кембрия? до перми, слагающие эту ветвь, оконтуривают зону, падая преимущественно вертикально. Гипербазитовые тела зоны, независимо от морфологии, ориентировки и возраста вмещающих толщ залегают в ядрах подобных антиклиналей. Так, толщи кзыкаралинской овиты слагают сложнокупольную структуру, соизмеримую и подобную залегающему в ее ядре массиву "Северный", а тела массива трассируют ядра усложняющих эту структуру антиклиналей. Массив Итмурунды обнажается в форме неправильного треуголь-

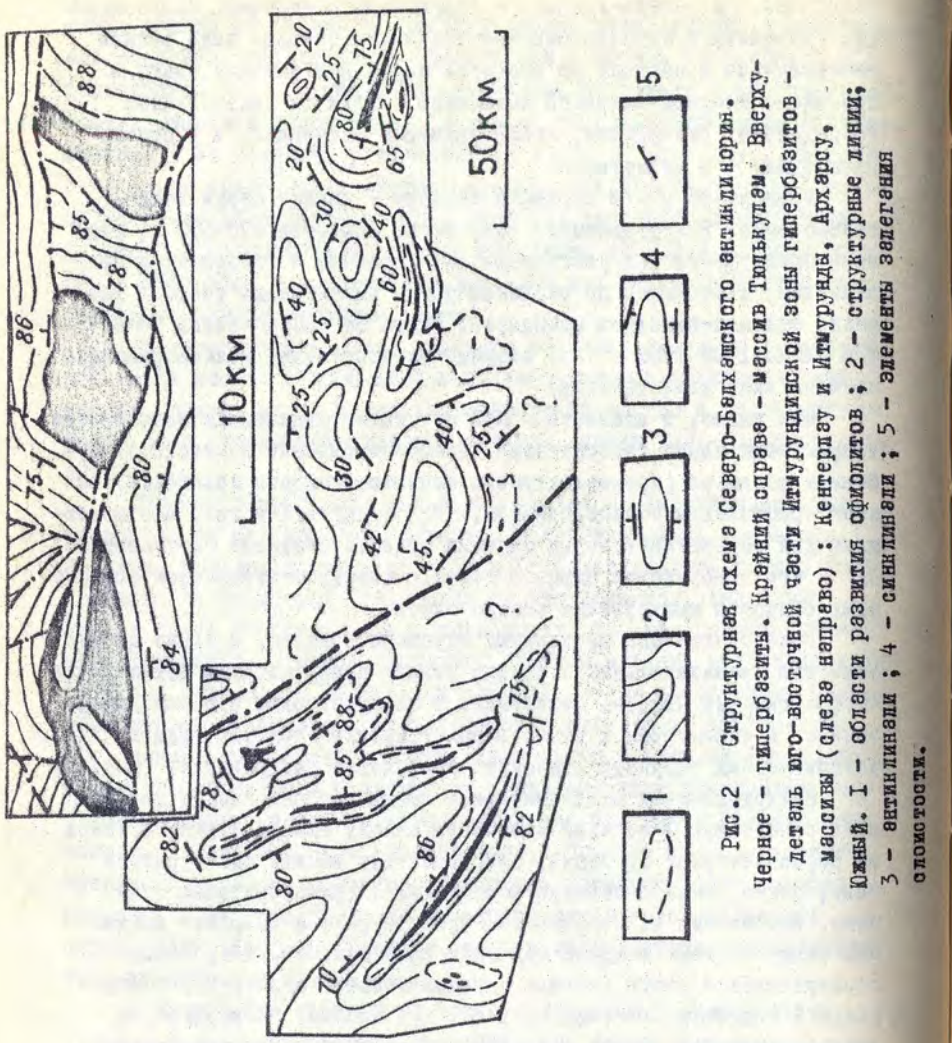


Рис.2 Структурная схема Северо-Байкальского антиклинория. Черное - гипербазиты. Крайний справа - массив Тюлькулем. Вверху - деталь юго-восточной части Итмурундинской зоны гипербазитов - массивы (слева направо) : Кентерлау и Итмурунды, Архарау, Южный. I - области развития офиолитов ; 2 - структурные линии; 3 - антиклинали ; 4 - синклинали ; 5 - элементы залегания слоистости.

ника и имеет согласные соотношения с вмещающими толщами итмурундинской свиты и с тектоническими структурами. Массив Архарау имеет на выходах форму неправильного четырехугольника, сложен верлитами и габброидами и залегает в ядре ему подобной купольной структуры, а слагающие ее толщи опилито-яшмового комплекса, силура и фамена, а также тектонические структуры в них следуют очертаниям массива, оконтуривают его, сохраняя преимущественно вертикальное падение. "Южный" массив вытянут вкрест простирания Итмурундинской ветви, залегает в ядре соизмеримой и подобной антиклинали, в вмещающие толщи итмурундинской свиты, плавно следуя его контактам, оконтуривают массив, падая субвертикально. Контакты массивов извилистые, с апофизами серпентинитов, обнажающихся из-под разновозрастных толщ. Вблизи массивов нередки небольшие тела серпентинитов, ориентированные согласно с прилегающим контактом массива. Массив Чулкымын трассирует ядро подобной антиклинальной структуры, в толщи опилито-яшмового комплекса, силура, девона и карбона вблизи массива испытали его ориентирующее влияние, но выражено оно в разновозрастных толщах по-разному. Толщи итмурундинской свиты повторяют очертания массива, толщи кудлова подчинены его очертаниям. Тюлькулемский массив обнажается в форме асимметричной линзы в ядре подобной антиклинали, а толщи девона, карбона, силура, итмурундинской свиты вблизи него следуют его очертаниям, часто повторяют изгибы его контактов, падают вертикально или весьма круто.

Тюретайская зона гипербазитов трассирует ядерную часть антиклинальной структуры, слагающие ее толщи от рифея - кембрия? вплоть до карбона оконтуривают зону. Гипербазитовые тела залегают в ядрах подобных антиклиналей.

Шоинтасская зона гипербазитов трассирует ядерную часть подобной ей антиклинальной структуры. В северо-западной части зона раздваивается, а преимущественно вмещающие толщи силура следуют простираниям ее ветвей, огибают их, повторяя очертания зоны в плане, падают вертикально.

Каким же образом тела и зоны гипербазитов, а по существу серпентинитов, обладающих низкой вязкостью, формировали во вмещаю-

щих толщах подобные своей морфологии антиклинальные структуры? Эти структуры явились следствием протрузий гипербазитов и их воздействия на вмещающие толщи в объеме каждого структурного горизонта, в результате чего эти толщи подверглись значительным деформациям уже в начальные стадии диагенеза. В чем же причина подъема гипербазитов? Возможной причиной подъема гипербазитов является их выжимание при оплющивании гипербазитовых тел в фазы тектонических деформаций. Выжатые серпентиниты под действием перекрывающих толщ и собственного веса, вероятно, частично растекались и формировали в объеме осадочного чехла СБА древовидную морфологию гипербазитовых тел. Выполненные эксперименты подтвердили это. Таким образом, гипербазиты СБА связаны с глубинными разломами, а протрузивная деятельность и воздействие (наподобие мягкого штампа) на все вновь и вновь образованные горизонты приводят к формированию антиклинальных структур.

Интенсивная деформация пород вблизи протрузий гипербазитов и в зонах глубинных разломов определили неоднородность деформаций осадочного чехла СБА (рис.3). Она выражается в затухании дислоцированности пород по мере удаления от гипербазитов и глубинных разломов. Вблизи них породы, независимо от возраста, смяты в предельно сжатые складки с интенсивным кливажом и другими признаками высоких степеней деформации пород (Пталаха, 1973). По мере удаления от гипербазитов и глубинных разломов деформация пород ослабевает, складки в отложениях ордовика – перми становятся все более пологими и неупорядоченными, вплоть до брахиформных и грубоизометричных складок без кливажа в породах силура – перми.

Так, вдали от Итмурундинской зоны гипербазитов (к юго-западу) складки в колдарской свите, фамена и турне грубоизометричные с наклоном крыльев 20-25^0 и без кливажа – стадия (ст.) I. По мере приближения к гипербазитам складки становятся все более сжатыми, появляются ортогональная трещиноватость и кливаж в алевролитах (ст.II), затем в песчаниках и структуры пересечения кливажа со слоистостью (ст.III). Вблизи гипербазитов складки предельно сжаты, кливаж сквозной, характерна линейность (ст.IУ).

Толщи карагаралинской свиты, обрамляющие северо-западное

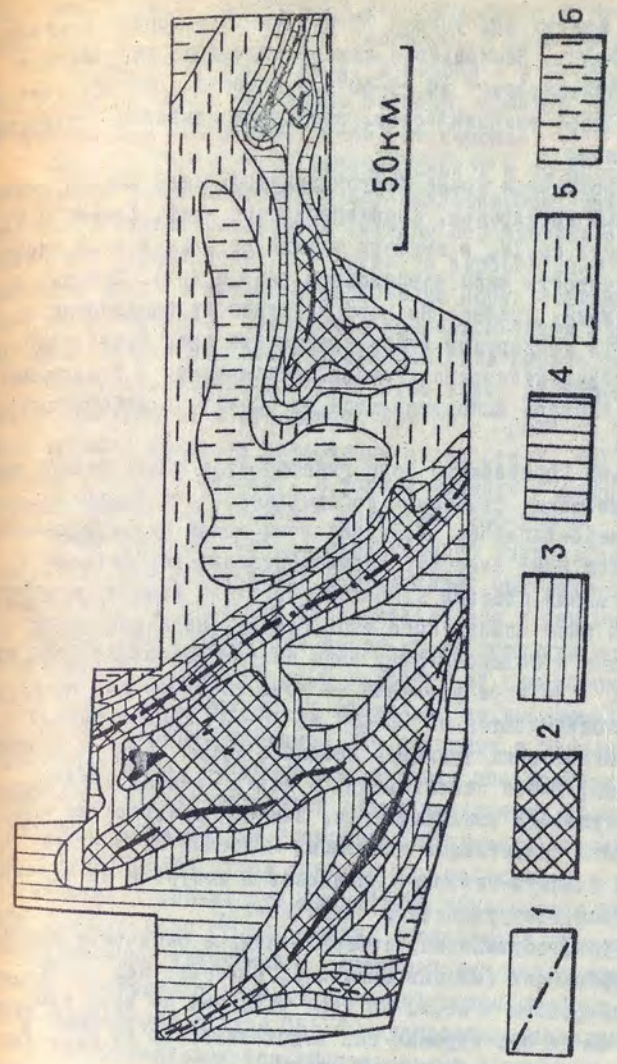


Рис.3 Схема деформационной зональности Северо-Балхашского антиклинория. Черное – гипербазиты. I – Глубокие разломы. Области : 2 – весьма интенсивной (ст.У), 3 – интенсивной (ст. IУ), 4 – средней (ст.III), 5 – слабой (ст.II), 6 – весьма слабой (ст.I) дислоцированности пород.

окончание зоны, падают под углами 75-85° на СВ и поражены сквозным слоевым кливажом. Несколько к северо-западу периклинальное падение толщ выполаживается до 25-30°, в область развития слоевого кливажа, сужаясь, выклинивается, замещаясь кливажом "итмурундинского" простирания.

На северо-восточном крыле Итмурундинской ветви вблизи гипербазитов отложения колдарской, карнаралинской свит, фамена и турне дислоцированы в ст.IУ, в лудлове в зоне до 2 км в ст.У (продольные и складчатости жилы альпийского типа и др.). Складки в них предельно сжаты, прямые. По мере удаления от гипербазитов дислоцированность колдарской и карнаралинской свит ослабевает до ст. I-II, складки становятся грубоизометричными. В отложениях лудлова крылья складок выполаживаются до 40-45°, а деформация падает до ст.Ш.

Относительно Тюретайской зоны гипербазитов в отложениях ордовика - карбона также отчетлива деформационная зональность. Обрамляющие северо-западное окончание зоны толщи итмурундинской и джаманшурукской свит залегают преимущественно вертикально и поражены интенсивным слоевым кливажом. Согласно кливажу ориентированы будины и жилы альпийского типа (ст.У). Периклинальное падение следующих к северо-западу толщ силура выполаживается от 80-85° до 60-70°. По мере удаления от зоны гипербазитов по ее простиранию выполаживаются от 50-60° до 30-40° крылья поперечных складок в отложениях лудлова, девона и турне. Кливаж слоевой, вначале сквозной, затем селективный. К северо-западу область его развития, сужаясь, выклинивается, замещаясь согласным с простиранием зоны селективным кливажом. Подобным же образом ведут себя толщи спилито-яшмового комплекса и силура и на юго-восточном погружении Итмурундинской антиклинали.

Толщи силура, обрамляющие северо-западное окончание Шоинтасской зоны гипербазитов (массив Шоинтас), залегают под углами 80-85° и деформированы в ст.У. По мере удаления от зоны как вкрест, так и по ее простиранию они выполаживаются до 60°, а затем 50°, их деформация падает до ст.Ш.

Толщи силура-карбона вблизи массива Чульнышн сняты в

складки различных размеров с падением крыльев 70-85° и поражены интенсивным субвертикальным кливажом. В зоне до I,0-I,5 км силур и девон дислоцированы в ст.У, а карбон - в ст.IУ. В толщах силура, огибающих западное окончание массива, слоевой кливаж падает, как и слоистость, под углами 70-85° от массива.

По мере удаления от массива вкрест и по простиранию складки становятся более пологими и неупорядоченными, вплоть до брахиформных и грубоизометричных складок без кливажа с падением крыльев в породах силура - среднего карбона 20-25°. Структурные элементы высоких степеней деформации пород сменяются элементами низких, обеспечивая отчетливый концентрический характер деформационной зональности относительно массива гипербазитов.

Относительно массива Тюлькулем также картируется деформационная зональность в отложениях силура - среднего карбона. Однако зоны высоких степеней деформации пород (ст.У, УI) здесь узкие, средних (ст.Ш) - широкие. В толщах нижнего - среднего девона максимальная ширина обстановки У достигает 200-250 м.

Таким образом, методы структурного анализа позволили выявить деформационную зональность в отложениях ордовика-перми, носящую концентрический характер относительно зон и тел гипербазитов СБА, его офиолитового ядра. Эта зональность выражена ослаблением дислоцированности пород по мере удаления от гипербазитов и обязана распирающему воздействию их протрузий на вмещающие толщи.

Таким образом, офиолиты СБА залегают в основании колонны осадков палеозоя. На обозримом отрезке геологической истории офиолитовый массив испытывал режим восходящих движений и вряд ли покрывался морем сплошь (островной характер), о чем свидетельствует установленная путем специальных исследований тектоническая зональность. Устойчивость фациальной зональности терригенных пород относительно гипербазитов, особенности вмещающих структур, а также наличие связанной с гипербазитами деформационной зональности в сочетании с вертикальным ее стилем говорят о том, что подъем офиолитового ядра СБА стимулировался протрузивным выдавливанием гипербазитовых тел. Импульсивный характер протрузий гипербазитов, регулируемый выходящими за пределы региона причинами,

сопровождался формированием антиклинальных структур во вмещающих толщах (перфоантиклинали). Есть основания думать, что офиолиты СБА не испытывали шарьирования, по крайней мере в палеозое.

Рассматриваемые в значительном вертикальном диапазоне гипербазитовые тела, вероятно, имеют древовидный облик : мощный крутопадающий отвол, связанный с мантийными расколами, сопровождается мелкими протрузивно-инъективными внедрениями вдоль поверхностей угловых несогласий.

В геодинамическом плане СБА представляет миниатюрную выклинивающуюся к северо-западу зону спрединга, нарушившую сплошность Белхашского массива раннедокембрийской консолидации. Глубина моря в зоне спрединга была незначительной, о чем свидетельствует обилие перемывов и терригенных осадков в спилито-яшмовом комплексе. В современном виде СБА - фрагмент палеозойской первичной геосинклинали, сминавшейся в складки на протяжении всего палеозоя. Закономерности площадного развития степени дислоцированности толщ степени таковы, что, исключая спилито-яшмовый комплекс (данные по которому отрывочны), дислокационные процессы во всех прочих толщах вполне объяснимы диапировым протрудирующим воздействием гипербазитов, о чем свидетельствует ограниченность латеральных сжатий.

А.Б.Бекиров

МЕТАМОРФИЗМ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Любая формация осадочного или магматического происхождения отражает в себе тектонические условия времени накопления осадков или внедрения и излияния магм. Обычно это время оказывается очень небольшим по сравнению с тем, в течение которого они испытывают наложенные преобразования и действуют как составная часть земной коры. Эти последующие изменения и отображаются в

явлениях метаморфизма. Возникает вопрос : может ли метаморфизм пород отразить характер тектонических движений времени своего проявления? Большинство исследователей приходят к заключению о том, что метаморфизм и тектоника тесно связаны взаимодействуют между собой, взаимно обуславливают друг друга. Относительно конкретного механизма такой связи существуют три группы точек зрения.

Первая группа исследователей утверждает, что метаморфизм пород связан с участками погружения земной коры. По их представлениям метаморфизм протекает на большой глубине в ранней геосинклинальной стадии тектонического цикла, до или о д н о в р е м е н н о с проявлениями складкообразовательных движений (Дж.Холл, Д.Дана, М.Бертран, П.Термье, Э.Ог, У.Грубенманн, П.Ниггли, В.И.Попов, Н.Г.Судовиков и др.).

Вторая группа исследователей считает, что метаморфизм связан с участками поднятия, проявляется во второй орогенной стадии тектонического цикла, протекает одновременно или позже складкообразовательных движений (Г.Штилле, Г.Г.Рид, Ф.Тернер, Дж.Ферхуген, В.В.Белоусов, Н.П.Сидоренко, Ж.Обуэн, Ж.Гогель, М.С.Дюфур и др.).

В последние 20 лет многие исследователи пришли к выводу, что существует как метаморфизм погружения, так и метаморфизм поднятия. Эта точка зрения намечена в работах В.А.Николаева на материале Средней Азии и особенно широко распространилась в последние 10-15 лет (В.С.Соболев, А.Миясиро, А.А.Маракушев, Б.А.Хорева, Г.Винклер, В.Е.Хаин, Н.Л.Добрецов, К.О.Кратц, В.Глебовицкий и др.). Если ранее метаморфизм представлялся как однообразное, качественно единое явление, и различие метаморфизма воспринималось как различие в разной степени изменений, в разной полноте физико-химических процессов, т.е. как количественное различие, то в настоящее время все яснее и яснее становится, что метаморфизм представляет собой качественно многообразное, многотипное явление, разные типы метаморфизма проявляются при различных тектонических ситуациях и поэтому они могут охарактеризовать тектонические условия времени своего проявления.

Цель наших исследований – установить эмпирические закономерности связи определенных типов метаморфизма с отдельными стадиями тектонического цикла и приуроченности их к определенным структурам. Проанализировав материалы по Тянь-Шаню, мы получили следующие данные.

Варисцийский тектонический цикл в геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня и Срединном Тянь-Шане состоит из пяти этапов метаморфизма. В силуре проявился метаморфизм главным образом в пренит-пумпеллиитовой фации. Породы характеризуются отсутствием синметаморфической деформации пород. Они слагают в основном центральные части эвгеосинклинальных зон. В отложениях верхнего силура-девона встречаются обломки пород с пумпеллиитом и пренитом (в районе Сары-Телаа). Позже в краевых частях эвгеосинклинальных зон проявился метаморфизм глаукофан-сланцевой и зеленосланцевой фаций, охватывающий отложения верхнего силура – раннего девона (хр.Атбаши). В отложениях намюрского яруса нижнего карбона встречаются обломки этих метаморфических пород (г.Кетран-Тоо, Кансая полоса). Имеются даты радиологического возраста 370-390 млн.лет. Метаморфизм носит синкинематический характер. Эти данные позволяют считать, что второй этап метаморфизма варисцийского тектонического цикла связан с предживетскими складчатыми движениями, которые в пределах Тянь-Шаня проявились особенно отчетливо. Третий этап метаморфизма проявился в фации зеленых сланцев. Метаморфизму подвержены толщи среднего-верхнего девона – низов нижнего карбона (турне), которые перекрываются неметаморфизованными отложениями верхов нижнего карбона (верхнего виве – намюра). Эти три этапа метаморфизма протекали в геосинклинальных условиях до появления варисцийского гранитного магматизма и характеризовались низкими градиентами температуры. Четвертый этап метаморфизма проявился в среднем – верхнем карбоне – ранней перми. Он представлен андалузит-силлиманитовой фациальной серией и местами переходной между андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой. Метаморфические комплексы характеризуются резко зональным строением, что свидетельствует о высоком температурном градиенте. Метаморфизм обладает свойствами синскладчатости и

сопровождался гранитным магматизмом. Пятый этап метаморфизма проявился в поздней перми – раннем триасе и выразился в образовании гидротермалитов и метасоматитов, с которыми связано большинство эндогенных месторождений варисцид Тянь-Шаня. Два последних этапа метаморфизма проявились в орогенной обстановке.

В каледонском тектоническом цикле в пределах Северного и Срединного Тянь-Шаня выделяются так же пять этапов метаморфизма. Наиболее ранний протекал в раннем кембрии и приурочен к центральной части эвгеосинклинальных зон. Продукты метаморфизма представлены породами пренит-пумпеллиитовой и местами эпидот-амфиболитовой фаций. Метаморфизм не сопровождался деформацией пород. Второй этап метаморфизма проявился вдоль крупных региональных разломов, выразился в образовании пород фации зеленых сланцев. Он обладает свойствами синскладчатости. Обломки этих метаморфических пород встречаются в толщах среднего-верхнего кембрия – нижнего ордовика (?). Третий этап метаморфизма выразился в фации зеленых сланцев и обладает чертами синскладчатости. Он приурочен к зонам региональных разломов. Эти три этапа метаморфизма протекали в геосинклинальных условиях. Четвертый этап метаморфизма затрагивает толщи верхнего ордовика – нижнего силура, а их обломки встречены в составе толщ верхнего силура-девона. Он выражен в формировании синскладчатых комплексов андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сопровождающихся гранитным магматизмом. Пятый этап метаморфизма выражен в образовании гидротермалитов и метасоматитов главным образом девонского возраста. Четвертый и пятый этапы метаморфизма протекали в орогенных условиях.

На основании этих данных и анализа литературного материала мы попытались типизировать метаморфические комплексы и выяснить тектонические условия проявления метаморфизма каждого типа. Основной целью была "привязка" метаморфизма к реперным геологическим явлениям в тектоническом цикле. Метаморфические комплексы группировались по отношению к гранитному магматизму и по отношению к складчатости. Далее они подразделялись по величине давления (Бакиров, 1978).

Метаморфические комплексы одного тектонического цикла взяты

в качестве группы. По отношению к гранитному магматизму выделяются догранитные (а) и гранитные (б) подгруппы. Каждая из подгрупп по отношению к складчатости подразделяется на два класса : I – продукты статического метаморфизма и П – продукты синскладчатого метаморфизма. Всего в группе четыре класса метаморфических комплексов. Приведем их обобщенную характеристику в порядке последовательности формирования в течение тектонического цикла (таблица).

Класс а–I метаморфических комплексов является наиболее ранним, характеризуется хорошей сохранностью дометаморфических структур и текстур пород. Широко развиты структуры выполнения трещин и пор. Метаморфизм не сопровождался складкообразовательными деформациями, обычно приурочивается к спилито-диабазовым и кремнисто-граувакковым формациям. Он протекал в статической обстановке, до проявления складчатости, в условиях погружения, когда кора отличалась хорошей проницаемостью и находилась в состоянии тангенциального растяжения. Этот класс метаморфических комплексов мы назвали раннегеосинклинальным (Бакиров, 1971, 1978). По характеристике он сходен с продуктами метаморфизма срединно-океанических хребтов или метаморфизма океанического дна (Миясиро, 1976).

Класс а–П метаморфических комплексов накладывается на первый, появляется позже его, характеризуется резко выраженной сланцеватой и плитчатой текстурой пород. Толщи смяты в изоклинальные, часто сильно пережатые сложные складки с широким развитием структуры будинаж. Этот класс метаморфических комплексов обычно приурочивается к крупным тектоническим швам. Характер сопровождающих структур свидетельствует о том, что возникновение их связано с условиями тангенциального сжатия коры. Известно, что такая обстановка характеризуется скучиванием масс, которое на поверхности выражается в поднятии этого участка. Отсюда вытекает, что метаморфические комплексы второго класса возникают в условиях смены погружения поднятием. Однако в это время нет гранитной магмы и сохраняется геосинклинальная обстановка. Тектонические условия соответствуют предорогенной стадии тектонического цикла, по В.Е.Хаину, о чем свидетельствует и временное

соотношение с геологическими формациями. Этот класс метаморфических комплексов мы назвали предорогенным. Он приурочивается к краевым частям геосинклинальных областей. По величине давления здесь выделяются две фациальные серии : I) низких и умеренных и 2) высоких давлений.

Для эвгеосинклинальных зон вариацид Южного Тянь-Шаня, с которыми связан глаукофансланцевый метаморфизм, характерны следующие черты : I) океанический тип разреза (гипербазит-габбро-спилиты или базальты-кремни-осадочные толщи) ; 2) отсутствие или сильное редуцирование "гранитного"слоя ; 3) широкое развитие чешуйчато-надвиговых структур и шарьяжей, свидетельствующих о значительном сокращении ширины зон ; 4) развитие в краевых частях серпентинитового меланжа, совпадающего в пространстве и, возможно, во времени с глаукофансланцевым метаморфизмом ; 5) пространственное совпадение поясов серпентинитового меланжа и глаукофансланцевого метаморфизма с глубинными разломами, которые по сейсмическим данным даже в настоящее время смещают поверхность Мохоровичича.

С учетом данных по Тихоокеанскому обрамлению и альпидам Средиземноморья все эти признаки свидетельствуют о существовании древних океанов на ранней стадии вариацийского тектонического цикла на месте эвгеосинклиналей Южного Тянь-Шаня, которые затем подвержены закрытию в процессе многократного тангенциального перемещения литосферных плит, а так же о наличии древних зон Беньоффа, которые контролировали проявление глаукофансланцевого метаморфизма.

Каледонские эвгеосинклинальные зоны Северного Тянь-Шаня, в пределах которого нет глаукофансланцевого метаморфизма, а имеется только зеленосланцевый, характеризуются следующими особенностями : I) наряду с основным вулканизмом большая роль принадлежит андезитам, слабо развиты гипербазиты ; 2) нормально развит "гранитный" слой коры ; 3) отсутствуют крупные надвиги, шарьяжи[x]), серпентинитовый меланж, глаукофансланцевый метаморфизм ; 4) по

x) Возможно, это положение в дальнейшем претерпит изменение.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Подгруппа	Класс	Фациальная серия	Набор фаций	Температура, T°C	Давление, P кбар
а. не связанные с гранитным магматизмом	I раннегеосинклинальные статического метаморфизма	1. Низких и умеренных давлений	Цеолитовая, пренит-пумпеллитовая		до 3-7(?)
		2. Высоких давлений	Лавсонит-глаукофановая, лавсонит-эльбитовая	до 250-350°	9-12
	II предорогенные олистостромового метаморфизма	3. Низких и умеренных давлений	Филлитовая, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая		
		4. Высоких давлений (жадеит-глаукофановая	Глаукофан-сланцевая, гранат-глаукофановая с эльпинотипными эклогитами. Переходят в зеленые сланцы и филлиты	до 400-450°	8-13 до 5-7
б. сопровождающиеся гранитным магматизмом	III раннеорогенные олистостромового метаморфизма	5. Низких и умеренных давлений (андалузит-силлиманитов)	Зеленых сланцев, эпидотовых амфиболитов, амфиболитов	до 550-800°	до 2-5
		6. Высоких давлений (дистен-силлиманитовая)	зеленосланцевая, дистен-сланцевая, дистен-гнейсовая		5-12
	IV позднеорогенные статического метаморфизма	Пока не расчленяется	Роговики, метасоматиты, гидротермалиты	от 50-800°	

ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Сопровождающий магматизм	Структурная позиция	Сопровождающие структуры	Примеры
Спилиты, диабазы, габбро, ультрабазиты (подкоровые массы)	Первичные эвгеосинклинали (талассогеосинклинали)	Грабены, (рифты?) сбросы, раздвиги	C_I - Кепинтеской зоны Сев. Т.Ш., S - Южный Т.Ш., C_I - ю.з.части Северного Памира
			В Средней Азии нет. PZ_3 - МZзап.часть Берегового хр.Калифорнии, Новая Зеландия, Юг Японских островов
	Зоны смятия глубинных разломов	Линейные складки, взбросы, надвиги, шарьяжи	С - О северной полосы Кеминской зоны, PZ_3 - Талассо-Каратауской зоны, C_I-Сев. Памира
Нет (?)	Границы первичных эвгеосинклиналей, глубинные надвиги		$S - D_I$ - Сев.Нуратау - Атбашинской полосы
Гранитоиды (мобилизаты самой коры)	Зоны глубинных разломов участки их сочленения, осевые части антиклинория	Линейные складки, надвиги, взбросы	Туркестанский, Рушанский, Текталикский комплексы
			Музкольский, Ванч-Язгулемский комплексы
Вулкано-плутонические формации (коровые и подкоровые массы)	Вулканические пояса, зоны трещиноватостей	Грабены дайковые пояса	PZ_3-Карамазара, Четнале, Юго-Западного Гиссара PZ_2-Заилийского хребта PZ_3-Ц. Казахстана

сейсмическим данным все они ограничены внутрикоровыми разломами; 5) между эвгеосинклинальными зонами существуют широкие поля угловатых жестких масс. Эти данные свидетельствуют о том, что эвгеосинклинали Северного Тянь-Шаня относятся к категории внутриконтинентальных рифтогенных образований. Океанические геосинклинали в это время, вероятно, находились к северу от оз.Балхаш, где широко развиты продукты кадеит-глаукофанового метаморфизма.

Таким образом, эвгеосинклинальные складчатые структуры, характеризующиеся проявлением глаукофаноланцевого метаморфизма, образовались за счет океанических структур, а эвгеосинклинальные складчатые структуры без глаукофаноланцевого метаморфизма - за счет внутриконтинентальных рифтогенных геосинклиналей. По-видимому, каледонские эвгеосинклинальные структуры Северного Тянь-Шаня отличаются от варисцийских структур Южного не только разным возрастом складчатости, но и, главным образом, принципиально иным строением и принадлежностью к разным генетическим типам. Вероятно, этим и обусловлено принципиальное различие металлогении этих областей.

Класс б-Ш метаморфических комплексов объединяет продукты андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов метаморфизма, характеризуется интенсивно развитой ланцеватостью и гнейсовидностью пород, приурочен к толщам, испытавшим наиболее сильную деформацию и складчатость. Для этого класса свойственна хорошо выраженная зональность метаморфизма, что свидетельствует о высоком температурном градиенте. Он пространственно связан с гранитными телами и сопровождается выплавлением гранитных магм. Эти комплексы локализуются в зонах глубинных разломов, в местах их сочленения и наиболее поднятых участках осевых частей антиклинориев, т.е. приурочиваются к местам максимально сильных деформаций. Структурно-текстурные особенности пород и тектоническая позиция этих комплексов свидетельствуют о том, что этот класс метаморфических комплексов в пространстве и во времени связан с участками сильнейшего тангенциального сжатия коры в орогенной обстановке.

Класс б-IУ метаморфических комплексов не является региональным преобразованием горных пород, а представляет локальные, очень рассеянные тела, отличается массивной текстурой пород и структурами замещения и выполнения пор и трещин. Метаморфизм протекал в условиях отсутствия складкообразовательных деформаций и хорошей проницаемости коры и толщ. Сюда входят разнообразные гидротермалиты, метасоматиты и узкие полосы контактовых роговиков. Пространственно этот класс метаморфических комплексов в основном приурочивается к вулкано-плутоническим депрессиям, дайковым поясам и зонам дробления ("разрыхления"). Он тесно связан с гранитным магматизмом и формируется главным образом в заключительную, позднеорогенную, стадию тектонического цикла.

Изложенный материал показывает, что соотношение тектоники и метаморфизма является более сложным, чем представлялось до сих пор. Метаморфические комплексы могут играть большую роль для выяснения палеотектонической обстановки определенного региона. Метаморфизм в складчатых поясах представляет собой длительный и многоэтапный процесс, а не приурочивается только к одной из стадий тектонического"цикла". Отдельные типы структур и стадии тектонического "цикла" характеризуются определенными типами метаморфических комплексов. В геосинклинальной обстановке формируются комплексы первого класса, в предорогенных условиях - второго, в раннеорогенной обстановке - третьего и в позднеорогенной - метаморфические комплексы четвертого классов. Следовательно, <u>так же как и магматические и осадочные формации, они являются показателями (индикаторами) специфической тектонической обстановки</u>.

Если сравнить масштабы проявления тектонических и метаморфических процессов, то вторые представляют собой локальное явление и приурочиваются к местам максимальных деформаций коры - к участкам наибольшей проницаемости, испытавшим тангенциальное растяжение или к поясам интенсивных тангенциальных сжатий. Метаморфические комплексы областей растяжения (а-I и б-IУ) отличаются наиболее слабой степенью метаморфизма. Метаморфические комплексы зон сжатия (а-П и б-Ш) характеризуются наиболее высокими степе-

нями метаморфизма и слагают вытянутые пояса. Таким образом, метаморфические комплексы являются показателями динамической обстановки времени их формирования.

Метаморфические комплексы первой группы (а) приурочиваются к местам (стадиям) отсутствия гранитного слоя, метаморфические комплексы второй подгруппы (б) – к участкам (стадиям) с полноразвитым гранитным слоем коры. Следовательно, они являются показателем "зрелости" земной коры и полноты развития тектонического "цикла".

Классы метаморфических комплексов образуют определенные вертикальный (возрастной) и латеральный ряды, следовательно, как и формационные ряды осадочных и магматических образований, они могут быть использованы в качестве определителя направления тектонических процессов.

В результате экспериментальных работ P–T условия метаморфических комплексов наиболее хорошо охарактеризованы количественными данными, имеются индекс-минералы и породы, являющиеся показателями определенного интервала давлений и температур. Эти особенности метаморфических комплексов могут быть использованы для определения относительной глубины и интенсивности тектонических движений, для количественной оценки действующих сил.

М.А.Гончаров, А.Г.Малюжинец, Н.С.Фролова

ГОРИЗОНТАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ КАК ВОЗМОЖНАЯ ПРИЧИНА СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ В РИФЕЙСКИХ ТОЛЩАХ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

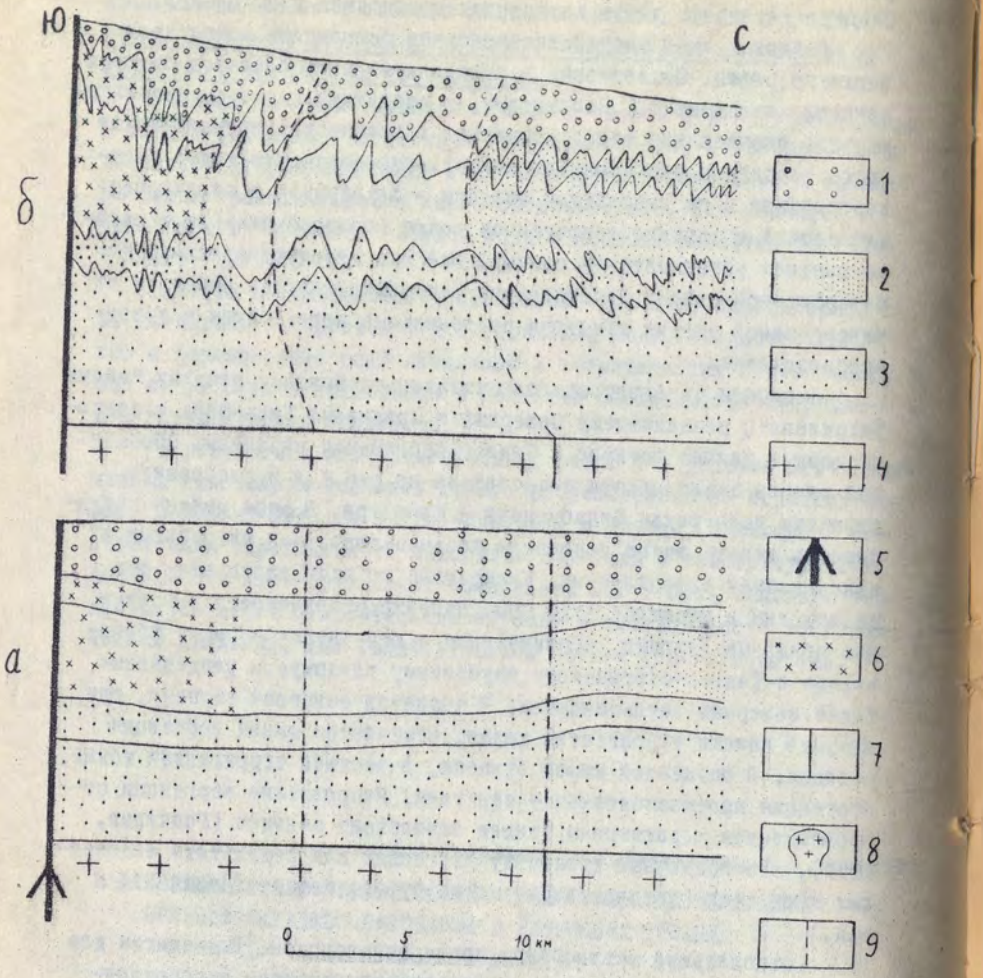
Исследование выполнено в лаборатории тектонофизики Геологического факультета МГУ. Полевые работы проводились в 1972 – 1978 гг. в западной части северного склона Таласского хребта. В них, кроме авторов, участвовал А.В.Вихерт. В данной работе

использованы его данные, а также материалы и консультации В.Г.Королева, А.Б.Бакирова, Ю.В.Жукова, В.В.Киселева и Р.А.Макеумовой. Экспериментальную часть исследований выполнял Ю.М.Горелов.

Регион сложен миогеосинклинальным флишоидным комплексом верхнего рифея. Составление и анализ детальных разрезов привели авторов, вслед за Ш.Ш.Сабдюшевым, к следующей схеме стратиграфического расчленения этого комплекса : нижняя терригенная толща (тагыртауская и сарыджонская свиты), известняковая толща (чаткарагайская и ее возрастные аналоги – бакаирская и карабуринская свиты) и верхняя терригенная толща (поотунбулакская и одновозрастная узунахматская свиты). Все они сформировались на доинверсионной стадии байкальского геосинклинального цикла, а на инверсионной стадии испытали региональный метаморфизм и складкообразование.

Линейная складчатость параллельна глубинному разлому "линии Николаева", разделяющему Северный и Срединный Тянь-Шань и совпадающему в данном регионе с Таласо-Ферганским разломом. Обобщенный разрез складчатости представлен на рис.I в и отображает строение междуречья Шильбилисай – Карабура. В этом районе складчатость меньше всего осложнена позднескладчатыми интрузиями и каледонскими деформациями. Конкретные разрезы вдоль этих рек составлены в масштабе I:I0 000. Зеркало складчатости образует две обширные ступени, ограниченные с юга антиклинорием, примыкающим к Таласо-Ферганскому глубинному разлому, и разделенные более северным антиклинорием. В поднятой северной ступени, где вскрыта нижняя терригенная толща, отмечается южная вергенция складок. В опущенной южной ступени, в верхней терригенной толще, вергенция противоположная – северная. Направление вергенции сопровождается характерным стилем асимметрии складок (Гончаров, I979), что исключает трактовку вергенции как результата наложенных процессов (позднескладчатых интрузий, новейших движений и т.п.).

Региональный метаморфизм пород неоднороден. Выделяются две зоны : метагенеза на севере и низкотемпературного зеленосланцевого метаморфизма на юге, вблизи глубинного разлома. Микро-



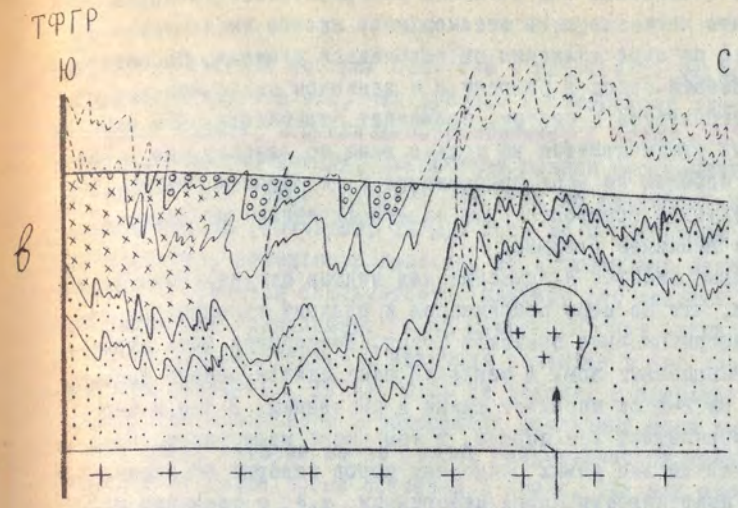


Рис.I Последовательные стадии метаморфогенного эдвективного складкообразования в рифейских толщах Таласского хребта, по М.А.Гончарову (1979). Толщи : I - верхняя терригенная ; 2 - известняковая, в северной части более терригенная ; 3 - нижняя терригенная ; 4 - кристаллический фундамент миогеосинклинали ; 5 - повышенный тепловой и флюидный поток в зоне Талассо-Ферганского глубинного разлома (ТФГР) в байкальском цикле ; 6 - часть известняковой толщи, в которой в результате повышенного метаморфизма известняки стали более текучими, чем терригенные породы ; 7 - разлом в фундаменте, контролировавший распределение осадочных фаций, местоположение северного антиклинория и внедрение аллохтонных гранитоидов (8) ; 9 - условные первично вертикальные линии - индикаторы горизонтальных перемещений и ориентировки осевых поверхностей складок в эдвектирующем комплексе (ср. с рис.2).

скопические наблюдения над степенью раскристаллизации пород показали, что интенсивность метаморфизма плавно уменьшается с юга на север по мере удаления от глубинного разлома. Сопоставление с положением пород в разрезе и с зеркалом складчатости, которое не погружается к северу, позволяет утверждать, что степень метаморфизма увеличивается не только вниз по разрезу, но в одновозрастных породах по мере приближения к глубинному разлому. Это свидетельствует о горизонтальной метаморфической зональности, связанной с влиянием разлома.

Детальные полевые наблюдения над малыми структурными формами показали, что по мере приближения к разлому закономерно изменяются деформационные свойства пород. Выделяются пять структурно-деформационных зон. В северной зоне кливаж развит только в сланцах. Во 2-й он поражает также и песчаники. В 3-й и 4-й зонах он пронизывает все породы, в том числе известняки. Появление кливажа во все новых разностях пород говорит об общем увеличении податливости пород деформации, т.е. о снижении их вязкости. В 3-й зоне кливаж образует в известняках больший угол со слоистостью, чем в чередующихся с ними сланцах. Этот эффект преломления кливажа в слоях разного состава известен давно. Можно сделать вывод, что в 3-й зоне известняки обладают большей вязкостью, чем сланцы. Но в 4-й зоне картина преломления обратная ; здесь менее вязкими были известняки. В 5-й зоне, примыкающей к глубинному разлому, появляются метаморфическая полосчатость и мелкая складчатость нескольких генераций как в типичных метаморфических комплексах. Здесь вязкость всех пород, а в особенности мраморизованных известняков, еще меньше, т.е. можно говорить о максимальной текучести пород в этой зоне. С первыми двумя зонами связаны преимущественно складки изгиба, в 3-й и 4-й зонах развиты складки скалывания. В 5-й зоне преобладает сложная складчатость течения, свойственная высоко метаморфизованным толщам.

Таким образом, по мере приближения к Талассо-Ферганскому глубинному разлому увеличивается степень метаморфизма и снижается вязкость пород. Тот факт, что в складчатой деформации участвуют

породы, вязкость которых понижена в результате метаморфизма, свидетельствует о том, что процесс метаморфизма начинается несколько раньше, чем складкообразование. К аналогичному, очень важному, на наш взгляд, заключению пришли исследователи из ИГГД АН СССР, имея более обширный материал по различным метаморфическим поясам (Гончаров, 1979). Если же метаморфизм слегка предшествует складкообразованию, то имеются все основания считать его причиной складчатости, однако, это следует подтвердить обоснованной концепцией. Такая концепция была предложена в 1969 г. В.В.Белоусовым и получила развитие в его последующих работах (Белоусов, 1976). Суть ее такова. В процессе прогрессивного регионального метаморфизма осадочных толщ выделяется много воды, которая из-за слабой гидравлической проницаемости пород длительное время остается в порах. Так как свободная поровая вода имеет больший объем, чем вода, связанная в решетке минералов, то столь же длительно породы оказываются разуплотненными и более легкими, чем перекрывающие их неметаморфизованные толщи. Это состояние механически неустойчиво. Нижние более легкие толщи стремятся "всплыть". Этот процесс В.В.Белоусов предложил именовать "адвекцией". Он во многом сходен с тепловой конвекцией. Неравномерность "всплывания" и обусловливает возникновение складчатости в слоистой толще.

В последние годы одним из авторов проводилось исследование по конкретизации названной концепции метаморфогенной адвекции на физико-математической основе (Гончаров, 1979). Выяснилось, что, проводя физическую аналогию с тепловой конвекцией, можно с помощью критерия Рэлея оценить некоторые параметры природных адвективных движений. Используя оценки объемных эффектов метаморфических реакций дегидратации (увеличение объема до 10-15%) и гидравлической проницаемости метаморфических пород (порядка 10^{-3} дарси), удалось оценить : 1) критическую вязкость толщ, ниже которой начинается адвекция - порядка 10^{21} пуаз. Имеющиеся в литературе оценки вязкости природных толщ разного состава не превышают названной цифры ; 2) характерное время "всплывания" нижней более легкой толщи - десятки миллионов лет. Эта цифра

сопоставима со средней продолжительностью инверсионной стадии в различных геосинклиналях ; 3) характерную скорость вертикальных движений - порядка 10^{-2} см/год. Эта оценка соответствует средней скорости колебательных движений земной коры в геосинклиналях.

Важными представляются новейшие результаты, полученные исследователями в области тепловой конвекции, происходящей в слое жидкости при подогреве снизу. Оказалось, что в надкритической области, т.е. при превышении критического числа Рэлея, возникает тепловая конвекция в форме линейно вытянутых конвективных валов. Если критическое значение превышается примерно на порядок, то процесс конвекции перестраивается и происходит в купольной форме. Поскольку одним из главных факторов является вертикальный температурный градиент, то напрашиваются прямые геологические аналогии. При низкоградиентном метаморфизме жадеит-глаукофанового типа, характерном для доинверсионной геосинклинальной стадии (по В.А.Глебовицкому и др.), адвекция и складкообразование отсутствуют. При среднеградиентном метаморфизме кианит-силлиманитового типа достигается критическое значение Рэлея и возникают линейные в плане адвективные движения и складчатость. При большем усилении теплового потока и переходе к высокоградиентному метаморфизму андалузит-силлиманитового типа увеличивается вероятность перехода к купольной форме адвекции, что и характерно для соответствующих метаморфических регионов.

Таким образом, концепция метаморфогенной адвекции реальна как физически, так и геологически. Создана она была для внесения вклада в решение давней проблемы геотектоники - проблемы складкообразования. Каковы же ее тектонические следствия?

Для ответа на этот вопрос было проведено как математическое, так и лабораторное моделирование (Гончаров, 1979). Тонкослоистые образцы эквивалентного с точки зрения теории физического подобия материала - сплава канифоли с машинным маслом - впервые в истории тектонофизики подогревались снизу. Это в первом приближении имитировало метаморфизм пород. В результате возникла линейная складчатая структура, в которой крупные поднятия - конвективные валы - имитируют природные антиклинории ; их осложняет мелкая складчатость.

Специфика Таласского региона - горизонтально-неоднородный метаморфизм с максимумом в зоне глубинного Таласо-Ферганского разлома - предопределила обращение к специальным разделам теории тепловой конвекции и к специальным экспериментам. Оказывается, что при неравномерном подогреве (в эксперименте - вдоль щели) возникает конвекция с резким преобладанием горизонтальных движений. Вертикальный подъем вещества над зоной подогрева вызывает более значительное компенсирующее горизонтальное течение вещества в нижней части модели и противоположный верхний центробежный поток. В результате возникает широкая складчатая зона с характерной вергенцией складок - в сторону оси прогрева в нижней части и в противоположную сторону - в верхней части (рис.2).

Это соответствует описанной выше складчатой структуре Таласского хребта. Возникновение и развитие этой структуры показано на рис.I. Максимальный горизонтальный поток в сторону зоны наибольшего прогрева и метаморфизма имел место в средней известняковой толще, которая вблизи этой зоны в результате метаморфизма стала наиболее текучей (см.выше), образовала глубинный диапир - Южный антиклинорий - с бакаирской свитой мраморов в ядре и обусловила южную вергенцию складок в нижней терригенной толще и северную вергенцию в верхней терригенной толще (рис.I,б). Что касается Северного антиклинория, то он возник несколько позже (рис.I,в). Это доказывается двумя фактами. Во-первых, его ось простирается субширотно в отличие от осложняющих его складок, которые, как было отмечено выше, параллельны Таласо-Ферганскому разлому и, по нашему мнению, оформировались раньше (рис.I,б). Во-вторых, к этому антиклинорию приурочены позднескладчатые интрузивные массивы, - Бабаханский и Кумыштагский, преобразовавшие вергенцию складок в веерообразную, однако, естественно, не привели к изменению стиля асимметрии складок, о котором говорилось выше.

В регионах с большими амплитудами горизонтального адвектив-

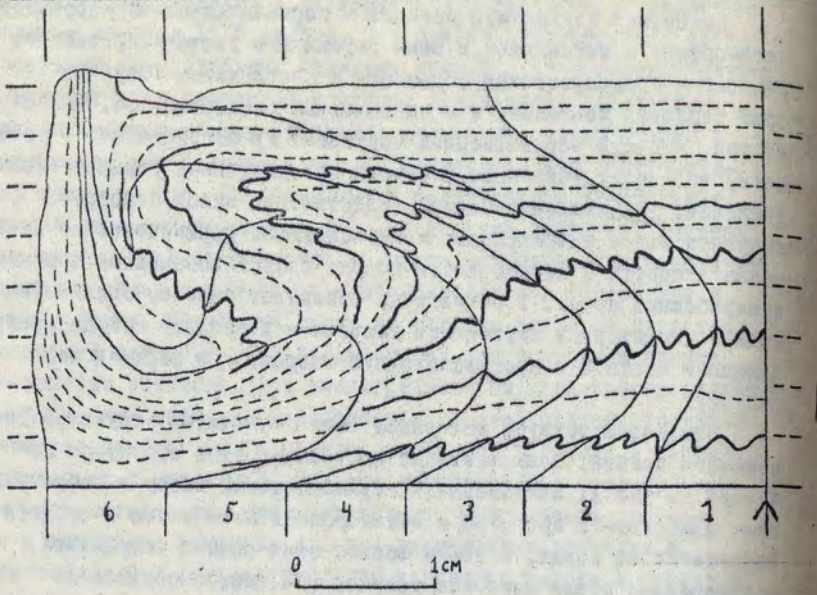


Рис.2 Особенности конвективных складчатых деформаций при неравномерном подогреве снизу, по М.А.Гончарову (1979). Показана реконструкция искажений первоначально прямоугольной сетки в левой половине модельного слоистого образца. Стрелкой обозначена зона максимального теплового потока. Жирные линии символизируют мелкую складчатость, формирующуюся в секциях, испытавших горизонтальное сжатие.

ного течения соответственно усиливается вергенция складок (Северо-западный Каратау, каледонский цикл) с переходом к надвигам (западный склон Южного Урала, герцинский цикл) и далее к шарьяжам (Западные Альпы, альпийский цикл, Гончаров, 1979).

Эти примеры и описанные выше результаты исследований в Таласском хребте Северного Тянь-Шаня свидетельствуют о геологической реальности концепции метаморфогенной адвекции, которая генетически связывает два главных процесса, происходящих на инверсионной стадии геосинклинального режима – региональный метаморфизм и складкообразование.

Н.С.Фролова

СТРУКТУРНО-ДЕФОРМАЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГОРИЗОНТАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В РИФЕЙСКИХ ТОЛЩАХ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

В западной части северного склона Таласского хребта на доинверсионной стадии байкальского геосинклинального цикла сформировалась мощная карбонатно-терригенная толща, на инверсионной стадии испытавшая региональный метаморфизм и интенсивное складкообразование. Складчатость общего смятия параллельна глубинному разлому "линии Николаева". Степень сжатости складок в среднем одинакова вкрест простирания структур, т.е. с севера на юг. Широкое распространение на площади одних и тех же свит верхнего рифея-серыджонской, чат-карагайской и постунбулакской позволяет сопоставлять между собой близкие по составу и строению породы. Первичный состав миогеосинклинального разреза – глины, известняки, песчаники и их промежуточные разности.

По степени вторичных преобразований в районе выделяется несколько зон. На севере – это зона серицито-глинистых сланцев и метапесчаников. Здесь почти полностью перекристаллизован гли-

нистый материал (изредка сохраняются его реликты). Типичная минеральная ассоциация : мелкочешуйчатый серицит или гидрослюда, хлорит, кварц. Для песчаников характерны структуры растворения под давлением, хорошая сохранность псаммитовых структур. На юге располагается зона филлитовидных сланцев и филлитов и бластопесчаников. Она разделяется на две подзоны. В южной из них глинистый материал перекристаллизован с образованием агрегата крупночешуйчатого серицита, хлорита, кварца, альбита. В песчаниках перекристаллизована также большая часть обломочных зерен. В северной подзоне наблюдается меньшая степень окристаллизации слюд, меньшая интенсивность бластеза и лучшая сохранность реликтов псаммитовых структур. Породы северной зоны можно отнести к стадии метагенеза. Породы южной зоны относятся к низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. Выделенные зоны примерно совпадают с установленными ранее Р.А.Мамаумовой (1965). В результате массовых микроскопических наблюдений над степенью раскристаллизации пород удалось более детально проследить за изменением степени начального метаморфизма вкрест простирания структур по мере удаления от Таласо-ферганского разлома. Степень метаморфизма плавно возрастает с севера на юг по направлению к разлому. Если сравнивать те же кривые с зеркалом складчатости, можно видеть, что более древние породы изменены несколько больше. С другой стороны, степень преобразования пород одной и той же свиты заметно увеличивается по мере приближения к Таласо-ферганскому разлому. Это позволяет говорить о горизонтальной зональности начального метаморфизма, обусловленной влиянием разлома.

Систематические наблюдения над кливажем и другими малыми структурными формами показали, что имеется зональность деформационных свойств пород, аналогичная метаморфической зональности. С севера на юг удалось выделить 5 структурно-деформационных зон. В I - й зоне кливаж отсутствует в известняках и компетентных слоях песчаников ; во 2-й - лишь в известняках. В этих зонах известняки имеют массивную текстуру и изометричную форму мелких зерен кальцита. В песчаниках наблюдается грубый кливаж. Сланцы расщепляются на тонкие пластины кливажа, микроскопически пред-

ставляющего собой параллельную ориентировку чешуйчатых минералов. В 3-й и 4-й зонах кливаж развит во всех породах. Но в 3-й зоне кливаж в известняках образует большие углы со слоистостью, чем сланцы, а в 4-й известняки и сланцы по характеру преломления кливажа как бы меняются местами. В этих зонах слои известняка поперечно разлинзованы, между линзами затекают сланцы. Вдоль линз ориентированы удлиненные зерна кальцита. Кливаж в песчаниках становится тонким. В сланцах он похож на кливаж предыдущих зон. Для 5-й, самой южной, зоны характерна мелкая сложная складчатость, часто 2-х или 3-х генераций, появляется метаморфическая полосчатость.

Рассматривая полученную зональность, можно сделать выводы об изменении вязкости горных пород или податливости их деформации.

I. Так как кливаж в породах возникает при достижении определенной величины деформации внутри слоя, то появление его во вое новых разностях пород при движении с севера на юг свидетельствует об общем увеличении податливости пород деформации, т.е. снижении их вязкости в этом направлении.

2. Доказано, что если кливаж преломляется в разных по составу слоях, то в более вязких из них он образует больший угол со слоистостью. Следовательно, в 3-й зоне более вязкими являются слои известняка. В 4-й зоне более вязкими являются уже сланцы. Сложная складчатость течения 5-й зоны обычно бывает свойственна значительно метаморфизованным толщам. Будинаж сланцевых прослоев внутри известняков говорит о том, что карбонатные породы являются менее вязкими.

Структурно-деформационную и метаморфическую зональность можно сопоставить между собой. I-я и 2-я структурно-деформационные зоны находятся в пределах зоны метагенеза, а 3-я, 4-я и 5-я в пределах низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. С приближением к Таласо-ферганскому разлому постепенно возрастает степень метаморфизма пород и податливость их деформации (т.е.снижается вязкость). Причем метаморфизм быстрее снижает вязкость известняков, так что в итоге они становятся менее ком-

петентными, чем сланцы. Все это и обуславливает закономерную смену одних структурно-деформационных зон другими.

Наблюдения над характером проявления малых структурных форм может помочь выявлению зональности начального метаморфизма.

А.Г.Малюжинец

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК В РИФЕЙСКИХ ТОЛЩАХ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА И СВЯЗЬ ЕГО С МЕТАМОРФИЗМОМ (ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)

В западной части Таласского хребта к северу от "линии Николаева" развита линейная складчатость с субталасскими простираниями. А.В.Вихертом, М.А.Гончаровым, Н.С.Фроловой и автором проводились многолетние тектонические исследования. Представления о характере разреза, крупной структуры и метаморфизма изложены в статье Гончарова, Малюжинца, Фроловой. Выделены две зоны с различными механизмами образования складок – изгиба и скалывания. Толщи северной зоны, смятые в складки изгиба, испытали метагенез. Складки скалывания развиты в южной зоне, претерпевшей низкотемпературный зеленосланцевый метаморфизм. Рассмотрим подробнее механизм складкообразования и его связь с метаморфизмом.

Механизм деформаций изучался преимущественно в разрезах вкрест простирания структур на примерах складок, целиком обозримых в обнажениях. Исследования сопровождались, помимо изучения вещественного состава пород, построением геологических профилей через хребет в целом преимущественно в м-бе I:I0000. Микродеформации изучались в ориентированных шлифах. В результате выявлен ряд морфологических особенностей складок и малых структурных форм, которые могут служить индикаторами процесса складчатой деформации. Это – сжатость складок ; удельное содержание

в разрезе слоев большей и меньшей вязкости ; мощности слоев, отнесенные к их длине в пределах складки ; деформационные изменения мощностей слоев в замках и на крыльях ; выраженность и ориентировки кливажа ; градиент смещений вдоль кливажа ; мулдион-структуры ; разлинзование ; внутрислоевые складки подчиненного порядка ; жилы, образованные волокнистыми зернами кальцита и кварца ; деформированные включения. Из последних работ известна парагенетическая связь складкообразования этими индикаторами, за исключением мулдион-структур, условия формирования которых обсуждаются ниже. Традиционные представления о роли остальных индикаторов подтверждаются в теоретических исследованиях автора.

Стефанссоном и Хадлстоном (1973) предложен метод построения теоретических моделей развития складок, основы которого в трактовке и с дополнениями автора сводятся к следующему. Сминаемая пачка слоев подвергается синхронному воздействию элементарных складкообразующих механизмов : I) изгиба (И) вязких слоев (маловязкие слои при этом приспосабливаются к деформациям вязких) ; 2) продольного сплющивания (СП), общего для всех слоев ; 3) скалывания (СК). Складки, возникшие при сочетании механизмов И и СП в дальнейшем именуются складками изгиба, а при сочетании всех трех элементарных механизмов – складками скалывания. Соотношения элементов механизма зависят от контраста вязкостей вязких и маловязких слоев и от слоистой и кливажной анизотропии этой пачки. При построении моделей сминаемые слои условно разбиваются на квадраты, деформации которых характеризуют развитие складки для разных стадий и структурного положения (крылья, замки).

Автором разработана кинематическая сетка, которая позволяет оценивать параметры произвольно деформируемого квадрата и вписанных в него линий, прототипами которых являются индикаторы деформации : кливаж, жилы, волокнистые зерна, включения. Характер деформирования двух пар квадратов (замок-крыло, вязкие-маловязкие слои) определяет тип модели развивающейся складки. Различия конкретных моделей зависят от исходных соотношений И, СП, СК и их изменений во времени. Всего было построено около тридцати

таких моделей. Морфологическое соответствие моделей и природных складок устанавливается с помощью перечисленных индикаторов деформации.

Из новых представлений, полученных при анализе теоретических моделей, остановимся на условиях образования кливажных мулион-структур, широко развитых в известняково-сланцевых чередованиях и связанных со складками скалывания. После возникновения кливажа в вязких слоях (известняках) начинается взаимное проскальзывание микролитонов, что увеличивает их обособленность и тенденцию к повороту как изолированных твердых тел. Допустимы две крайние ориентировки : либо они упорядочиваются параллельно осевым плоскостям насколько это возможно и линзы в этом случае окажутся притертыми друг к другу, либо развертываются в виде веера и при этом раздвигаются, а промежутки между ними заполняются маловязкими сланцами. Предпочтительный вариант определяется двумя противоборствующими тенденциями : I) нарастающее продольное сжатие вызывает их притертое положение - порода сохраняет кливажированный характер ; 2) внутрислоевое давление на крыльях приводит к инъекции сланцев в ослабленные разделы микролитонов, их развороту и формированию мулион-структур на крыльях, а вслед затем и в замках. Наличие мулион-структур, в свою очередь, как показывают наблюдения, способствует скольжению микролитонов и усиливает механизм СК-и, таким образом, они являются индикаторами этого механизма.

Сравнивая модели, построенные с помощью кинематической сетки, с природными складками, можно оценивать горизонтальное сокращение при складкообразовании (Мелюхинец, 1975), а также изучать процесс природного складкообразования.

Приведем некоторые примеры изучения механизма образования складок в известняково-сланцевых толщах.

I) Группа складок изгиба во 2-й зоне[x] (долина р.Карабуры).

x) Пять структурно-деформационных зон, выделенных по малым структурным формам автором совместно с М.А.Гончаровым и Н.С.Фроловой, описаны в совместной статье и подробнее в статье Н.С. Фроловой (наст. сб.).

Исследования в обнажениях и шлифах показали, что обычно более вязкие известняки лишены кливажа и деформировались путем развития в них многочисленных жилок. Небольшое в слоях известняка и значительное в маловязких сланцах увеличение мощностей в замках указывает на ведущую роль И и подчиненную роль СП. Такая деформационная обстановка возникает при больших контрастах вязкостей слоев и слабом метаморфизме. Локально в известняках в замках складок (по-видимому, на поздних стадиях) все же возникал слабовыраженный кливаж, эмбриональные мулион-структуры и аномальные для известняков раздувы мощностей (объект располагается вблизи границы с 3-й зоной). Видимо, в процессе деформации снижался контраст вязкостей известняков и сланцев при вероятном повышении метаморфизма.

2) Складки скалывания в 3-й зоне (долина р.Кашкасу). В вязких известняках развит прямой веерообразный кливаж (необходимая составляющая СП по Е.Н.Пателяхе составляет до 40%, а по нашим исследованиям - до 20% на начальной стадии). Участие элемента И подтверждается меньшими изменениями мощностей в известняках сравнительно со сланцами. СК фиксируется наличием мулион-структур и смещениями микрослоистости вдоль кливажа. Соотношения И, СП и СК не ясны, но, вероятно, элемент И постепенно сменялся СК. Контраст вязкостей известняков и сланцев с самого начала деформации, очевидно, был ниже, чем в первом примере, что характерно для более высокого метаморфизма.

3) Складка скалывания в 4-й зоне (долина р.Шильбили). Малые структурные формы, морфология и механизм сходны с предыдущим объектом. Отличия сводятся к двум особенностям : I) в известняках развит обратный веерообразный кливаж, а в сланцах - прямой (т.е. сланцы более вязкие, чем известняки) ; 2) изменения мощностей в известняках и сланцах почти одинаковы (т.е.мала роль И). Большая составляющая СК подтверждается значительным градиентом смещений по кливажу, которые обусловливают около половины амплитуды складки. Интересно, что наличие мулион-структур указывает, вопреки ориентировке кливажа, на большую вязкость известняков сравнительно со сланцами. Этого противоречия не будет,

если допустить, что более вязкие известняки становились пластичнее при возрастании метаморфизма. О прогрессирующем метаморфизме говорит и другой факт : сланцы значительно крупнее раскристаллизованы в промежутках между мулионами, чем в слоях. Вероятно, эти промежутки дольше оставались насыщенными водой, необходимой для продолжения метаморфических реакций.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

I. В известняково-сланцевых толщах Таласского хребта в северной зоне в условиях метагенеза преобладают складки изгиба, а в южной, испытавшей низкотемпературный зеленосланцевый метаморфизм, - складки скалывания.

2. Зональность механизмов складкообразования связана со свойством известняков снижать вязкость с повышением метаморфизма.

3. Зональные различия вязкостных отношений известняков и сланцев, а значит и различная метаморфическая обстановка существовали уже к началу складкообразования.

4. Разработанная кинематическая сетка применялась для моделирования процесса складкообразования.

5. Изучение развития природных складок, основанное на теоретическом моделировании, указывает на снижение вязкости известняков в процессе деформации, что может служить показателем прогрессивного метаморфизма.

УДК 551.24 : 550.3 (235.216+235.211), 551.311

ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

И.Х.Хамрабаев, Е.М.Бутовская, Д.Б.Джамалов, В.А.Пак, Х.И.Юсупходжаев

СООТНОШЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ГЛУБИННЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОФИЛЯМ ЧЕРЕЗ ТЯНЬ-ШАНЬ И ПАМИР

Глубинное строение восточной, южной и юго-восточной части Памира и зоны перехода от Памира к Южному Тянь-Шаню после основополагающих работ Г.А.Гамбурцева и его группы, проведенных в первой половине 50-х годов, почти не изучалось. Исключение составляют работы группы Н.К.Булина (ВСЕГЕИ). Поэтому на схемах глубинного строения региона было много "белых пятен" и они отличались малой детальностью и точностью.

В 1974 г. учеными Индии, Италии, СССР начаты работы по Памиро-Гималайскому проекту. Появилась возможность создания единой схемы строения коры и мантии Южного Тянь-Шаня, Памира и Гималаев, выяснения связей поверхностных и глубинных структур земной коры. Настоящая статья построена на основе результатов, полученных по профилям через Южный Тянь-Шань-Памир и Каракорум: Узген-(Ош)-Сарыташ-Каракуль-

Зоркуль-Пангапарбат-Атток и Ура-тюбе-Гарм-Кедайхумб-Хорог-Ишкашим. В 1974-1978 гг. по проекту были получены данные методами ГСЗ, КМПВ, геотермии, геохимии, неотектоники.

Для удобства изучения и сопоставления глубинных процессов нами принято условное разделение земной коры по вертикали на поверхностные и глубинные структуры. Под поверхностными структурами мы подразумеваем тектонические сооружения, слагаемые толщами горных пород, лежащими близ поверхности (до 5-10 км), и доступные изучению геологическими методами. В конкретном выражении это могут быть орогенические и геосинклинальные пояса, слагающие их антиклинории, синклинории, депрессии и глыбовые поднятия. Говоря о глубинных структурах земной коры, мы имеем в виду строение основных слоев земной коры и мантии, лежащих глубже 10 км, и недоступных непосредственному изучению геологическими методами.

В настоящее время для суждений о соотношениях поверхностных структур с глубинным строением материалов недостаточно. Результаты Памиро-Гималайского эксперимента позволяют такое сопоставление произвести лишь в узкой полосе, пролегающей вдоль упомянутых двух профилей. На большей части Гималаев, Каракорума, Гиндукуша и Памира проведено мало детальных геофизических исследований. Некоторые участки из-за трудной доступности в геологическом отношении также изучены слабо. Еще в 1964 г. один из ведущих исследователей Каракорума и Гиндукуша Ардито Дезио (Desio A., 1964) писал : "степень геологических познаний по трем горным территориям уменьшается в следующем порядке : Памир, Каракорум, Гиндукуш"и далее "Гиндукуш продолжает оставаться малоопределенным даже на географических картах" (с.201). Степень изученности, к сожалению, с тех пор изменилась не намного. Гималаи по своей геологической и геофизической изученности могли бы претендовать на второе место после Памира. По этим районам наши суждения о корреляциях поверхностных и глубинных структур носят самый общий и предположительный характер.

Более надежная детальная геофизическая информация о глубинном строении коры и мантии имеется по Срединному и Южному Тянь-

Шаню , относящимися к Урало-Тяньшаньскому геосинклинальному поясу. Мы начнем с рассмотрения этих областей.

В Срединном Тянь-Шане выделяются глыбово-складчатые сооружения Кураминской и Чаткальской подзоны. В Южном Тянь-Шане - Алай-Туркестанская, Зеравшано-Гиссарская, Байсунская подзоны и западные погружения Южно-Тяньшаньской подзоны в северной части Туранской низменности (Кызыл-Кумы и др.).

Кураминская и Байсунская подзоны М.А.Ахмеджановым, О.М.Борисовым и другими геологами считаются срединными массивами, а В.И.Поповым - ядерными зонами (1963). Срединный Тянь-Шань от Южного , а он от Памира отделены крупными межгорными депрессиями - Ферганской и Афгано-Таджикской. Они ограничены зонами глубинных разломов.

К этим депрессиям с запада примыкают менее крупные Кашкадарьинская, Сурхандарьинская впадины и Туранская плита (эпигерцинская платформа). Большинство этих депрессий заполнены мезокайнозойскими отложениями различного генезиса. Мощность варьирует от 2-3 до 11 км. На картах геофизических полей названным структурам соответствуют блоки земной коры, которые различаются по общей мощности земной коры и соотношениям слагающих ее слоев.

В соответствии с геолого-геофизической моделью строения земной коры, составленной Ф.Х.Зуннуновым, М.А.Ахмеджановым, О.М.Борисовым и Н.Х.Хамрабаевым ("Земная кора Узбекистана", 1974), в верхах мантии и в земной коре выделяются "коромантийная" смесь, "базальтовый", "гранитовый" и "осадочный" слои.

1. "Коромантийная" смесь. V_p = 7,4-7,6 км/сек. Обнаружена в самых низах коры, пока в ряде дискретных участков. Есть основания предполагать, что такая "смесь" существует на значительно больших территориях, чем это установлено в настоящее время.

2. "Базальтовый" слой. V_P = 6,7-7,2 км/сек, ρ = 2,8-3,1 г/см^3. Слой состоит из эклогитоподобных пород, габбро, гнейсов, гранулитов.

3. Гранитный слой. V_p = 6,0-6,7 км/сек, ρ =2,7 г/см^3. Делится на два подслоя : нижний, возможно, "диоритовый", V_p =6,5-6,7 км/сек ; верхний - "гранито-гнейсовый", V_p =6,0-6,4 км/сек.

В составе "диоритового" подслоя преобладают (по ксенолитам) кислые гранулиты, гиперстеновые и биотито-гранатовые гнейсы. "Гранито-гнейсовый" подслой представлен кристаллическими сланцами, гнейсами, гранито-гнейсами архей-нижнепротерозойского комплекса.

4. Осадочный слой сложен двумя подслоями : осадочно-вулканогенным метаморфическим комплексом рифей-палеозойского возраста и чехлов мезокайнозойских образований. В нижнем подслое V_P = 4,1-6,0 км/сек, в мезокайнозойских отложениях V_P = 1,8 - 4,5 км/сек, плотность их равна соответственно 1,8 и 2,8 г/см^3.

Кроме основных слоев, в коре отмечаются многочисленные волноводы с пониженными значениями скоростей волн V_P и особенно волн V_S, что свидетельствует о понижении модуля сдвига, μ, а значит о не вполне упругом состоянии пород. В верхней части разреза эти волноводы существуют в виде непротяженных рваных структур, формирующихся вследствие чешуйчатости границ раздела и мутности коры почти повсеместно. Мощность подслоев земной коры изменяется с северо-запада на юго-восток. Так, "диоритовый" подслой в Приташкентской и Ферганской депрессиях имеет мощность от 10 до 20 км, а в остальных районах она увеличивается от 15 до 25 км.

Мощность "гранито-гнейсового" подслоя на участках Туркестанского и Алайского хребтов равномерно увеличивается с запада на восток от 3-6 км до 15-20 км, а в районе Кураминских и Мальгузарских гор едва достигает 5-6 км. Относительно малые колебания мощностей (10-18 км) отмечаются в пределах Чаткальских и Нарынских гор, Ферганской и Приташкентской впадинах.

Мощность "осадочно-метаморфического" подслоя относительно равномерна для большей части территорий - 2-4 км (Туркестанский, Алайский хребты, Куршабская, Приташкентская впадины и Ферганская депрессия), а в районе Кураминских и Бабатагинских гор она составляет от 5 до 8 км.

При рассмотрении схем изомощностей осадочного, "осадочно-метаморфического" , "гранито-гнейсового" и "диоритового" подслоев было установлено наличие двух типов зон 1) линейновытянутых осей минимальных мощностей подслоев ; 2) мозаично расположенных

осей минимальных и максимальных мощностей подслоев. К первой зоне относятся Ферганская депрессия и частично западная часть Туркестанского хребта. Здесь оси изомощностей осадочного, "гранитного" и "базальтового" подслоев имеют северо-восточное простирание и постепенно воздымаются на ЮЗ. Зона ограничена с северо-запада Северо-Ферганским глубинным разломом, а с юго-востока - линеаментом северо-восточного простирания, прослеживающимся от Дарваза, через Центральную часть Алайского хребта и Нарынскую впадину. Линейная зона обладает повышенной сейсмической активностью. Здесь при примерно равном количестве очагов землетрясений К=13-17 классов на единицу площади количество выделенной энергии из общей суммы составляет около 70%.

К мозаичным зонам относятся Чаткало-Кураминские горы, Приташкентская впадина, а также восточная часть Алайского хребта и Алайская межгорная впадина. В Чаткало-Кураминском и Приташкентском регионах оси изомощностей осадочного и "гранито-гнейсового" подслоя имеют северо-восточное простирание, "осадочно-метаморфического" подслоя - почти субмеридиональное и, наконец, "диоритового" подслоя - северо-западное. В районе Алайской долины и восточной части Алайского хребта оси изомощностей этих подслоев простираются для мезокайнозойского чехла в широтном, "осадочно-метаморфического" - в северо-западном, "гранито-гнейсового" и "диоритового" подслоев - в северо-восточном направлениях.

Для Срединного и Южного Тянь-Шаня по материалам геолого-геоморфологического профиля Узген-Сарыташ-Каракуль сопоставление участков поднятий и опусканий за плейстоцен со схемами рельефа поверхности Мохоровичича, Конрада и подслоев земной коры показало, что они хорошо коррелируются только с кровлей "диоритового" подслоя. Так, область, погружающаяся в центральной части Ферганской депрессии и Алайской долины, совпадает с прогибом в рельефе "диоритового" подслоя, а поднятия в районах гор Намэздек, Алдыяр и хр.Кичик-Алая - с его выпуклостью.

Основной характерной чертой новейших и современных движений является их устойчивая вертикальная направленность с положитель-

ным знаком. При этом амплитуда перемещений блоков в областях поднятий в 2-3 раза превышает таковую в областях прогибов. В течение четвертичного времени суммарная амплитуда поднятий составляет на Памире более 5000 м, Алайском хребте - 2000 м, а в пределах ферганской депрессии - 500-700 м. Она находится в определенной связи со средней мощностью земной коры - 70 км, 60 км и 50 км соответственно. Таким образом, области с максимальными мощностями коры проявляют относительно повышенную тектоническую активность. К этому выводу независимо от нас пришли также индийские коллеги в отношении Гималаев (К.Л.Кейлз и др.).

По северным и южным окраинам ферганской депрессии установлен переходный от мантии к коре слой ("коромантийная" смесь). Этот слой в виде линзы мощностью 5-6 км (V_P = 7,4-7,6 км/сек) тяготеет к зонам Южно-ферганского и Северо-ферганского глубинных разломов. Этот факт нами рассматривается как признак наличия области расплавления, служащей источником магматических процессов, которые предположительно идут в настоящее время в недрах Ферганы (Хамрабаев, 1976). Экстремальные значения теплового потока и наличие термальных источников подтверждают это предположение. Этот переходный слой сложен эклогитами и эклогитоподобными породами, возникающими как из пород верхней мантии, так и низов коры.

В результате геолого-геофизических исследований удалось выявить по профилям Зоркуль-Каракуль-Узген и Ишкашим-Кандыхумб-Гарм-Коканд некоторые закономерности в строении земной коры в Памирском регионе. В частности земная кора Памира, как и в Южном Тянь-Шане, многослойно неоднородная и колеблется в мощности от 55 до 75 км.

Здесь почти на всей площади имеется комплекс высокоскоростных включений, кровли которых залегают на глубине 6-10 км; мощность их порядка 3-5 км. На территории Памира, ограниченной с севера Северо-Памирским, а с юга - Южно-Памирским разломами, отмечено значительное погружение поверхности Мохоровичича (65-70 км). В северной части Памира кровля "гранитного" слоя достигает

16-20 км, а для Южного Памира по сравнению с северным и центральной частями региона она приподнята значительно (8-12 км), граница М находится на уровне 60-63 км.

Центр погружения границы М приходится под районы хр.Сарыкол и Зулумарт (т.е. района оз.Каракуль), а погружения границы кровли "гранитного" слоя - между Алайской долиной и Алайским хребтом. Таким образом, оба эти погружения территориально близки друг к другу, но контуры их как бы несколько сдвинуты в плане. К западу от Северного Памира в Таджикской депрессии глубина границы М 40-45 км, граница кровли "гранитного" слоя 6-10 км.

Нет сомнения, что орогенические движения новейшего времени описываемой территории обязаны глубинным процессам. Данные о строении земной коры и верхней мантии, полученные в результате проведенных работ, изложены на всесоюзных и международных совещаниях по изучению строения земной коры и верхней мантии (1975-1977 гг.)

В свете полученных новых и известных ранее данных сделаем попытку набросать вероятную модель процесса новейшего горообразования.

Особенностью новейшего орогенеза (за 30 млн.лет) является независимость его от предистории и блоковый характер движений, расчленивших рассматриваемую территорию на крупные зоны поднятий и прогибов. Общий размах этих движений составил величину 5-12 км.

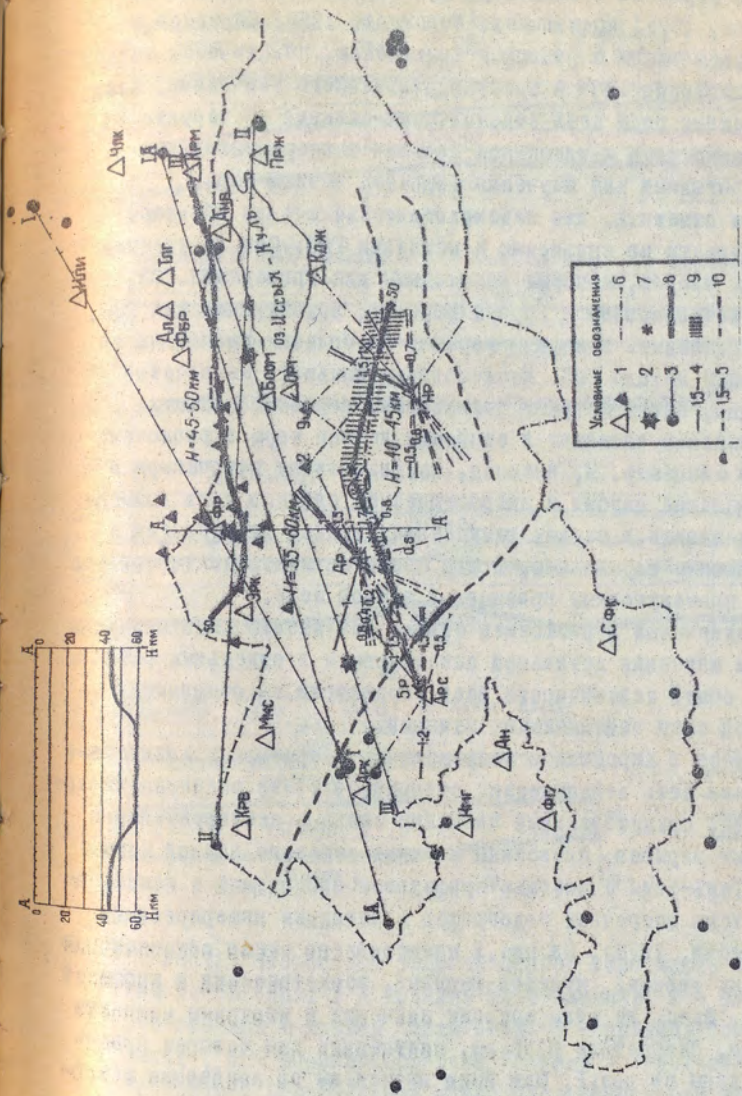
Как показывают результаты глубинных геофизических исследований, мощность земной коры находится в обратной зависимости от современного рельефа. Горным хребтам отвечают утолщения коры, впадинам - уменьшение ее мощности. Высочайшему горному узлу свойственны максимальные мощности земной коры и "базальтового" слоя. Этой закономерности подчиняется также и ферганская впадина, считавшаяся ранее в качестве примера с увеличенной толщиной коры. Данные сейсмических работ и, в особенности гравиметрических исследований, убеждают нас в том, что горной области, отмечаемой интенсивным минимумом силы тяжести, отвечает зона пониженной плотности в верхней мантии (астеносфера).

В верхней мантии можно выделить вертикальные области (каналы), отмечаемые в виде фокальной зоны глубокофокусных землетрясений и повышенных тепловых потоков. По совокупности геолого-геофизических данных события, которые, вероятно, протекали в позднетретичное время, продолжаются и сейчас. Источником орогенических движений в этой схеме является возбужденная астеносфера. Возникающие на ее поверхности диапиры встречают разбитые глубинными разломами глыбы литосферы и выталкивают их вверх. В результате возникают дифференцированные глыбово-складчатые движения земной коры. Это привело к созданию современных складчатых структур Памира и Тянь-Шаня, которые на глубине сопровождаются перераспределением вещества в "базальтовом" слое - отток его из депрессионных участков и нагнетанию в зоны поднятий. Авторы полагают, что внутримантийные дифференциаты поступают в земную кору по зонам повышенной проницаемости (каналам) и наращивают ее. Таковы представления о характере связи поверхностных структур с глубинными, что согласуется с идеями В.В.Белоусова о строении и развитии тектоносферы.

Т.М.Сабитова

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ

На общем фоне изученности глубинного строения земной коры Средней Азии территория Киргизии все еще остается "белым пятном". Основную информацию о залегании скоростных границ в земной коре, как известно, можно получить с помощью методов ГСЗ и сейсмологии. На основной части Киргизского Северного Тянь-Шаня и всей обширной территории Срединного Тянь-Шаня работы по ГСЗ вообще не проводились, профили ГСЗ проходят только на ограниченных участках Киргизии в Северном Тянь-Шане (Гамбурцев и др., 1957, Альтер и др., 1973). Существующие в настоящее время сейсмологи-


Условные обозначения
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
H=45-50км
H=35-40км
H=40-45км
H=10-15км
Чаж
Паж
Кыз
Ккж
Ккр
Ккс
Ан
Сфк
Ар
Ас
Ат
Ат
Ат

ческие схемы строения земной коры для киргизского Тянь-Шаня (Уломов, 1966, 1974; Кроетников, Нерсесов, 1969; Нерсесов и др., 1975) составлены с разной детальностью, практически только для границы Мохоровичича и требуют дальнейшего уточнения. Между тем за последние годы сеть сейсмических станций на территории Киргизии расширилась и накопился большой экспериментальный материал, пригодный для изучения строения земной коры.

Следует отметить, что сейсмологические методы обладают рядом преимуществ по сравнению с методами ГСЗ. Они не требуют тех огромных затрат, которые необходимы для проведения ГСЗ, могут быть использованы в горных районах, недоступных для ГСЗ, позволяют проследить волновую картину на больших удалениях от источника, чем методы ГСЗ. Исследование большого количества землетрясений, очаги которых расположены в разных районах, позволяет выявить аномалии в строении земной коры в различных азимутах на эпицентр. И, наконец, использование источников в большом диапазоне глубин и энергетических классов дает возможность прослеживать в первых вступлениях волны, относящиеся к разным глубинным горизонтам, и тем самым повысить достоверность сведений о промежуточных границах в земной коре.

Все излагаемые в настоящей статье результаты были получены попутно при изучении детальной сейсмичности в отдельных районах Киргизии и общей сейсмичности всей территории на основании существующей сети сейсмических станций.

Имеющаяся в Киргизии и сопредельных территориях Казахстана и Узбекистана сеть сейсмических станций, а также экспериментальный материал, предоставленный записями сильных землетрясений и промышленных взрывов, позволили изучить строение земной коры Северного Тянь-Шаня с помощью профильных наблюдений с использованием системы встречных годографов и методики интерпретации КМПВ (Сабитова, 1978). На рис.1 предоставлена схема расположения сейсмических станций, пунктов взрывов, землетрясений и профилей наблюдений. Здесь же даны средние значения и изолинии мощности земной коры. Скоростные разрезы, полученные для четырех профилей, приведены на рис.2. Они были вычислены на основании интер-

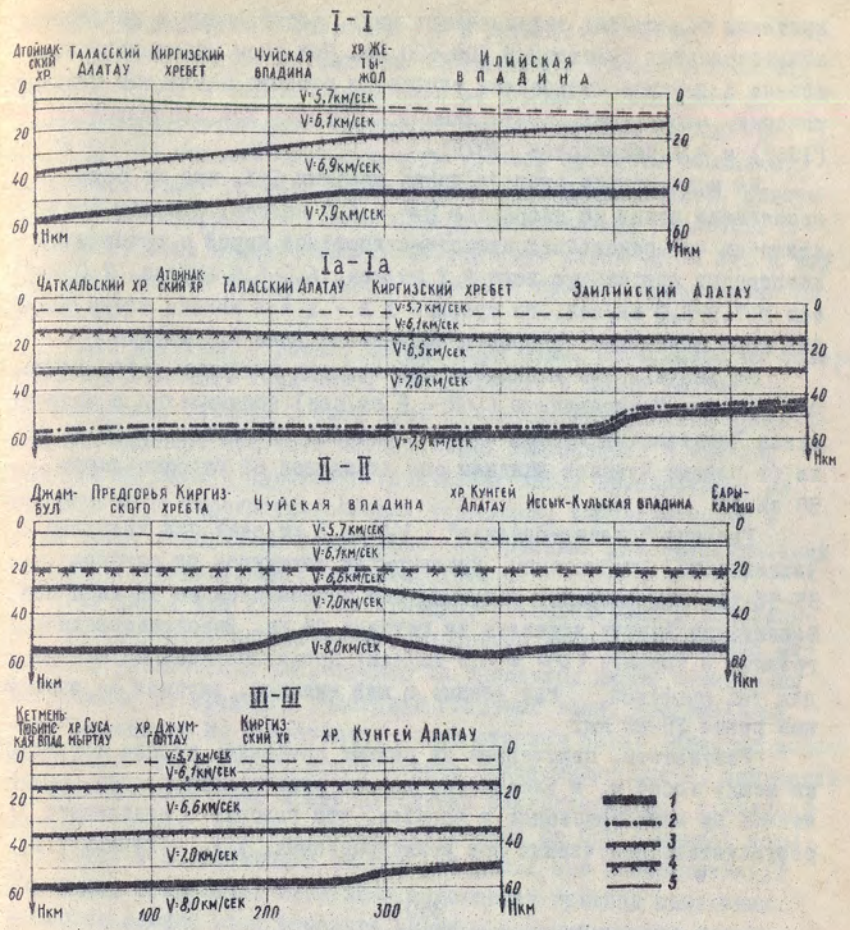


Рис.2 Скоростные разрезы земной коры вдоль четырех профилей наблюдений. I - граница Мохоровичича, 2 - высокоскоростная граница в нижней части коры, 3 - граница "гранит" - "базальт", 4 - высокоскоростная граница в "граните" , 5 - кровля "гранита". Вертикальные линии проведены через 100 км.

претации годографов сейсмических волн, построенных в диапазоне эпицентральных расстояний 100–600 км. При этом использовались данные о верхнем скоростном разрезе в районах детальных сейсмологических наблюдений, полученные В.П.Грином, Т.А.Лопатиной (1967) и З.А.Меджитовой (1975).

За исключением разреза вдоль профиля I–I, где не была прослежена волна со скоростью V_P = 6,5 км/сек, разрезы представлены четырехслойной слоисто-однородной корой с граничными скоростями продольных волн 6,1 км/сек, 6,5–6,6 км/сек, 7,0 км/сек и 7,9–8,0 км/сек. На профиле I А – I А в нижней части земной коры отмечалась скорость продольных волн 7,5 км/сек.

По результатам наблюдений на четырех профилях установлено, что граница Мохоровичича (V_P = 8 км/сек) поднимается в направлении Чаткальский хребет – юго-восточный Казахстан от 60 до 45 км (в районе Чуйской впадины она находится на глубине около 50 км.).

Граница "гранит–базальт" (V_P = 7 км/сек) под хребтами Чаткальским, Атойнакским, Суусамыр-Тоо находится на глубине 35–36 км, под Илийской впадиной она поднимается до 13 км и под Заилийским Алатау залегает на глубине 28 км. Высокоскоростная граница в граните (V_P = 6,5 км/сек) прослеживается не всегда – для тех профилей, где данные о ней имеются, глубина ее залегания равна 15–20 км.

Результаты, полученные на разных профилях, хорошо согласуются между собой и, в частности, хорошо согласуются данные, полученные по землетрясениям и взрывам, что говорит о надежности результатов, получаемых при землетрясениях, т.е. источниках с

заранее неизвестными координатами и временем в очаге.

По результатам профильных наблюдений с учетом отклонений времени пробега сейсмических волн на отдельных станциях от среднего годографа была построена схема мощности земной коры (рис.1). На большей протяженности удалось провести изопинию, соответствующую глубине залегания границы Мохоровичича, равную 50 км. Она приурочена к зоне Северо-Тяньшаньских разломов. К северу от этой линии мощность земной коры равна 45–50 км. К югу от нее и вплоть до Срединного Тянь-Шаня граница погружается до 55–60 км.

Для изучения строения земной коры зоны, переходной от Северного к Срединному Тянь-Шаню, расположение и малое количество сейсмических станций в этой зоне не позволили провести профильные наблюдения. Методика исследований заключалась в анализе отклонений времен пробега сейсмических волн, преломленных на границе М и зарегистрированных станциями, расположенными в этой зоне, от средних годографов, построенных для землетрясений из разных направлений (Сабитова, 1978).

На рис.1 для каждой из станций, расположенных в центральной части района исследований, изображен веер расходящихся отрезков, указывающих направления на эпицентр, цифры обозначают отклонения от среднего годографа головных волн, преломленных на поверхности М, в секундах, длина отрезка равна величине сейсмического сноса. Зону, ограниченную положениями точек, соответствующих положительным и отрицательным отклонениям для указанной группы станций, можно считать переходной от более мощной коры на севере к менее мощной на юге (на рис.1 она заштрихована). Очевидно, в пределах этой зоны существует граница изменения мощности земной коры (средняя линия в заштрихованной зоне). Из рис.1 видно, что выделенная зона проходит вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня – "линии Николаева", поэтому можно считать, что наблюдаемое изменение мощности земной коры приурочено к этой линии. Если это так, то "линии Николаева" соответствует глубинный разлом, уходящий в мантию. Для оценки величины мощности земной коры южнее "линии Николаева" был применен метод

сейсмических аномалий, предложенный В.И.Уломовым (1966), и было получено, что мощность земной коры для этого района равна 40-45 км.

Таким образом, при исследованиях строения земной коры в Северном и Срединном Тянь-Шане было выделено две основных зоны резкого изменения мощности земной коры, простирающихся в широтном направлении. Одна из них приурочена к системе Северо-Тянь-шаньских разломов, другая - к "линии Николаева". Если построить разрез земной коры вдоль линии АА, проходящей через меридиан г.Фрунзе, то в разрезе получится чаша-граница Мохоровичича от 45 км в краевых частях рассматриваемого профиля прогибается до глубин около 60 км в центральной его части.

Исследования поведения границы Мохоровичича вдоль "линии Николаева" к западу от оконтуренной зоны показали, что такого резкого изменения мощности земной коры, как обнаружено в указанной зоне, здесь не отмечается. На участке сочленения "линии Николаева" с Ферганским хребтом перепад мощности земной коры, если и существует, то незначительный. Далее вдоль Талассо-Ферганского разлома до района Токтогульского водохранилища на основании отсутствия отклонений времен пробега сейсмических волн, преломленных на поверхности М, на записях близлежащих к разлому станций, было установлено, что изменения мощности земной коры, обусловленного Талассо-Ферганским разломом, не наблюдается, - она равна 55-60 км как к западу, так и к востоку от него.

На фоне основных закономерностей в глубинном строении для ряда районов Северного и Срединного Тянь-Шаня выделены локальные неоднородности в земной коре. Так, в частности, обнаружено резкое увеличение мощности земной коры к северу от оз.Иссык-Куль, доходящее до 60 км, намечается локальное погружение границы М в Срединном Тянь-Шане восточнее Талассо-Ферганского разлома. В этой области, по-видимому, существует изменение мощности земной коры при переходе через разлом, хотя возможно, что наблюдаемый эффект связан с изменениями только в верхнем скоростном разрезе по обе стороны от разлома. Объективным фак-

том является влияние разлома в этом районе на кинематику сейсмических волн, интерпретация наблюдаемого эффекта требует дополнительных исследований.

На основании полученных результатов можно считать, что сейсмологические методы могут быть использованы для обнаружения крупных разломов и оценки их глубинности.

Изложенный материал в большей степени касался поведения на рассматриваемой территории поверхности Мохоровичича. Однако в Северном Тянь-Шане были получены данные и о промежуточных границах в земной коре, в частности границах, соответствующих скоростям 6,5, 7,0 и 7,5 км/сек. Те же скорости были прослежены и в Срединном Тянь-Шане. Экспериментальный материал позволяет сделать вывод, что самой четкой из промежуточных границ, по-видимому, является граница, условно называемая "гранит-базальт" и соответствующая скорости 7,0 - 7,2 км/сек. Волны с такими скоростями часто присутствуют на записях землетрясений в последующих и в отдельных случаях прослеживаются на записях в первых вступлениях до больших расстояний. Граница, соответствующая этим скоростям, располагается на глубинах около 30 - 35 км.

Промежуточная граница, соответствующая скорости 6,5 км/сек, по-видимому, является менее резкой. Соответствующая ей скорость прослеживается от меньшего числа землетрясений. На больших расстояниях от эпицентра в первых вступлениях проследить эту волну пока не удавалось. Данная граница находится на глубинах 15-20 км. Еще реже удается проследить волну со скоростью 7,5 км/сек, соответствующую границе в нижней части коры, однако есть случаи ее регистрации на больших удалениях от эпицентра и в первых вступлениях.

Рельеф промежуточных границ в силу их регистрации в основном в последующих вступлениях установить трудно, однако ясно, что они существуют не на отдельных участках, а повсеместно на всей территории киргизского Тянь-Шаня.

Ф.Н.Юдахин

О СВЯЗИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИКИ И СЕЙСМИЧНОСТИ СО СТРОЕНИЕМ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КИРГИЗСКОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Вопросы связи тектоники и сейсмичности того или иного региона с рельефом границы Мохоровичича в последние годы привлекают внимание многих исследователей. Наши выводы основаны на анализе данных гравиметрических, аэромагнитных и геологических съемок, сейсмологических материалов и ГСЗ, комплексных геофизических исследований межгорных впадин, а также мелко- и среднемасштабных космических снимков, полученных со спутников системы "Метеор".

В палеозойских образованиях Тянь-Шаня выделяются три структурно-фациальных зоны : байкальско-каледонская складчатая система Северного Тянь-Шаня, каледоно-герцинская – Срединного Тянь-Шаня и герцинская – Южного Тянь-Шаня (Геология СССР, т. XXУ, 1972). Складчатые системы разделены глубинными долгоживущими разломами. Они ограничены с севера Мунжкумо-Наратским срединным массивом, с юга – Таримским и Каракумо-Таджикским (Байсунским) платформенными массивами.

Опубликованные схемы строения земной коры Тянь-Шаня (Крестников, Нарсесов, I962 ; Борисов, Федынский, I964 ; Мельхановицкий, I965 ; Вольвовский, I967 ; Тянь-Вирский, I97I ; Уломов, I974 ; Бедяевский, I974 ; Алиев, Бедяевский, Бутовская и др., I977) существенно различаются между собой, но на всех отмечается общая тенденция увеличения мощности земной коры от 40-45 до 60-65 в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток.

Автором была составлена новая схема рельефа границы Мохоровичича (рис.I) с использованием последних уточненных данных ГСЗ (Строение земной коры, ... отв.ред. Хамрабаев, I977) , сейсмологии (Сабитова, I978,а,б) и гравиметрии. Материалы ГСЗ и сейсмологии, имеющиеся по самым западной и северной частям исследованной территории, были приняты в качестве опорных при составлении корреляционной зависимости между интенсивностью

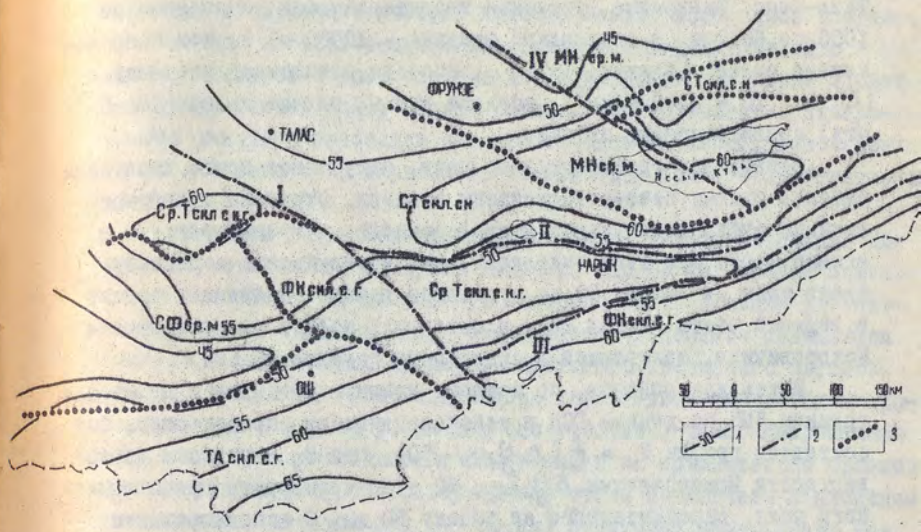


Рис. I СХЕМА РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА ТЯНЬ-ШАНЯ. Составил Ф.Н.Юдахин по сейсмологическим и гравиметрическим данным, I978 год. I – изогипсы поверхности Мохоровичича ; 2 – крупнейшие разломы Тянь-Шаня : I – Таласо-Ферганский, II – "линия Николаева", III – Атбаши-Иныльчекский, IУ – Трансиссыккульский ; У – Ферганско-Атойнакский ; 3 – границы между складчатыми системами и срединными массивами, соответствующие глубинным разломам (по В.И.Кнауфу, I973). Срединные массивы : $МН_{ср.м.}$ – Мунжкумо-Наратский ; $СФ_{ср.м.}$ – Сырдарьинско-Ферганский. Складчатые системы : каледонская Северного Тянь-Шаня – $СТ_{скл.с.к.}$; каледоно-герцинская Срединного Тянь-Шаня – $СрТ_{скл.с.к.г.}$; герцинские Южного Тянь-Шаня : Ферганско-Кокшаальская – $ФК_{скл.с.г.}$; Туркестано-Алайская – $ТА_{скл.с.г.}$

гравитационного поля, пересчитанного на высоту 50 км, и глубинами до поверхности Мохоровичича.

Пересчету поля в верхнее полупространство предшествовало исключение из него гравитационного влияния мезо-кайнозойских отложений, заполняющих межгорные впадины и предгорные прогибы Тянь-Шаня. Указанные отложения характеризуются мощностями от 1000 до 6000 м (в Ферганской впадине - 10000 м) и, как было показано ранее (Юдахин, 1970), обладая пониженной плотностью (σ = 2,10 - 2,40 г/см^3), создают весьма значительный (10-60 мгл) гравитационный эффект.

Остаточное гравитационное поле, полученное после вычитания эффекта рыхлых мезо-кайнозойских осадков, отражало суммарное влияние субгоризонтальных и субвертикальных границ раздела в земной коре. При этом считалось, что в результате пересчета этого поля на высоту 50 км сгладится влияние указанных границ в верхней части земной коры и останется эффект от поверхности Мохоровичича, залегающей в среднем на глубине 50 км.

Затем для районов, по которым имелись сведения о поведении границы "М" по данным ГСЗ и сейсмологическим определениям, был составлен график $H_M = f(\Delta g_{per}, 50)$, где H_M - глубина до поверхности Мохоровичича, Δg_{per}, 50 - интенсивность гравитационного поля, пересчитанного на высоту 50 км. С использованием полученного графика для Тянь-Шаня была построена схема рельефа поверхности Мохоровичича, изображенная на рис.1.

Обращает на себя внимание закономерное чередование прогибов и поднятий подошвы земной коры, оси которых веерообразно расходятся в западном направлении. В поведении поверхности Мо-

хоровичича находят отражение такие важнейшие разломы Тянь-Шаня, как Таласо-Ферганский (рис.1, (I), "линия Николаева" (П), Атбаши-Иныльчекский (Ш), Транс-Иссыккульский (IУ), Ферганo-Атойнакский (У). Последний является продолжением известного Джалаир-Найманского разлома. Указанные разломы либо разделяют поднятые и опущенные участки подошвы земной коры, либо выражаются в виде изгибов рельефа поверхности Мохоровичича. Это свидетельствует о том, что они имеют глубокое заложение и рвут всю толщу земной коры. Справедливость такого вывода подтверждается выходами эклогитов и эклогитоподобных пород, отмеченных вдоль Атбашинского, Ферганo-Атойнакского и Транс-Иссыккульского разломов.

Севернее важнейшей структурной линии Тянь-Шаня (линия Николаева) отмечается обширный глубокий (до 60 км) прогиб поверхности Мохоровичича, в пределах которого почти целиком располагается Северо-Тяньшаньская байкальско-каледонская складчатая система и южная часть Муюнкумо-Нарынского срединного массива (Кнауф, 1973 а). Указанный массив характеризуется выходами докембрийских пород на различных его участках, резко сокращенной мощностью нижнепалеозойских отложений и их сравнительно простой складчатой структурой. Северная его часть приурочена к площадям относительно неглубокого (45-50 км) залегания поверхности Мохоровичича. Характерно, что выходы толщ древнего докембрия также преобладают в северной части срединного массива, где породы верхнего докембрия полностью отсутствуют (Кнауф, 1973 б). В то же время последние развиты в южной части массива, которая располагается над прогибом границы "М".

Северо-Тяньшаньская складчатая система отличается развитием мощных (до 9500 м) нижнепалеозойских образований, подвергшихся интенсивной складчатости. Участки наибольших мощностей нижнепалеозойских пород в пределах входящих в систему Киргизско-Терскейской эвгеосинклинальной и Карабалтинской миогеосинклинальной зон совмещаются в плане с наибольшими прогибаниями поверхности Мохоровичича.

Южнее "линии Николаева" в рельефе поверхности Мохоровичича

выделяется поднятие субширотного простирания, расширяющееся в западном направлении и уходящее за Талассо-ферганский разлом в пределы ферганской впадины. По существующей тектонической схеме (Кнауф, 1973 б) поднятию соответствует Нарынский сектор каледонско-герцинской складчатой области Срединного Тянь-Шаня, Сырдарьинско-ферганский срединный массив и часть ферганского сектора герцинской Ферано-Кокшаальской складчатой системы.

В восточной сужающейся половине складчатой области Срединного Тянь-Шаня обнажаются докембрийские породы. Незначительная мощность и простая структура перекрывающих их вендско-нижнепалеозойских образований послужила основанием для одних исследователей (Кнауф, 1973 б) выделять здесь Сарыджазскую геоантиклиналь древнего заложения, для других (Геология СССР, т.XXУ, 1972) - Сарыджазский срединный массив.

Границам поднятия поверхности Мохоровичича в плане соответствуют Сырдарьинско-ферганский срединный массив и Нарынский сектор складчатой системы Срединного Тянь-Шаня. Приуроченность к единой глубинной структуре на западе и востоке срединного массива, отмеченного по данным геологических съемок, позволяет высказаться в пользу существования в каледонскую эпоху единого срединного массива, захватывающего площадь, ограниченную с севера Ферано-Атойнакским разломом и "линией Николаева", а с юга - Южно-ферганским и Атбаши-Инылъческим разломами. На востоке срединный массив соединялся с глыбой докембрия в хребте Карат в пределах КНР.

Активные вертикальные движения по Талассо-ферганскому разлому, разбивающему тело массива, очевидно, проявились только в герцинскую эпоху, когда к западу от него отложились мощные толщи средне- верхнепалеозойских пород. Герцинский прогиб впоследствии наследовался юрским, также связанным с жизнью Талассо-ферганского разлома. В новейшей тектонике Тянь-Шаня разлом не играл роль своеобразного барьера, разделяющего новейшие продольные структуры. Об этом, в частности, свидетельствуют и материалы дешифрирования космических снимков. В.И.Макаров и В.И.Панин(1978)отмечают, что при изучении космических снимков

становится очевидным, что Нарынская и Кетмень-Тюбинская впадины Центрального Тянь-Шаня являются структурным продолжением ферганской впадины".

К югу от описанных структур, приуроченных к поднятию поверхности Мохоровичича, последняя испытывает общее погружение до 60-65 км в юго-юго-восточном направлении в сторону Памира и Таримского платформенного массива. К прогибу поверхности Мохоровичича тяготеют герциниды Южного Тянь-Шаня, объединяемые Туркестано-Алайской складчатой системой на западе и Кокшаальским сектором Ферано-Кокшаальской системы на востоке.

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы. Стабильные участки земной коры Тянь-Шаня (срединные массивы) приурочены к поднятиям поверхности Мохоровичича, складчатые геосинклинальные системы (герцинские и каледонские) - к ее прогибам. Таким образом, здесь наблюдается отчетливая связь палеозойских структур с рельефом подошвы земной коры.

Сейсмичность территории Тянь-Шаня также связана с глубинным строением земной коры. Эпицентры многих сильных землетрясений ($M \geq 5$) рассматриваемого региона тяготеют к зонам резкого изменения мощности земной коры (рис.2). Такие зоны, как правило, соответствуют глубинным разломам, вызывающим смещение поверхности Мохоровичича. Участки возможного возникновения сильных землетрясений, выделенные на существующих картах сейсмического районирования (Джанузаков, Ильясов, Кнауф и др., 1977), как видно из рис.2, в большинстве случаев также приурочены к зонам, разделяющим поднятия и прогибы поверхности "М".

Исходя из потенциальной сейсмоопасности зон резкого изменения мощности земной коры, в дополнение к опубликованным картам сейсмического районирования территории Киргизского Тянь-Шаня необходимо выделить, на наш взгляд, еще две полосы возможного возникновения сильных землетрясений с магнитудой 5-6 по южному и северному горным обрамлениям Нарынской впадины. За последние 100 лет здесь произошло 7 землетрясений такой энергии.

Обращает на себя внимание еще одна закономерность в распределении эпицентров сильных землетрясений на рассматриваемой

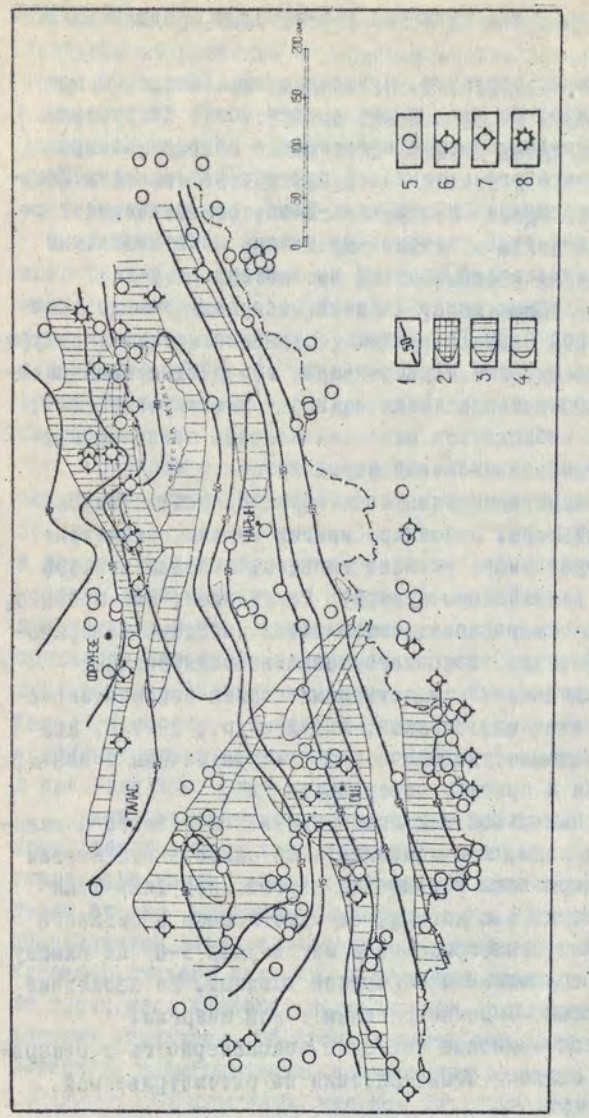


Рис.2 ПОЛОЖЕНИЕ ЭПИЦЕНТРОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ С $M \geqslant 5$ И ЗОН ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (по К.Джанузакову, В.И.Кнауфу и др. 1978) на СХЕМЕ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ МОХОРОВИЧИЧА. I - изогипсы поверхности Мохоровичича ; 2 - 4 - зоны наиболее вероятного возникновения очагов землетрясений с магнитудой 2 - $\geqslant$ 8,I ; 3 - 7,I-8,0 ; 4 - 6,I-7,0 ; 5 - 8 - эпицентры землетрясений с магнитудой : 5 - 5,0-6,0 ; 6 - 6,I-7,0 ; 7 - 7,I-8,0 ; 8 - $\geqslant$ 8,I.

территории. Большинство из них тяготеет к границам срединных массивов и складчатых зон (рис.I, 2). Ранее к подобному выводу в отношении Северного и Южного Тянь-Шаня пришел В.И.Кнауф (1978а). Наличие эпицентров землетрясений в пределах самих срединных массивов можно объяснить разрядкой напряжений, накопившихся в зонах разломов, расчленяющих тело массивов на блоки.

Объем статьи не позволяет подробно остановиться на связи характера гравитационных и магнитных полей с сейсмичностью. Отсылая читателя к опубликованным работам (Юдахин, Молоков, 1978 ; Юдахин, Маринченко, 1978), отметим лишь некоторые результаты анализа геофизических полей, важные для изучения глубинной тектоники и сейсмической опасности региона.

На рис.3 показаны разломы докембрийского фундамента, выделенные по данным гравиметрии. Наряду с традиционными для Тянь-Шаня тектоническими нарушениями северо-западного, северо-восточного и субширотного направления обращает на себя внимание наличие субмеридиональных разрывов севернее и южнее озера Иссык-Куль и западнее его, к востоку от г.Талас, к юго-западу от Таласо-Ферганского разлома. Характерно, что "линия Николаева" в докембрии не проявилась, а Атбаши-Иныльчекский разлом выражен только в своей западной части, в том время как в восточной он подавляется системой северо-западного Трансиссыккульского разлома. Напротив, яркое выражение получил Ферганско-Иссыккульский разлом, протянувшийся от Чаувая до восточного замыкания Иссык-Кульской впадины. Некоторые разломы докембрия хорошо дешифрируются на космических снимках (рис.3).

Эпицентры землетрясений Тянь-Шаня от $K \geqslant 10$ находятся в тесной корреляционной связи с разломами докембрийского фундамента. Это обстоятельство должно приниматься во внимание при составлении карт сейсмического районирования, поскольку разломы докембрийского фундамента не всегда доступны визуальному изучению. В магнитном поле Тянь-Шаня находят отчетливое выражение крупнейшие разломы - Таласо-Ферганский, "линия Николаева", Южно-Ферганский, Северо-Ферганский, Атбаши-Иныльчекский, Трансиссыккульский и др. Первые два, разделяющие аномальные области с характерными для них особенностями магнитного поля, одновре-

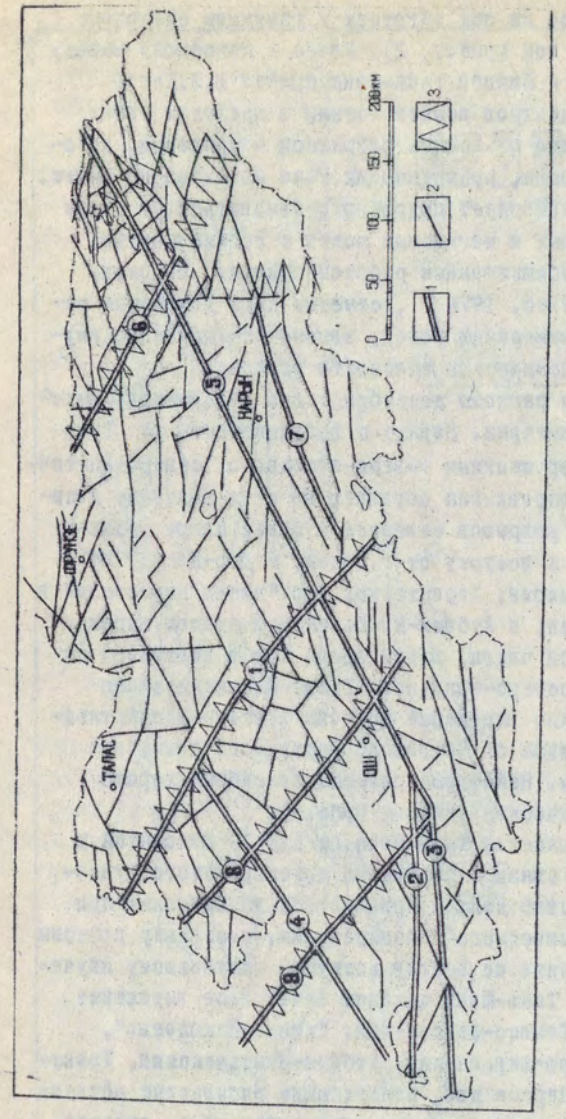


Рис.3 РАЗЛОМЫ В ДОКЕМБРИЙСКОМ ФУНДАМЕНТЕ ТЯНЬ-ШАНЯ. Составил Ф.Н.Юдахин по гравиметрическим данным, 1978. I - Наиболее крупные разломы в докембрийском фундаменте, 2 - прочие разломы ; 3 - линеаменты Тянь-Шаня, выделенные путем дешифрирования космических снимков ; 4 - цифровые обозначения разломов ; I - Таласо-Ферганский, 2-3 - северная и южная ветви Южно-Ферганского разлома, 4 - Северо-Ферганский, 5 - Ферган-Иссык-кульский, 6 - Транс-Иссыккульский, 7 - Атбаши-Ынылыченский, 8 - Восточно-Ферганский, 9 - Кумбель-Кокшаальский.

менно являются границами регионов, различающихся по сейсмической активности. Районам низкой сейсмической активности соответствуют спокойные отрицательные магнитные поля, отражающие относительно слабую раздробленность земной коры. Напротив, районы высокой сейсмичности выделяются резковарьирующими полями с высокими градиентами, характеризующими наличие большого числа разломов, по которым шел привнос ферромагнитных образований. Учет этих особенностей магнитных полей позволит более обоснованно проводить тектоническое и сейсмическое районирование территории Киргизского Тянь-Шаня.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

I. В рельефе поверхности Мохоровичича Киргизского Тянь-Шаня установлено закономерное чередование прогибов и поднятий, оси которых веерообразно расходятся в западном направлении.

2. Отмечается отчетливая связь палеозойских структур Тянь-Шаня с рельефом подошвы земной коры, заключающаяся в приуроченности срединных массивов к поднятиям поверхности Мохоровичича, складчатых геосинклинальных систем - к ее прогибам.

3. Эпицентры сильных землетрясений Тянь-Шаня с $M \geqslant 5$ в основном тяготеют к зонам резкого изменения мощности земной коры и к границам между срединными массивами и складчатыми системами.

Ю.Г.Шварцман

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Главными структурными элементами района являются Мукюкумо-Нарынский срединный массив, Терскей-Киргизская складчатая зона и глубинные разломы, разделяющие эти структуры и делящие их на блоки (Кнауф, 1973). Срединный массив занимает территорию современных Чуйской и Иссык-Кульской впадин, Заилийского и Кунгейского хребтов. Данные магнитометрии показывают, что Кеминская склад-

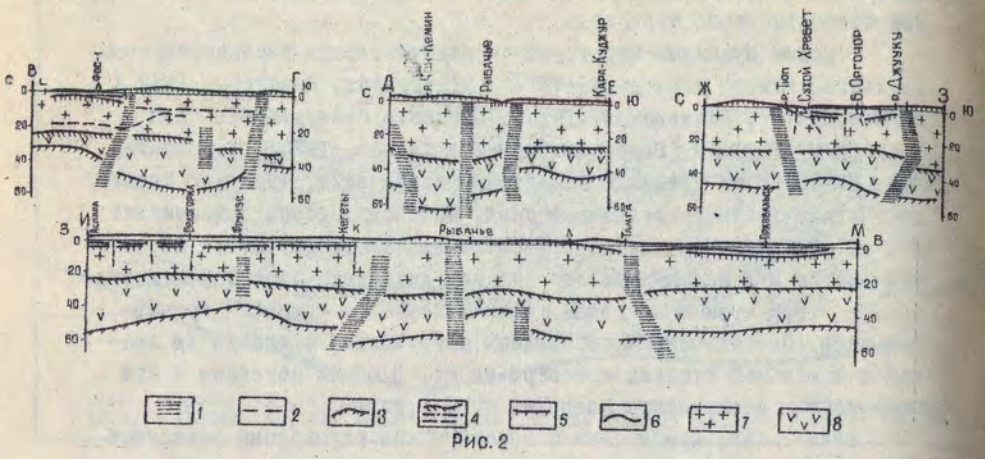


Рис. 2

Рис.2 I – Зоны глубинных разломов. 2 – Разломы верхней части земной коры. 3 – Схематическое положение поверхности Мохоровичича по данным сейсмологии (Крестников, Нерсесов, I962 ; Беляевский, I974 ; Сабитова, I977). 4 – Схематическое положение границы Конрада : а – по данным гравиметрии (Лобанченко, I968), б – по данным магнитометрии, в – по данным ГСЗ (Гамбурцев, I957). 5 – Поверхность кристаллического фундамента. 6 – Границы в осадочном слое. 7 – Гранитный слой. 8 – Базальтовый слой.

блока на границе с Терскей-Киргизской складчатой зоной поверхность М резко погружается с 30 до 50 км, а поверхность К терпит разрыв. В этом же направлении погружается поверхность гранитного слоя до глубины 6 км. Соотношение форм залегания глубинных границ земной коры и поверхности гранитного слоя в целом прямое, но формы эти различны в северной и южной частях блока.

Поверхности М и К в пределах Восточно-Иссыккульского блока приподняты относительно прилегающих площадей и образуют выступ, амплитуда которого достигает I0 км по поверхности М и значительно меньше по поверхности К. Гранитный слой опущен до 8 км, а максимум прогиба смещен к южной границе блока. В этом же направлении погружаются и глубинные границы. Общая мощность земной коры меняется от 40 до 50 км, базальтового слоя от I8 до 35 км, а гранитного от 20 до 25 км. Для всего блока характерно обратное соотношение форм границ М и К, с одной стороны, и поверхности гранитного слоя и современного рельефа, с другой.

Терскей-Киргизская складчатая зона отделяется от Муюнкумо-Наратского срединного массива Терскей-Киргизским глубинным разломом, а от Таласо-Кара-Таусской зоны – Эчкилитоо-Сусамырским разломом. Она в целом характеризуется погружением поверхностей Мохоровичича и Конрада (Крестников, Нерсесов, I962 ; Лобанченко, I968 ; Уломов, I974 ; Сабитова, I977) и воздыманием поверхности гранитного слоя и метаморфических докембрийских образований. За счет этого земная кора увеличена до 55–60 км, причем в большей степени до 35–40 км разрастается гранитный слой. Максимальное погружение поверхности М и, соответственно, наибольшая мощность земной коры отмечены в западной части складчатой зоны. По особенностям строения земной коры в пределах Терскей-Киргизской зоны с запада на восток выделяются Киргизский, Западно-Терскейский и Восточно-Терскейский блоки, разделенные соответственно Кунгей-ским и Бароунским глубинными разломами (рис.I).

Особенностью Киргизского блока является то, что по данным ГСЗ (Гамбурцев, I960) южнее Терскей-Киргизского разлома поверхность Конрада приподнята на 8–I0 км, а по данным гравиметрии (Лобанченко, I968) и сейсмологии (Уломов, I974) опущена на 4–5 км согласно с погружением границы М (рис.2). Поскольку на других площадях данные этих исследователей практически совпадают, а граница К в настоящее время в Тянь-Шане залегает в общем согласно с границей М, следует считать, что определенная ГСЗ поверхность базальтового слоя отражает ее положение до начала неотектонической активизации. Различие в глубине залегания обеих

границ составляет около 20 км, что примерно соответствует увеличению мощности земной коры в складчатой зоне по сравнению с соседней территорией Муюнкумо-Нарынского срединного массива. Скольжение поверхности Конрада вниз по разрезу при разрастании земной коры и возможность определения ее более ранних положений является закономерностью, установленной для всей территории СССР (Борисов, 1967 ; Беляевский, 1974).

Поскольку до неотектонической активизации в земной коре Северного Тянь-Шаня процессы существенной перестройки происходили в связи с палеозойской складчатостью, можно считать, что верхнее положение границы Конрада отражает положение базальтового слоя в позднепалеозойское время. Часть базальтового слоя, залегающая между этой границей и современной его поверхностью, впоследствии подверглась интенсивной гранитизации в процессе неотектонической перестройки земной коры. По данным магнитометрии, глубина до зоны гранитизации оценена в 7-10 км, до нижней ее границы - 35-40 км (Шакиров, Шварцман, 1974, 1975). Материалы геотермических исследований показывают, что глубинный тепловой поток уменьшается в Киргизском блоке по сравнению с соседней на севере частью срединного массива (рис.3). Поверхность Кюри испытывает здесь максимальное для всего Северного Тянь-Шаня погружение до 60 км. Это позволяет считать, что процесс гранитизации в настоящее время закончился и гранитный массив не является источником глубинного тепла.

Для Киргизского и Восточно-Терскейского блоков установлены разрастание земной коры, прогиб нижней ее границы и обратное соотношение рельефа глубинных границ М и К, с одной стороны, рельефа поверхности гранитного слоя и дневной поверхности - с другой. Мощность земной коры в этих блоках достигает 50-60 км в основном за счет разрастания гранитного слоя до 35 км и в меньшей степени базальтового до 20-25 км. Таким образом, процесс перестройки земной коры в период неотектонической активизации находится в весьма развитой, завершающей стадии.

Сокращенная мощность земной коры (до 40-45 км), сравнительно меньшая (25-30 км) мощность гранитного слоя, прямое соответствие

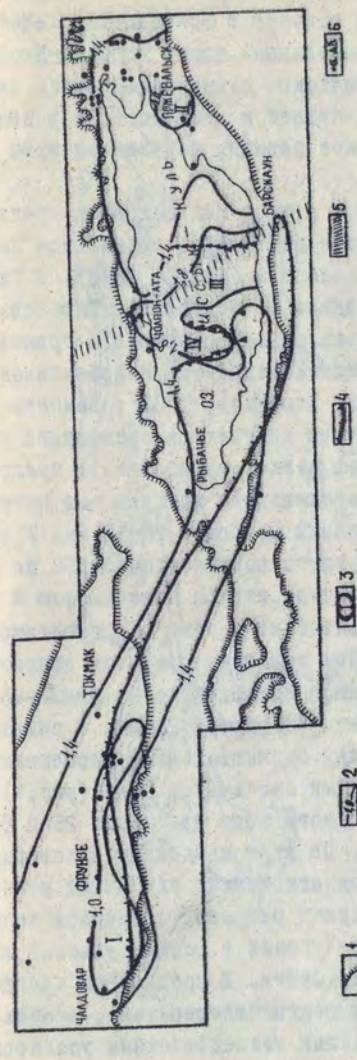


Рис.3 Карта глубинного теплового потока центральной части Северного Тянь-Шаня. По данным автора и Е.А.Любимовой и др. (1973). I - Контур выходов палеозойских пород на дневную поверхность. 2 - Изолинии теплового потока. 3 - Аномалии теплового потока : пониженного I - Сосновская, II - Шалбинская, повышенного III - Барскаунская, IV - Бокомбаевская. 4 - Термальные источники. 5 - Барскаунский глубинный разлом - Киргизский глубинный разлом. 6 - Места определения теплового потока : а - в скважинах - б - в дне озера Иссык-Куль (Любимова и др., 1973).

рельефа границ М и К, поверхности гранитного слоя и рельефа дневной поверхности, выпуклая форма их залегания и относительно невысокие поднятия современного рельефа в Западно-Терскейском блоке определяют особенности центральной части Терскей-Киргизской складчатой зоны. Неотектоническая активизация здесь началась значительно позднее, чем западнее и восточнее, и в настоящее время мы фиксируем ее наиболее ранний, неразвитый этап (рис.2).

Терскей-Киргизский глубинный разлом как северная граница Терскей-Киргизской складчатой зоны достоверно выделяется по геологическим данным с раннего палеозоя (Кнауф, 1972). В Терскейском хребте эта граница проходила по Центрально-Терскейскому разлому, а западнее прослеживалась серией разрывов и гранитных интрузий по северной границе позднекаледонской Карабалтинской подзоны. Установлено (Крестников, Нересов, 1962 ; Беляевский, 1974), что поверхность Мохоровичича на границе срединного массива и складчатой зоны испытывает резкое изгибание. У предгорий Киргизского и восточной части Терскейского хребтов она погружается от 30-40 до 50 км на расстоянии не более 20-30 км. У западных предгорий Терскея граница М круто воздымается от 50 до 40 км на расстоянии менее 10 км. Эти резкие изгибы поверхности М следует интерпретировать как проявление Терскей-Киргизского глубинного разлома. Этот же разлом проявлен разрывом амплитудой 2-10 км поверхности Конрада, единой линейной зоной минимумов силы тяжести в поле, пересчитанном на высоту 20 км, в изостатических аномалиях как граница между отрицательными аномалиями срединного массива и положительными складчатой зоны (рис.4), сменой знака регионального магнитного поля на высоте 25 и 50 км, (Шакиров, Шверцман , 1974,1975). По этим же данным в поверхности гранитного слоя и в более молодых отложениях глубинный разлом выражен предгорным прогибом и серией разрывов суммарной амплитудой 4-8 км в сочленении Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадин с Киргизским и Терскейским хребтами. В предгорном прогибе накопились максимальные мощности верхнепалеозойских, юрских и кайнозойских осадков. Геофизическими исследованиями установлена

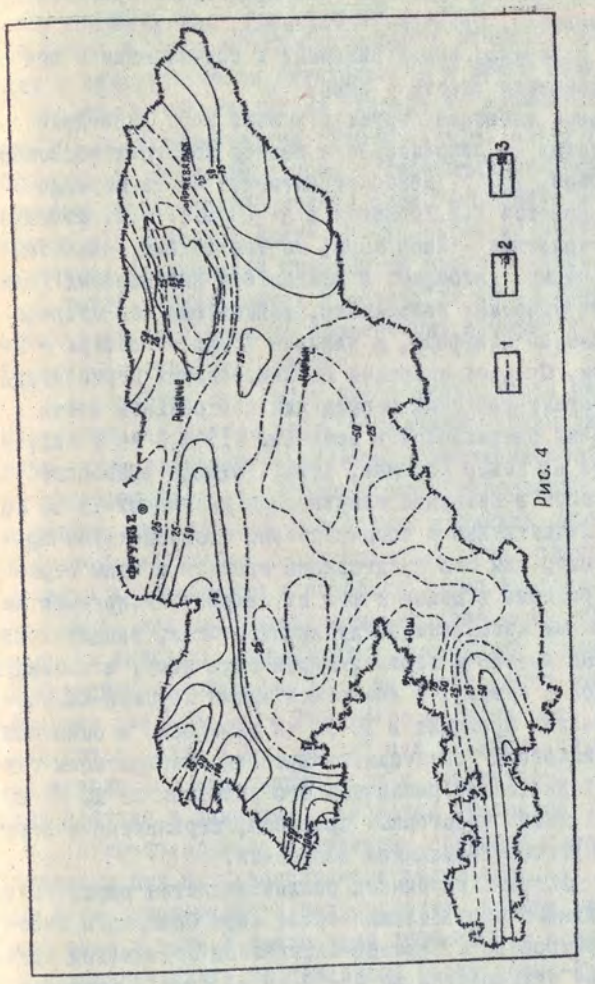


Рис.4

Рис.4 Карта относительных изостатических аномалий территории Киргизии. Составили Ю.Г.Шварцман и В.К.Пантюрчун. 1 - Изолинии нулевых значений. 2 - Изолинии положительных значений. 3 - Изолинии отрицательных значений.

закономерная миграция оси предгорного прогиба с верхнего палеозоя до настоящего времени с юга на север от подножий современных хребтов к центральным частям современных впадин. В южных частях современных впадин выделены зоны предгорных прогибов (Сонкулук-Серафимовская, Оргочор-Таминская), испытывающие в настоящее время инверсию, причленившиеся к обрамляющим с юга хребтам и воздымающиеся вместе с ними.

Горизонтальные смещения структур земной коры Тянь-Шаня связаны с процессами ее разрастания в период послепалеозойской активизации (Уломов, 1974). Наиболее активная часть периода активизации оценивается В.И.Уломовым в $3 \cdot 10^7$ лет, т.е. начиная с олигоцена, а утолщение земной коры, по его мнению, является остаточной деформацией литосферы в результате интенсивных горизонтальных геодинамических напряжений, действующих со стороны Индийской и Таримской платформ, и наличия упора на севере - Казахской платформы. Средние скорости горизонтальных перемещений земной коры в неотектонический период для центральной части Северного Тянь-Шаня оцениваются в пределах 0,5-1,0 мм в год, они убывают с юга на север (Уломов, 1974). Отсюда возможные смещения земной коры в северном направлении достигают 15-30 км.

Эти данные качественно и количественно соответствуют приведенным выше о миграции оси предгорного прогиба и зоны Терскей-Киргизского разлома в целом с юга на север. Фиксируемый по геологическим данным каледонский глубинный разлом, разделявший Муюнкумо-Нараттский массив и Терскей-Киргизскую зону, в последующие эпохи смещался к северу. В настоящее время Терскей-Киргизский глубинный разлом проходит в 10-30 км севернее, в основном у подножий Киргизского и Терскейского хребтов. Ширина зоны глубинного разлома меняется на различных его участках от 10 до 20 км, включая южные части предгорных прогибов, ограниченные Передовым Чуйским и Оргочор-Таминским взбросами.

Эчкилитоо-Сусамырский глубинный разлом является южной границей зоны максимального разрастания земной коры Северного Тянь-Шаня, которое приурочено к Терскей-Киргизской складчатой зоне. Южнее разлома кора сокращается до 45-50 км за счет уменьшения

мощности базальтового слоя. В поверхности Конрада разлом выражен разрывом амплитудой до 3 км, по которому поднят северный блок, в поверхности Мохоровичича - крутым уступом. По данным магнитометрии, он проходит по южной границе Макбала на г.Тапао, далее к юго-востоку до перевала Отмек и по северному склону Арамсинской гряды в южной части Сусамырской впадины. Восточнее разлом идет в северной части Джумгольской и затем Сонкульской впадин. По системе разломов хребта Байдуле он примыкает к "линии Николаева". По геологическим данным (Кнауф, 1972) граница Терскей-Киргизской складчатой зоны и Талассо-Каратауской зоны в течение палеозоя неоднократно меняла свое положение. Этот процесс продолжается и в новейшее время. Центральная ее часть от западного окончания Сусамырской впадины до озера Сонкуль (Бакиров, Дробрецов, 1972) переместилась к северу до 40 км в послепалеозойское время в связи с теми же процессами, которые вызвали смещение Терскей-Киргизского разлома.

В палеозое структуру Боорду-Кеминского блока определяла Кеминская складчатая зона, разделявшая Муюнкумскую и Иссык-Кульскую глыбы срединного массива. В послепалеозойское время границы ее расширились за счет прилегающих территорий срединного массива, и современная область восходящих движений охватывает Заилийский и Кунгейский хребты. Зона поднятий разрастается и к западу, что привело к разобщению в новейшее время Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадин. Здесь зафиксирована непрерывно возрастающая с неогена скорость вертикальных восходящих движений по Заилийскому и Кунгейскому разломам до 6 мм в год (Качаганов, 1975), максимальная для Северного Тянь-Шаня сейсмичность и повышенный тепловой поток более 1,4 мкал/см^2 сек. Заилийский и Кунгейский разломы моложе Терскей-Киргизского и Эчкилитоо-Сусамырского. Их развитие связано в основном с периодом неотектонической активизации.

Кунгейский разлом является границей изостатически неуравновешенных зон противоположного знака (рис.4). Он выражен уступом до 8 км в поверхности Мохоровичича, поднят южный блок. В гранитном слое и выше с амплитудой 1500-4000 м поднят северный блок. В опущенном блоке по северному борту Иссык-Кульской впадины

развит Прикунгейский прогиб, в котором накопились кайнозойские осадки от 900 м на западе до 4000 м на востоке. Прогиб представляет собой южную часть зоны Кунгейского глубинного разлома. Заилийский разлом также выражен разрывом глубинных границ М и К амплитудой от 5 до 10 км, по разлому опущен южный блок.

Бороконунский глубинный разлом выражен разрывом в поверхности Мохоровичича (Крестников, Нерсесов, 1962), Конрада, в фундаменте и вышележащих породах. Восточный блок по разлому поднят на 5-10 км по границам М и К. В опущенном западном блоке вдоль разлома вытянут прогиб по границе М от линии Николаева до г.Алма-Ата и далее на север под Чу-Илийское поднятие (Беляевский, 1974). В аномальном магнитном поле как наблюденном, так и пересчитанном на высоту 50 км, разлом картируется сменой с запада на восток положительного поля, характерного для всего срединного массива, на отрицательное поле восточного Прииссыккулья. Западнее разлома породы фундамента залегают на значительно меньших глубинах, чем восточнее, и мощность покрывающих мезокайнозойских осадков не превышает 4 км. Восточнее мощность осадков мезокайнозоя и верхнего палеозоя достигает 8 км в Тюпском эпикаледонском прогибе. В Кунгейском и Терскейском хребтах восточнее глубинного разлома верхняя часть гранитного слоя представлена более молодыми образованиями, чем западнее. В современном рельефе дна озера Иссык-Куль разлом выражен уступом в 400 м и картируется геоморфологическими методами в долине реки Бороконун. Таким образом, влияние Бороконунского разлома на геологическое развитие района отмечается с палеозойского времени, когда он разделил наиболее стабильную часть срединного массива и наименее подвижную часть складчатой зоны на западе и более подвижные их части на востоке. С начала неотектонической активизации именно восточнее разлома земная кора претерпела как на срединном массиве, так и в складчатой зоне полную перестройку, приведшую к ярко выраженному обратному соответствию глубинных границ и поверхности фундамента. Территория западнее разлома вовлечена в процесс активизации значительно позднее. Для нее характерно прямое соответствие форм глубинных и приповерхностных границ

раздела. Эта закономерность отмечена как в пределах Западно-Иссыккульского блока Муюнкумо-Нарынского массива, так и Терскей-Киргизской складчатой зоны. В Боорду-Кеминском блоке земная кора претерпела полную перестройку и западнее Бороконунского разлома.

Особое внимание привлекают высокие значения теплового потока до 2-3 мкал/см^2 сек. на Иссык-Кульском участке Бороконунского разлома (рис.3), характерные в общем для районов современного вулканизма (Курилы) и рифтовых зон (Байкал) (Любимова, 1968). Данные магнитометрии и гравиметрии позволяют предположить развитие в глубоких слоях земной коры под дном центральной части озера гранитоидного магматического очага, являющегося источником повышенного теплового потока. Минимально возможные температуры генерации гранитной магмы в толще гранитного слоя оценивают в 700^0 (Беляевский, 1974). Такие температуры при фактически измеренном геотермическом градиенте в глубоких скважинах района Чолпон-Ата в пределах зоны Бороконунского разлома достигаются на глубинах 23-25 км. В то же время мощность гранитного слоя достигает в Западно-Иссыккульском и Боорду-Кеминском блоках 30 км и более. Таким образом, в нижней части гранитного слоя этих блоков в зоне их пересечения Бороконунским глубинным разломом существует очаг гранитизации мощностью не менее 7 км, который определяет современную геотермическую и тектоническую обстановку района. Очевидно, озеро Иссык-Куль не замерзает зимой благодаря этому источнику глубинного тепла.

И.М.Бисенгалиев

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ СХЕМ ПОВЕДЕНИЯ ГРАНИЦЫ МОХОРОВИЧИЧА ДЛЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

Для Тянь-Шаня существует несколько вариантов поведения границы Мохоровичича (схемы И.М.Мельхановицкого, И.П.Косминской, В.И.Уломова, И.Л.Нерсесова, Е.М.Бутовской, Н.А.Беляевского и др.), составленных на основании данных сейсмологии, и лишь некоторые из них базируются на результатах осреднения аномального гравитационного поля. Нами проведено сопоставление расчетного гравитационного эффекта различных вариантов строения земной коры с наблюденным полем силы тяжести. Установлено, что структурные особенности земной коры в районе Таласо-Ферганского разлома, выделяемые на схеме Е.М.Бутовской в пределах Баубашатинской складчатой зоны, наиболее удовлетворительно отвечают наблюденному полю силы тяжести, но мощность в 60 км является завышенной. Схема Н.А.Беляевского, на которой рассматриваемый участок Таласо-Ферганского разлома характеризуется глубиной до границы Мохо в 50 км, показывает принципиальную возможность таких построений. Однако данные ГСЗ по геотраверсу Токтогул – оз.Зоркуль свидетельствуют о погружении границы Мохо в районе разлома, что отвечает характеру наблюденного поля силы тяжести. Модель строения земной коры, рассчитанная по гравитационному полю, показывает, что Таласо-Ферганский разлом в своей средней части, от Таласского хребта до верховьев р.Кугарт, не отражается на характере поведения границы Мохо.

Р Е Ш Е Н И Е
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ

"Соотношение процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии"

С 6 по 8 декабря 1978 г. в г.Фрунзе проходило Среднеазиатское региональное тектоническое совещание, организованное Среднеазиатской секцией Межведомственного тектонического комитета (МТК), институтами геологии и сейсмологии Академии наук Киргизской ССР и Управлением геологии Киргизской ССР.

В работе совещания участвовали около 150 человек (в том числе 70 приезжих), представляющих различные геологические организации Среднеазиатских союзных республик, а также городов Москвы, Ленинграда, Алма-Аты, Львова, Новосибирска, Казани. Были представлены институты геологического профиля Академии наук Киргизской, Узбекской, Таджикской, Казахской ССР, Москвы и Новосибирска, Министерства геологии Узбекской и Казахской ССР, геологические управления Киргизское, Таджикское и Южно-Казахстанское, отраслевые институты ТуркменНИГРИ, ВНИИГолнеруд, ВАГТ, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, Московский, Ленинградский, Львовский государственные университеты, Фрунзенский политехнический институт.

На Совещании заслушано и обсуждено 37 докладов и сообщений. В обсуждении участвовало 25 человек. Доклады и сообщения освещали вопросы соотношения процессов тектоники, осадконакопления, магматизма, метаморфизма и геофизических полей в палеозойских складчатых сооружениях Тянь-Шаня и Памира. Решение этих вопросов имеет важное значение как для развития теории строения, формирования и развития земной коры, так и для выявления закономерностей размещения различных видов полезных ископаемых, в недрах Средней Азии, для ориентировки их поисков, выявления степени сейсмической опасности всей территории региона и отдельных его частей.

Заслушанные доклады и сообщения и результаты их обсуждения свидетельствуют о том, что за последние годы геологами, занимающимися изучением тектоники территории Средней Азии, достигнуты заметные успехи в выявлении пространственных и временных связей тектонических процессов с осадконакоплением, магматизмом и метаморфизмом, соотношений поверхностных и глубинных структур, особенностей становления континентальной земной коры, ее строения и эволюции.

Большой объем крупномасштабных геологических съемок, проведенных производственными организациями при участии научных и вузовских организаций, позволил создать для территорий Таджикской и Киргизской союзных республик новые сводные среднемасштабные геологические карты как основы для разработки различных тектонических карт. САИГИМС при участии других организаций завершает работу над составлением тектонической основы для металлогенической (прогнозной) карты. Ведется работа по составлению карты разломной тектоники Средней Азии. Тектонисты Средней Азии приняли участие в составлении многих обзорных тектонических карт СССР. Выпущен ряд монографий и трудов по важнейшим вопросам тектоники региона.

Все большее значение в познании особенностей строения земной коры Средней Азии приобретают геофизические исследования. Важными являются работы, проведенные в соответствии с международным геодинамическим проектом по составлению геолого-геофизических профилей Узген-Каракуль-Зоркуль и Уратюбе-Гарм-Хорог-Ишкашим. Для территорий всех среднеазиатских республик составлены новые карты сейсмического районирования, более детальные и более информативные, чем ранее.

В республиках Средней Азии и в Казахстане начато составление республиканских среднемасштабных сводных тектонических карт, которые будут завершены к 1981 г. и послужат базой для составления сводной тектонической карты всей территории Средней Азии.

Констатируя значительный прогресс в разработке общих и частных вопросов взаимосвязей тектогенеза, седиментогенеза,

магматогенеза, метаморфизма и рудообразования, совещание отмечает некоторое отставание в вещественном анализе формаций, познании закономерностей формирования различных типов земной коры, установлении времени ее консолидации и деструкции. Недостаточно исследованы проблемы направленного и циклического развития этих процессов, принципы выделения структурно-формационных подразделений, основных типов тектонических режимов и изучения их особенностей, времени и условий заложения геосинклиналей, типизации геосинклиналей, орогенов и срединных массивов. Требуют большего внимания проблемы относительного значения вертикальных и горизонтальных движений, тангенциальных и глыбовых деформаций и в связи с этим первичности или вторичности дугообразного плана расположения основных структур. Мало внимания уделяется исследованию малых структурных форм, изучению природы, морфологии и особенностей развития различных типов разломов. Требует значительного усиления тектоническая картография. Методы составления среднемасштабных и крупномасштабных карт отдельных структурно-формационных зон, подзон и районов почти не разработаны.

Совещание рекомендует значительно усилить работу по созданию тектонических карт и развитию тектонического картографирования. Первоочередной задачей является усиление работы над тектоническими картами территорий среднеазиатских республик и создание сводной тектонической карты всего региона Средней Азии с полным учетом всей информации, полученной при крупномасштабных геологических съемках, геофизических, геохимических, космогеологических работах. Считать целесообразным составить две самостоятельные карты : домезозойской и альпийской тектоники. Создать две координационные группы по составлению таких тектонических карт. По карте домезозойской тектоники утвержден следующий состав : М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, А.К.Бухарин, В.Г.Гарьковец, А.Е.Довжиков, Ю.А.Дьяков, Ю.В.Жуков, В.И.Кнауф (председатель), В.Г.Королев, М.М.Кухтиков, Г.И.Макарычев, В.И.Попов, Г.С.Поршняков, Д.П.Резвой, Э.С.Чернер.

Состав группы по карте альпийской тектоники наметить в рабочем порядке после согласования кандидатур с заинтересованными организациями ; поручить организацию этой комиссии председателю Узбекской подсекции Ш.Д.Давлятову.

Совещание рекомендует включить в планы научно-исследовательских организаций тематику по разработке методов среднемасштабного (I:I00 000, I:200 000) и крупномасштабного (I:50 000) тектонического картографирования, важного для составления прогнозных карт на полезные ископаемые, а также расширить тематику по созданию ряда специализированных карт : тектоно-геофизических, сейсмотектонических, разломной тектоники, формационных (с выделением рудоносных и потенциально-рудоносных формаций), палеотектонических (с учетом палинспастических реконструкций). Следует ускорить выполнение тематики по разломной тектонике Средней Азии.

Необходимо значительно усилить в производственных и научно-исследовательских учреждениях республик работы по изучению глубинного строения земной коры комплексом геофизических, геохимических и петрохимических, космогеологических методов, по изучению теплового потока, глубинных ксенолитов. В связи с серьезными расхождениями исследователей по вопросу тектонического строения Южного Тянь-Шаня. Совещание считает необходимым организацию специального глубокого бурения в районах, где неясные вопросы структурных соотношений могут найти принципиальное решение. Определение мест заложения скважин должно устанавливаться по согласованию представителей разных точек зрения, и по возможности имея в виду также решение практических вопросов. Настоятельной необходимостью остается углубленное с применением современных методов изучение формаций-индикаторов тектонического режима, преодоление имеющегося разрыва между их настоящей и потенциальной информативностью.

Рекомендовать научно-исследовательским институтам усилить многостороннюю и глубокую разработку таких теоретических вопросов, как условия формирования земной коры ; этапность ее развития ; соотношение процессов тектоники, осадконакопления, рельефообразования, магматизма (в том числе офиолитов), метаморфизма и рудообразования ; кинематики и динамики образования тектонических структур ; тектонической интерпретации геофизических полей; соотношения глубинных и поверхностных структур, вертикальных и горизонтальных движений, тангенциальных и глыбовых деформаций, выяснение первичности или вторичности дугообразного плана основных структур Средней Азии.

Совещание считает целесообразным проведение следующего регионального тектонического совещания в г.Душанбе в 1981 г.

Просить дирекцию Института геологии АН Киргизской ССР опубликовать труды Совещания, а также размножить и разослать настоящее решение заинтересованным организациям и лицам.

За хорошую организацию и проведения Совещания его участники выражают благодарность Оргкомитету.

Л И Т Е Р А Т У Р А

АБДУЛИН А.А., БЕСПАЛОВ В.Ф. и др. ДАН СССР, т.218, № I, 1974.

АГЕЕВА Л.И. Докембрийские габброиды Музкол-Ренгкульского антиклинория на Памире и радиологическое обоснование их возраста /Автореф.канд.дисс. Новосибирск, 1976.

АДЫШЕВ М.М., ШАБАЛИН В.В., КАЛМУРЗАЕВ К.Е. Древняя кора выветривания в кровле туффитоподобных пород позднего докембрия Тянь-Шаня - ДАН СССР, 1967, т.172.

АДЫШЕВ М.М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1964, т.156, № 3.

АДЫШЕВ М.М., САГЫНДЫКОВ К.С. и др. Геохронология и условия образования древних рудоносных формаций Срединного Тянь-Шаня. - Изв. АН Кирг.ССР, 1972, № 5.

АЗИЗБЕКОВ Ш.А. и др. Щелочной вулканизм Талыша и его связь с тектоникой. - В кн. : Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч.I.

АЛЕКСЕЕНКО А.В. О ранних моментах развития Южноферганского глубинного разлома. Геол. сб. Львов. геол. об-ва, Изд-во Львов. ун-та, 1968, № II.

АЛЕКСЕЕНКО А.В., КОСТЕНКО А.И., ПАВЛОВ В.И. К характеристике магматических пород зоны Южноферганского глубинного разлома. Геол.сб. Львов. геол. о-ва. Изд-во Львов. ун-та, 1971, № 13.

АЛИЕВ С.А., БЕЛЯЕВСКИЙ Н.А., БУТОВСКАЯ Е.М. и др. . Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М. : Наука, 1977.

АЛЬТЕР С.М., КУНИН Н.Я., ЛЫСЯНОВ Л.М., ПЕВЗНЕР Л.А., ПОПОВ К.А., ШАЦИЛОВ В.И., ЭРЕНБУРГ М.С. Результаты и дальнейшее направление геофизических исследований сейсмоопасного района Алма-Аты. - В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973.

АРГАН Э. Тектоника Азии. М.-Л. : ОНТИ, 1935.

АРИПОВ А.А., АХМЕДЖАНОВ М.А., БОРИСОВ О.М., КУРБАНИЯЗОВ К.К. Геологическое строение области сочленения герцинских

структур Донбасса, Урала и Тянь-Шаня. Ташкент : Фан, 1969.

АРХАНГЕЛЬСКИЙ А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, 1974, т.I.

Атлас землетрясений в СССР. М. : Изд-во АН СССР, 1962.

АФАНАСЬЕВ Г.Д., БРАНДТ С.Б., ГАРРИС М.А. Состояние и перспективы радиологических исследований. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.

АФОНИЧЕВ Н.А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Сов.геол., 1967, № 2,3.

АХМЕДЖАНОВ М.А., АБДУЛЛАЕВ Р.Н., БОРИСОВ О.М. и др. Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1975.

АХМЕДЖАНОВ М.А., БОРИСОВ О.М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. - В кн. : Орогенические пояса. М.: Наука, 1968.

АХМЕДЖАНОВ М.А., БОРИСОВ О.М. О юго-западной границе Урало-Монгольского складчатого пояса. - В кн. : Вопросы регион. геол. и петрол. Средней Азии. Ташкент, 1975.

АХМЕДЖАНОВ М.А., БОРИСОВ О.М., ФУЗАЙЛОВ И.А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент: Фан, 1967.

АХМЕДЖАНОВ М.А., БОРИСОВ О.М., ЯКУБОВ Д.Х., ЯРМУХАМЕДОВ А.Р. - Тектонические условия возникновения Газлийского землетрясения, 1976. Узб. геол. журн., 1978, № 6.

БАКИРОВ А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.

БАКИРОВ А. Типы метаморфических комплексов Средней Азии.- В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971.

БАКИРОВ А., ДОБРЕЦОВ Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1972.

БАКИРОВ А., ДОБРЕЦОВ Н.Л., КЕПЕЖИНСКАС К.Б., УКУДЕЕВ Т. Основные проблемы метаморфизма пород Средней Азии.- В кн. : Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе: Илим, 1978.

БАКИРОВ А.Б., КОРОЛЕВ В.Г. Докембрийские складчатые комплексы Тянь-Шаня и Южного Казахстана как основа стратиграфичес-

кой корреляции. – В кн. : Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата : Наука, КазССР, 1974.
БАРАТОВ Р.Б., КУХТИКОВ М.М., МУШКИН И.В. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе : Дониш, 1970.
БАРХАТОВ Б.П. Тектоника Памира. Л. : Изд.Ленинград. ун-та, 1963.
БЕЛОВ А.А., ОМЕЛЬЧЕНКО В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. Геотектоника, 1976, № 2.
БЕЛОУСОВ В.В. Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры. Сов.геол., 1940, № 2,3.
БЕЛОУСОВ В.В. Основные вопросы геотектоники. Изд. АН СССР, 1962.
БЕЛОУСОВ В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М. : Наука, 1966.
БЕЛОУСОВ В.В. Основы геотектоники. М. : Недра, 1975.
БЕЛОУСОВ В.В. Геотектоника. М. : Изд.МГУ, 1976.
БЕЛОУСОВ В.В., БОРИСОВ Б.А., КИРИЛЛОВА И.В., ПЕТРУШЕВСКИЙ Б.А., РЕЙСНЕР Г.И., ШОЛПО В.Н. Определение зон повышенной сейсмической опасности по геологическим данным. – В кн.: Предвестники землетрясений. М., 1973.
БЕЛЬКОВА Л.Н., ОГНЕВ В.Н. Формации и геологическая история докембрия Средней Азии. Междун.геол.конгресс. XXIII сессия, 1968. Л. : Наука, 1968.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М. : Недра, 1974.
БЕСПАЛОВ В.Ф. Рифей и кембрий Центральной Азии. Изв. АН СССР, серия. геол., 1963, № 8.
БЕСПАЛОВ В.Ф. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:500 000 (объяснительная записка). Алма-Ата: Наука, 1975.
БИСКЕ Ю.С., ПОРШНЯКОВ Г.С. Герциниды Северо-Восточной Ферганы. – В кн.: Проблемы тектоники земной коры. Иркутск, 1973.

БОГДАНОВ А.А., ХАИН В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. – В кн. : Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968.
БОГДЕЦКИЙ В.Н., ОРЛОВ Л.Н. и др. Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе, 1978.
БОРИСОВ А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
БОРИСОВ А.А., ФЕДЫНСКИЙ В.В. Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. – В кн. : Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964.
БОРИСОВ Б.А., РЕЙСНЕР Г.И., ШОЛПО В.Н. Выделение сейсмогенных зон в альпийской складчатой области. М. : Наука, 1975.
БОРИСОВ О.М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. Узб. геол. журнал, 1962, № 2.
БОРИСОВ О.М., ГЛУХ А.К. Материалы тектонической терминологии эндогенных кольцевых структур. – В кн. : Принципы тектонического районирования Средней Азии. Ташкент, САИГИМС, 1977, вып.28.
БРЕЖНЕВ В.Д., ДОВЖИКОВ А.Е., ИВАНОВ Г.В. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала. – Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, 1970, т.168.
БРЕЖНЕВ В.Д., УДАЛОВА А.А., ЩУКИН С.И. О первых фазах проявления кислого вулканизма в западно-туркестанском секторе Южного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, 1978, т.XXI, № 9.
БУНЭ В.И., РЕЙМАН В.М. К сейсмотектонической характеристике центральной части Таджикской депрессии. – Тр. Ин-та сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Тадж.ССР, Душанбе, 1970, УП.
БУРКОВ Ю.К. Изучение условий формирования осадочных толщ методами статистической обработки геохимических данных. – Мат-лы годич. и юб.сессии Уч.сов. ВСЕГЕИ. Л., 1971.
БУРТМАН В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. – Тр.ГИН АН СССР, М.: Наука, 1976, вып.289.

БУРТМАН В.С. Геология и механизм шарьяжей. М. : Недра, 1973.
БУРТМАН В.С., ПОРШНЯКОВ Г.С. Тектоника вариацид Тянь-Шаня и Кызылкумов. - В кн. : Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М. : Наука, 1974.
БУТОВСКАЯ Е.М., АТАБАЕВ Х.А., АТАБАЕВА Н.М. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. - В кн. : Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М. : Наука, 1977.
БУХАРИН А.К., ГАРЬКОВЕЦ В.Г., КЕШИШЯН К.А., КЛИПЕНШТЕЙН В.Я., ПАНАСЮЧЕНКО В.К., ПОЯРКОВА Э.В., ПЯТКОВ К.К. Структурно-формационное районирование палеозоид Срединного и Южного Тянь-Шаня. - В кн. : Принципы тектонич. (структ.-формац.) районир. Ср.Аз., Ташкент, Изд.САИГИМС, 1977, вып.28.
БУХАРИН А.К., КЕШИШЯН К.А., ПЯТКОВ К.К. Основные принципы структурно-формационного районирования складчатых геосинклинальных областей типа Западного Тянь-Шаня. - В кн. : Принципы тектонич. (структ.-формац.) районир. Ср.Аз. Ташкент, Изд.САИГИМС, 1977, вып.28.
БУХАРИН А.К., КЛИПЕНШТЕЙН В.Я., ПОЯРКОВА Э.В., КЕШИШЯН К.А., ПАНАСЮЧЕНКО В.К. Типы орогенных структур западной части Срединного и Южного Тянь-Шаня. - В кн. : Принципы тектонич. (структ. - формац.) районир. Ср.Аз. Ташкент, Изд. САИГИМС, 1977. вып.28.
БУХАРИН А.К., ПОЯРКОВА Э.В., КЕШИШЯН К.А., КЛИПЕНШТЕЙН В.Я., ПАНАСЮЧЕНКО В.К. Тектоническая позиция термального метаморфизма на территории Узбекистана. Тез.докл. Ш Всесоюзн. симп. по метаморф. Свердловск, 1977.
БУШ В.А., ВОГНАЗ Л.Б. и др. Орогенезы Тянь-Шаня. - В кн. : Орогенические пояса. М. : Наука, 1968.
ВИННИЧЕНКО Г.П., КУХТИКОВ М.М. Стратиграфическое положение вулканогенно-обломочных толщ бассейна р.Бартанг. - Изв. АН Тадж. ССР, отд. физ. - мат. и геол.-хим.наук, 1973. 4(50).
ВИШНЕВСКИЙ Л.Е., САВОЧКИНА Е.Н. Стратиграфическое положение мар-

ганцево-железорудных проявлений офиолитовой ассоциации Южной Ферганы. Вест. МГУ, серия геол., 1978, № 5.
ВЛАСОВ Н.Г., ТАРАСЕНКО А.Т. Сопоставление дорифейской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. Кн. : Вопросы геологии Ср.Аз. - Тр.ВСЕГЕИ, нов. серия, Л., 1970, т.168.
ВОЛОЧКОВИЧ К.Л., ГАВРИЛИН Р.Д., ИФАНТОПУЛО Т.Н. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М. : Наука, 1973.
ВОЛЬВОВСКИЙ И.С. Применение ГСЗ для изучения земной коры в Средней Азии. - В кн.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. М. : Недра, 1967.
ГАМБУРЦЕВ Г.А. Глубинное сейсмическое строение земной коры, - ДАН СССР, 1952, т.87, № 6.
ГАМБУРЦЕВ Г.А., ВЕЙЦМАН П.С. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии. - Бюлл. Сов. по сейсмол. 1957, № 3.
ГАМБУРЦЕВ Г.А., ВЕЙЦМАН П.С., ДАВЫДОВА Н.И., ТУЛИНА Ю.В. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. - Бюлл. Сов. по сейсмол. АН СССР, 1957, № 3.
ГАРЕЦКИЙ Р.Г., КИРЮХИН Л.Г. Тектоника фундамента Туранской плиты. - В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М. : Наука, 1974.
ГАРЕЦКИЙ Р.Г., ЯНШИН А.Л. Тектонический анализ мощностей. - В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд. АН СССР, 1960, вып.I.
ГАРЬКОВЕЦ В.Г., БУХАРИН А.К., ЗЕМЛЯКОВ А.А., НЕЛЮБОВ В.А., БАРАНОВ В.В. Значение геолого-металлогенического сопоставления Урала и Тянь-Шаня в прогнозировании комплекса полезных ископаемых. - Тез. докл. Ш Уральск. петрографич. совещ., I. Свердловск, 1974.
ГАРЬКОВЕЦ В.Г., БУХАРИН А.К., КЕШИШЯН К.А., КЛИПЕНШТЕЙН В.Я.,

ПАНАСЮЧЕНКО В.К., ПЯТКОВ К.К. Структурно-формационное районирование верхнего докембрия Западного Тянь-Шаня. – В кн. : Принципы тектонич. (структ.-формац.) районир. Ср.Аз., Изд.САИГИМС, 1977, вып.28.

ГЕОЛОГИЯ СССР, том XXУ, Киргизская ССР, геологическое описание. М. : Недра, 1972, кн.2.

ГЕРАСИМОВ И.П., РАНЦМАН Е.Я. Морфоструктуры горных стран и их сейсмичность. Геоморфология, 1973, № 1.

ГЗОВСКИЙ М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. – Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 6.

ГЗОВСКИЙ М.В., КРЕСТНИКОВ В.Н. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. – Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 8, 12.

Глубинное строение земной коры территорий Узбекистана. Ташкент : Фан, 1971.

Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня, под ред. Резвого Д.П. и др. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов : Изд. Львов. ун-та, 1973, т.1.

ГОЛЬБРАЙХ И.Г. и др. . Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л. : Недра, 1968.

ГОЛЬДИН С.В., КУТОЛИН В.А. К петрохимии траппов хатангского и кузьмовского комплексов западной окраины Сибирской платформы. Сов.геол., 1964, № 2.

ГОНЧАРОВ М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М. : Недра, 1979.

ГОРЕЦКАЯ Е.Н., ДОДОНОВА Т.А., ЛЕСКОВ С.А. Интрузивные формации орогенных этапов развития. "Геология СССР". М. : Наука, 1972, т.XXУ, кн.2.

ГОРЕЦКАЯ Е.Н., МОРОЗЕНКО Н.К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара. (Южный Тянь-Шань). Петрогр. об. № 4, Тр.ВСЕГЕИ, нов. серия, 1962, т.73.

ГОРШКОВ Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. – В кн. : Петрохими-

ческие особенности молодого вулканизма. М. : Наука, 1963.

ГОРШКОВ Г.С. Вулканизм курильской островной дуги. М. : Наука, 1967.

ГОРШКОВ Г.П. О постоянстве тектонического режима в связи с землетрясениями. – В кн. : Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, 1964.

ГРИН В.П., ЛОПАТИНА Т.А. Годографы прямых рефрагированных волн по регистрации слабых землетрясений и взрывов для районов нижнего течения р.Нарын. – В кн. : Сейсмичность районов строительства Киргизии. Фрунзе: Илим, 1967.

ГУБИН Е.И. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

ГУБИН Е.И. О связях разрушительных землетрясений с тектоническими разрывами. – В кн. : Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. М.: Изд-во АН СССР, 1950.

ГУРАРИ Ф.Г. и др. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты. Тр. СНИИГИМСа. 1970, вып.97.

ДЕМЕНИЦКАЯ Р.М. Кора и мантия земли. М. : Недра, 1967, 1975, II изд.

ДЖАНУЗАКОВ К.Д., ИЛЬЯСОВ Б., КНАУФ В.И., КОРОЛЕВ В.Г., ХРИСТОВ Е.В., ЧЕДИЯ О.К. Сейсмическое районирование Киргизской ССР. Фрунзе : Илим, 1977.

ДЖУМАЛИЕВ Т.Д., КОРОЛЕВ В.Г. Роль конседиментационных структур в формировании фациальных особенностей карбонатных пород и пластовых месторождений цветных металлов. – В кн. : Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1966.

ДЖУМАЛИЕВ Т.Д., КОРОЛЕВ В.Г. Структурно-фациальные закономерности размещения пластовых свинцовых руд района Джергалан (Тянь-Шань). Литология и полезные ископаемые. 1971, № 6.

ДЖУМАЛИЕВ Т.Д., КОРОЛЕВ В.Г., МАКСУМОВА Р.А. Литолого-формационные закономерности образования и размещения фосфоритов каратауского типа. – В кн. : Литология фосфоритоносных

отложений. М.: Наука, 1976.
ДОБРЕЦОВ Н.Л., МОЛДАВАНЦЕВ Ю.Е., КАЗАК А.П., ПОНОМАРЕВА Л.Г., САВЕЛЬЕВА А.А., САВЕЛЬЕВ А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977.
ДОВЖИКОВ А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня.-Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1978, вып. 231.
ДОВЖИКОВ А.Е., БРЕЖНЕВ В.Д., КОМАРОВА М.З. Силурийские отложения Ферганского и Атбашинского хребтов. - Тр.Упр.геол. и охраны недр при СМ Кирг.ССР., 1960, № 1.
ДОВЖИКОВ А.Е., ЗУБЦОВ Е.И., АРГУТИНА Т.А. Тянь-Шаньская складчатая система. - В кн. : Геологическое строение СССР. М. : Недра, 1968, т.2.
ДОДОНОВА Т.А. Трапповая формация Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1969, т.187, № 6.
Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978.
ДУТКЕВИЧ Г.А., КАЛМЫКОВА М.А. Восточная часть хр.Бозардара. - Тр. Тадж. Пам. экспед. 1935, 1936, вып.48.
ЕФИМОВ И.А. Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии. - Автореф. докт. дисс. Алма-Ата : Изд.АН КазССР, 1972.
ЖУКОВ Ю.В. Нижнепалеозойские формации Срединного Тянь-Шаня. - В кн. : Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1965.
ЖУКОВ Ю.В., ИЗРАИЛЕВА Р.М., КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г., КУЗНЕЦОВ М.П., ГЕСЬ М.Д. Магматические комплексы байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов Северного и Срединного Тянь-Шаня. - В кн. : Магматизм и оруденение, (мат-лы к III Среднеаз. петрогр. совещ.). Фрунзе, 1978.
ЗАЙЦЕВ Ю.А., ТИХОМИРОВ В.Г. Геотектоническое положение порфировых формаций. - В кн. : Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч.I.
ЗАЙЦЕВ Ю.А., ФИЛАТОВА Л.И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. Вестн. МГУ, серия геол., 1972, № 4
ЗАЙЦЕВ Ю.А., ХЕРАСКОВА Т.Н. Венд Центрального Казахстана и проблема байкальской складчатости. - В кн. : Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977.
Землетрясения в СССР в 1962-1971 гг. М.: Наука, 1964-1975.
Земная кора Узбекистана. Ташкент : Фан, 1974.
Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М. : Наука, 1977.
ЗУБЦОВ Е.И. О важнейших разломах Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1956, т.III, № 3.
ЗУБЦОВ Е.И. Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня и их стратиграфическое значение. - Бюлл. МОИП, отд.геол. 1972, т.47, № 1.
ЗУБЦОВ Е.И., ПОРШНЯКОВ Г.С., ЯГОВКИН А.В. Новая схема домезойской тектоники Тянь-Шаня. - ДАН СССР, 1974, т.217, № 5.
ЗУННУНОВ Ф.Х., АХМЕДЖАНОВ М.А., БОРИСОВ О.М., ХАМРАБАЕВ И.Х. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии Узбекистана. - В кн. : Земная кора Узбекистана. Ташкент : Фан, 1974.
КАЧАГАНОВ Ш. Геоморфологическая карта бассейна р.Чон-Кемин как основа морфоструктурного анализа. - В кн. : Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975.
КЕЛЛЕР Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. - В кн. : Итоги науки, серия Общая геология. М., ВИНИТИ, 1973, т.5.
КЕЛЛЕР Б.М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. Общая геология (итоги науки) М., 1973, вып.5.
КЕЛЛЕР Б.М., КОРОЛЕВ В.Г., СЕМИХАТОВ М.А., ЧУМАКОВ Н.М. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР. - В кн.:Геология докембрия. Докл. сов.геол. XXIII сессии МГК. М. : Наука, 1968.
КЕНН Д.Р. Петрология пород основания хребт.Памер. в северо-восточной части Атлантического океана. - В кн. : Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М. : Мир, 1973.
КИСЕЛЕВ В.В. Химизм вулканических продуктов как показатель РТ-ус-

ловий глубинного источника. – В кн. : Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Позднедокембрийские вулканогенные формации Тянь-Шаня. – В кн. : Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1967.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма. Геотектоника, 1970, № 3.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Особенности позднекембрийской и раннепалеозойской тектоники Тянь-Шаня. – В кн. : Вопросы тектоники докембрия континентов. М. : Наука, 1970.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе : Илим, 1972.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г., КРИВОЛУЦКАЯ В.Н. Докембрийский магматизм байкало-каледонской складчатой области Тянь-Шаня. – В кн. : Проблема докембрийского магматизма.–Тр. I сессии. Л. : Наука, 1974.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г., КРИВОЛУЦКАЯ В.Н. О докембрийском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань). – ДАН СССР, 1974, т.214, № 2.

КИСЕЛЕВ В.В., КОРОЛЕВ В.Г. Магматизм в докембрии Тянь-Шаня и смежных регионов.–Мат-лы к У Всесоюз. петрогр. совещ., т.I. Проблемы петрологии (геологические аспекты). Алма-Ата : Наука, 1976.

КНАУФ В.И. Тектоника. – В кн. : Геология СССР, том XXУ, Киргизская ССР. М., 1972.

КНАУФ В.И. О связи между региональными сейсмическими зонами и допалеозойскими структурами Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР, Физика Земли. 1973, № 7.

КНАУФ В.И. Тектоника палеозоид восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореферат докторской диссертации. Ташкент, 1973.

КНАУФ В.И., КУЗНЕЦОВ М.П., ШИЛОВ Г.Г. Структуры домезозойского фундамента. Геологические основы сейсмического районирования Иссык-Кульской впадины. Фрунзе : Илим, 1978.

КНИППЕР А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М. : Наука, 1975.

КНИППЕР А.Л. Строение и история развития Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). М.: Изд. АН СССР, 1963.

КНОРИНГ Л.Д. О выделении системы трещин векторным методом. –Тр. ВНИГРИ, 1962, вып.193.

КНЯЗЕВ В.С., ФЛОРЕНСКИЙ П.В., ЧАРЫГИН А.М., ШНИП О.А. Метаморфические осадочно-вулканогенные породы складчатого фундамента Туранской плиты. – В кн. : Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М. : Недра, 1970.

КНЯЗЕВ В.С., ЧАРЫГИН А.М., ШНИП О.А. Интрузивные породы фундамента Туранской плиты.–В кн.: Фундамент, основные разломы Туранской плиты в связи с нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970.

КОРОЛЕВ В.Г. Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. – Тр. Ин-та геологии АН Кирг.ССР, 1956, вып.УШ.

КОРОЛЕВ В.Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. – В кн. : Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1960, т.3.

КОРОЛЕВ В.Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. – Изв. Кирг. филиала Всесоюз. Геогр. о-ва, 1961, вып.3.

КОРОЛЕВ В.Г. Геологическое строение и геологическая история Киргизии. – В кн. : Природа Киргизии. Фрунзе : Киргизиздат, 1962.

КОРОЛЕВ В.Г. Структурно-фациальные особенности древних толщ Тянь-Шаня и проблема миграции геосинклиналей. – В кн. : Мат-лы объед. науч. сессии, посв. 40-летию Кирг.ССР и Компартии Киргизии. Фрунзе : Илим, 1966.

КОРОЛЕВ В.Г. Возраст "свиты Арчалы" в хр.Джетым-Тоо (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны.

Тр. Ин-та геол. АН Кирг.ССР. Фрунзе, 1957, вып.9.

КОРОЛЕВ В.Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. – В кн. : Проблемы геологии Сред.Азии, Изд. АН СССР, 1967.

КОРОЛЕВ В.Г. Палеогеография Средней Азии и Центрального Казахстана в позднем докембрии. – В кн. : Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1970.

КОРОЛЕВ В.Г., ДЖУМАЛИЕВ Т.Д., КИСЕЛЕВ В.В., МАКСУМОВА Р.А., МАМБЕТОВ А.М. Особенности геологического развития и условия фосфоритонакопления в Таласо-Каратауской зоне. – В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973.

КОСМИНСКАЯ И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968.

КРЕСТНИКОВ В.И., НЕРСЕСОВ И.Л. Тектоническое строение Памира и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. Сов. геол. 1962, № 11.

КРЫЛОВ И.Н. Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М. : Наука, 1967.

КУДРЯВЦЕВ Г.А. О складчатостях позднего докембрия и кембрия. Геотектоника, 1973, № 4.

КУЗНЕЦОВ Ю.А. Главные типы магматических формаций. М. : Недра, 1964.

КУЗНЕЦОВ Ю.А., ПРУСОВ В.В. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырского антиклинория. – ДАН СССР, 1962, т.142, № 3.

КУНИН Н.Я., ИВАНОВ А.П., ШАЦИЛОВ В.И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам сейсмического зондирования. – БМОИП, отд.геол., 1970, вып.6.

КУТОЛИН В.А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. Геол. и геофиз., 1964, № 2.

КУТОЛИН В.А. Статистические петрохимические критерии формационной принадлежности для долеритов и базальтов. – ДАН

СССР, 1968, № 2, 178.

КУТОЛИН В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М. : Наука, 1969.

КУХТИКОВ М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе : Дониш, 1968.

КУХТИКОВ М.М., ВИННИЧЕНКО Г.П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе : Дониш, 1977.

ЛЮБИМОВА Е.А. Термика Земли и Луны. М. : Наука, 1968.

ЛОМИДЗЕ М.Г. Дифференциация расплава или разные магматические очаги. Сов.геол., 1967, № 3.

ЛУКЬЯНОВ А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. – Тр. геол. ин-та АН СССР, 1963, вып.80.

МАЙРИН С.Е., ШЛЫГИН А.Е. Основные черты геологического развития Джунгарского Алатау. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата : Наука, 1964, вып.2, (27).

МАКАРОВ В.И., ПАНИН В.М. Использование космических изображений при геологических исследованиях. Тянь-Шань. – В кн. : Геологическое изучение земли из космоса. – Тр. ГИН. М.: Наука, 1978, вып.317.

МАКАРЫЧЕВ Г.И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования земной коры. – Автореф. докт.дис. ГИН АН СССР. М., 1975.

МАКАРЫЧЕВ Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. – Тр.ГИН. М. : Наука, 1978, вып.318.

МАКАРЫЧЕВ Г.И., ШТРЕЙС М.А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, 1973, т.210, № 5.

МАКСУМОВА Р.А. Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан). Литология и полезн.ископ., 1973, № 4.

МАКСУМОВА Р.А. Сравнительная петрографо-минералогическая характеристика рифейских терригенно-карбонатных отложений Таласского Ала-Тоо. – В кн. : Новые данные по стратигра-

фии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1965.
МАКСУМОВА Р.А. Позднедокембрийские формации Таласского Ала-Тоо. – В кн. : Формации позднего протерозоя и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1967.
МАКСУМОВА Р.А. Развитие восточной части Таласо-Каратауской миогеосинклинали в позднем рифее. – В кн. : Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1970.
МАЛЮЖЕНЕЦ А.Г. Способы оценки величины продольного сокращения складчатой толщи (Автореферат доклада). – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, т.I (6).
МАРКОВ М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М. : Наука, 1975.
МАРУШКИН И.А. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хр. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
МАРУШКИН И.А. О зоне глубинного раздома на границе Южного Тянь-Шаня и Памира в палеозойскую эру. – Геол. сб. Львовского геол.о-ва, 1965, № 9.
МЕДЖИТОВА З.К., САБИТОВА Т.М. Изучение сейсмических скоростей и строения земной коры Чуйской впадины и прилегающих к ней районов. – В кн.: Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе : Илим, 1975.
МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ И.М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. XXII сессия МГК. – Докл. сов.геол., пробл. 2. М.: Недра, 1965.
МИЛЛЕР Е.Е., ЗАРАВНЯЕВА В.К., АНТОНЮК Р.М. Вулканогенная офиолитовая формация рифея. – В кн. : Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. М., 1965.
МИЛЛЕР Р.Л., КАН Д.С. Статистический анализ в геологических науках. М. : Мир, 1965.
МИНАЙЧЕВА Г.С. Программа решения ЭВМ "МИНСК-22" многофакторных корреляционных моделей. М. : Информстандартэлектро, 1969.

МИЯСИРО А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М. : Мир, 1976.
МОМДЖИ Г.С. Химический состав как источник информации о процессах образования интрузивных магм. Сов.геол., 1965, № 10.
МОРКОВКИНА В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М. : Наука, 1967.
МОРКОВКИНА В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М. : Наука, 1974.
МУРАТОВ М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
МУРАТОВ М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии. Геотектоника, 1965, № 6.
МУРАТОВ М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М. : Наука, 1975.
МУРАТОВ М.В., ЯНШИН А.Л. Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов. – В кн. : Геотектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
МУШКЕТОВ Д.И. Восточная Фергана. – Тр. Геолкома, 1928, вып.169.
МУШКЕТОВ Д.И. Тектоника Средней Азии. Госиздат УзССР, 1936.
НАЛИВКИН Д.В. Научные результаты XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене.–В кн. : Проблемы геологии на XXI сессии Международного геологического конгресса. М.: Изд. АН СССР, 1963.
НАЛИВКИН Д.В. Методика составления фациальных карт. Геол.об., 1953, № 2.
НЕВОЛИН Н.В. Глубинное строение Прикаспийской впадины. Геотектоника, 1978, № 3.
НЕВСКИЙ В.А. Складчатые формы южного склона хребта Ишме. – Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 4.
НЕРСЕСОВ И.Л., АРТЕМЬЕВ М.Е., ДОСЫМКОВ А. Выделение плотностных неоднородностей литосферы высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии. – Изв. АН СССР, Физика земли, 1975, № 5.
НИКИТЧЕНКО И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джун-

горского Алатау. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1978, № 5.
НИКОЛАЕВ В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Записки ВМО. 1933, ч.62.
НИКОЛАЕВ В.А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. Сов.геол., 1944, № 1.
НИКОЛАЕВ В.А. Некоторые общие вопросы тектоники Киргизской ССР, Геология СССР, Госгеолтехиздат, 1954, т.XXУ.
НИКОЛАЕВ В.А. Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах подвижных поясов земной коры. – В кн. : Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. М. : Госгеолтехиздат, 1957.
НИКОНОВ А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М. : Наука, 1977.
Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М. : Наука, 1977.
ОГНЕВ В.Н. Таласо-Ферганский разлом. – Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
ОГНЕВ В.Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. – Изв. Кирг. фил. АН СССР. Фрунзе, 1946.
ПАВЛОВСКИЙ Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. – Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
ПАВЛОВСКИЙ Е.В. Происхождение и развитие земной коры материков. Геотектоника, 1975, № 6.
ПАВЛОВСКИЙ Е.В., КОЛТУХИНА С.Е. Роль гранитов в формировании земной коры в раннем докембрии (на примере Канады и Гренландии). – Изв. АН СССР, серия геол., 1978, № 9.
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР. М. : Недра, 1974.
Палеотектонические карты СССР, масштаб 1:5 000 000. т.I – поздний протерозой, кембрий. Гл.ред. Т.Н.Спижарский. М. : 1977 (1974). Аэрогеология, Мингео СССР.
ПЕЙВЕ А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.

ПЕЙВЕ А.В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его вергаций. – БМОИП, отд.геол., М., 1947, т.XXП (5).
ПЕЙВЕ А.В. Геотектоника, 1969, № 6.
ПЕЙВЕ А.В., ШТРЕЙС Н.А. и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Сов.геол., 1972, № 2.
ПЕРЧУК Л.Л. Проблемы термодинамических условий минеральных равновесий в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. – В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М. : Наука, 1972, ч.I.
ПЕТРУШЕВСКИЙ Б.А. О связи между землетрясениями максимальной силы и геологической обстановкой. – Бюлл. Сов.по сейсм. АН СССР, 1960, № 8.
ПИНУС Г.В., КУЗНЕЦОВ В.А., ВОЛОХОВ И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. – Изд. АН СССР, 1958.
ПОПОВ В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд. Ком. наук УзбССР, 1938.
ПОПОВ В.И. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Комитет наук УзбССР, Ташкент, 1940.
ПОПОВ В.И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии – основа ее геологического районирования. – В кн. : Тезисы докл. Душанбинской сессии П Всесоюз. тектон. совещ. Душанбе, 1962.
ПОПОВ В.И. Ядра и междуядерные зоны Средней Азии – основа ее геологического районирования. – В кн. : Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М. : Наука, 1964.
ПОПОВ В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций Л.: Недра, 1966, ч.I.
ПОПОВ В.И. Схема расчленения крупных ритмов магматектонического развития Памирского смятия. – Узб.геол.журн., 1976, №№ 4-5.
ПОПОВ В.И., ТАЛЬ-ВИРСКИЙ Б.Б., ПОПОВ А.И. Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент : Фан, 1978.

ПОРТНЯГИН Э.А. Гиссарский шов и проблемы Гиссарского плутона. – Геол. сб. Львовск. о-ва, Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1968, № 11.

ПОРТНЯГИН Э.А., ПАВЛОВ В.И. Некоторые данные о ранних этапах развития Южногиссарской магматогенной зоны. – Геол., об. Львовск. геол.о-ва. Львов: Изд. Львов. ун-та, 1971,№ 13.

ПОРШНЯКОВ Г.С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. – Тр. Упр. геол. и охр. недр при СМ Кирг.ССР. Фрунзе, 1960, об.1.

ПОРШНЯКОВ Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.

ПШЕНИКОВ К.В. Анализ эпицентрального поля землетрясений Байкальского рифта за 1961-1965 гг. – В кн. : Землетрясения в СССР в 1966 г. М. : Наука, 1970.

РАДКЕВИЧ Е.Н. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений. – В кн. : Пробл. тектонофиз. М. : Госгеолтехиздат, 1960.

Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе : Дониш, 1976.

РЕЗВОЙ Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львов. ун-та, 1959.

РЕЗВОЙ Д.П. О западнотяньшаньском поперечном глубинном шве. Вестник ЛОЛГУ (Львовский госуниверситет), серия геол., 1962, № 1.

РЕЗВОЙ Д.П. К проблеме "шарьяжей" в Алайском хребте. – БМОИП, отд.геол., 1969, т.44, № 4.

РЕЗВОЙ Д.П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. – БМОИП, отд. геол. 1972, № 1.

РЕЗВОЙ Д.П. ред. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Изд. Львов. ун-та, 1973, т.1.

РЕЗВОЙ Д.П., АЛЕКСЕЕНКО А.В., БИЛИЧЕВА Г.И. Тектоника и формации юга Киргизской ССР.–Тр. Упр. геол. Кирг.ССР,1974, об. 3.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточ-

ного Казахстана. Л. : Недра, 1976.

РОГОЖИН Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. М. : Наука, 1977.

РОЗЕН Ю.М., СИДОРЕНКО С.А., СОЗИНОВ Н.А. Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя (основные аспекты сравнительно-формационных исследований). – В кн. : Проблемы осадочной геологии докембрия. М. : Недра, 1975, вып.4.

РОНОВ А.Б., ХАИН В.Е., БАЛУХОВСКАЯ А.Н., СЕСЛАВИНСКИЙ К.Б. Изменение распространенности объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое. – Изв. АН СССР, серия геол., 1978, № 12.

РУТТЕН М. Геология Западной Европы. Швейцарские Альпы. М. : Мир, 1972.

РУЖЕНЦЕВ С.В. Особенности структур и механизм образования сорванных покровов. М. : Наука, 1971.

САБИТОВА Т.М. Строение земной коры зоны переходной от Северного к Срединному Тянь-Шаню, по сейсмологическим данным. – В кн. : Геолого-геофизическая характеристика сейсмогенных зон Киргизии. Фрунзе : Илим, 1978.

САБИТОВА Т.М. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки. – В кн. : Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М. : Наука, 1977.

САГЫНДЫКОВ К.С. История развития кембрийских конседиментационных структур в хр.Кок-Ийримтау. – В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Изд. АН Кирг.ССР, 1964.

САГЫНДЫКОВ К.С. О роли вулканической деятельности в накоплении ванадия, железа, марганца и других элементов в вендоко-нижнепалеозойских отложениях Срединного Тянь-Шаня. – Зап. Кирг. отд. ВМО, 1972, вып.8.

САГЫНДЫКОВ К.С., ЧЕРЕПАНОВА В.А. Об эффузивно-осадочной природе железных руд Срединного Тянь-Шаня. – В кн. : Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе : Илим, 1976.

САГЫНДЫКОВ К.С. О Джетымском железорудном бассейне Тянь-Шаня и климате венда Евразии. Геологические формации и рудоносность Киргизии – Тр. Фрунзенского политехн. ин-та, вып. 105). Фрунзе, 1978.

САДЫБАКАСОВ И. Волновые движения земной коры и неотектоническое районирование Тянь-Шаня и Памира. – Изв. АН Кирг.ССР, 1978, № 1.

САДЫБАКАСОВ И., КИРЕЙТОВ В.Р., ПАЛАМАРЧУК В.К., ОМУРАЛИЕВ М. Исследование новейших структур Тянь-Шаня с помощью математических методов. Фрунзе : Илим, 1977.

САЙДАЛИЕВА М.С., ОГАЙ В.Ф., ПОПОВ А.Я. Разрывные нарушения и размещение залежей нефти и газа. Ташкент : Фан, АН Уз. ССР, 1974.

САЛТЫКОВСКИЙ А.Я. О некоторых петрохимических особенностях щелочных оливиновых базальтов континентов и океанов. – Сов. геол., 1963, № 10.

СИНИЦЫН В.М. Сиэль. Л. : Недра, 1972.

СИНИЦЫН Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. ЛГУ, 1960.

СОБОЛЕВ В.С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1957, вып.2.

СМЕХОВ Е.М. Современное состояние проблемы трещинных коллекторов. – Тр. II Всесоюз. совещ. по трещинным коллекторам нефти и газа. М.: Недра, 1965.

СОЛОНЕНКО В.П. Землетрясения и рельеф. Геоморфология, 1973.

СОЛОНЕНКО В.П. Сейсмология и проблема предсказания землетрясений. Геология и геофизика, 1974, № 5.

СУВОРОВ А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М. : Недра, 1968.

СУВОРОВ А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М. : Недра, 1973.

СУРГАЙ В.Т. О принципах составления прогнозо-металлогенических карт (о рудоносных формациях). – В кн. : Металлоген. прогнозн. карты. Алма-Ата : Изд-во АН КазССР, 1959.

СУРГАЙ В.Т. Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня. – В кн. : Закономерности размещения полезн. ископ. М. : Наука, 1970, т.IX.

СУРГАЙ В.Т. О законе региональной геохимии и его прикладном значении. – В кн. : Региональная геохимия Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1976.

СУРГАЙ В.Т., ТУРДУКЕЕВ И.Д., НОРУЗБАЕВ К.М. Регионально-геохимические условия развития Тянь-Шаньского офиолитового пояса и его рудоносность. – В кн. : Региональная геохимия Тянь-Шаня, Фрунзе : Илим, 1976.

ТАУСОН Л.В. Граниты – источники руд. Природа, 1978, № 9.

Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент : Фан, 1971.

Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1970.

Тектоника Средиземноморского пояса. Тез. докл. Изд. АН СССР, 1978.

ТУГАРИНОВ О.И., ЗЫКОВ С.И. Об изотопном составе свинца рудных месторождений Кавказа и Средней Азии. – Бюлл. комиссии по определению абсолютн. возраста геологических формаций АН СССР. М. , 1961.

УЛОМОВ В.И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии. Ташкент : Фан, 1966.

УЛОМОВ В.И. Динамика земной коры и прогноз землетрясений. Ташкент : Фан, 1974.

ФЕДОРОВСКИЙ В.С., КОРИКОВСКИЙ С.П., ГОЛЬЦМАН Ю.В., АРАКЕЛЯНЦ М.М., ИВАНОВ И.В., ШАНИН Л.Л. Омоложение цифр радиологического возраста докембрийских пород восточной части Байкало-Патомского нагорья. – В кн. : Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датировании тектономагматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. М., 1971.

Физика земной коры и верхней мантии. М. : Мир, 1966.

ФЛОРОВА Т.И. и др. Некоторые особенности вулканизма геосинклиналей. – В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород

и глубины Земли. М. : Наука, 1972, ч.I.
ХАИН В.Е. О непрерывно-прерывном течении тектонических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
ХАИН В.Е. Главнейшие этапы и общие закономерности развития земной коры. МГК, XXII. – Докл. сов. геол. Пробл. 4, М. : Наука, 1964.
ХАИН В.Е. Древность и молодость рельефа. Природа, 1976, № 2.
ХАИН В.Е. Цикличность и тектоника. – В кн. : Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М. : Наука, 1977.
ХАМРАБАЕВ И.Х. Магматизм и земная кора Средней Азии. – В кн. : Очерки геологической петрологии. М. : Наука, 1976.
ХАМРАБАЕВ И.Х. Генетические типы гранитоидов Средней Азии и их рудоносность. – В кн. : Магматизм, метаморфизм и оруденение. Фрунзе : Илим, 1978.
ХОВАНСКИЙ Б.Н. Тектоника, рельеф и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. М.: Недра, 1977.
ХОЛОДОВ В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии. Литология и полезные ископаемые, 1970, №№ 2,4.
ХОРЕВА Б.П. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента фанерозойских складчатых областей. Автореф. докт. дисс. Л. : Изд. ВСЕГЕИ, 1971.
ХРИСТОВ Е.В., ХРИСТОВА М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшаньского пояса. Геотектоника, 1978, № 5.
ЦВЕТКОВ А.Я., ШВАНОВ В.Н. Метаморфическая зональность в майлисуйской серии Северо-Восточной Ферганы. Вестн. Ленингр. гос. ун-та, 1972, № 18.
ЧЕДИЯ О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе : Илим, 1972.
ЧЕДИЯ О.К. Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы. – В кн. : Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР, М. : Наука, 1976.
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.
ЧЕТВЕРИКОВ С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М. : Госгеолтехиздат, 1956.
ШАКИРОВ Э.Ш., ШВАРЦМАН Ю.Г. Глубинное геологическое строение Северного Тянь-Шаня по геомагнитным данным. – Изв., АН Кирг.ССР, 1975, № 1.
ШАКИРОВ Э.Ш., ШВАРЦМАН Ю.Г. Сопряжение стабильных массивов и складчатых зон Северного Тянь-Шаня по геофизическим данным. – В кн. : Геология и полезные ископаемые Киргизии. Фрунзе : Илим, 1974.
ШАТСКИЙ Н.С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИП, 1937, т.15, вып.1.
ШАТСКИЙ Н.С. Избранные труды. М. : Наука, 1963, 1965, т.I,3.
ШЕЙНМАН Ю.М. Области интрузий в пределах зон складчатости и их значение. Сов. геол., 1958, № 1.
ШЕЙНМАН Ю.М. О связях между типами магмы и тектоникой. Сов. геол., 1964, № 2.
ШЕЙНМАН Ю.М. Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. Сов. геол., 1965, № 8.
ШЕЙНМАН Ю.М. Очерки глубинной геологии. М. : Недра, 1968.
ШЛЫГИН Е.Д. Рифей Кокчетавского и Башкирского консолидированных массивов. – Изв. АН КазССР, серия геол., 1975, № 1.
ШОР Дж. Островные дуги и континентальные окраины западной части Северной Америки.–В кн.:Окраины континентов и островные дуги. М. : Мир, 1970.
ШУЛЬЦ С.С. К стратиграфии и тектонике палеозоя хр.Терскей-Алатау в районе р.М.Нарын. – Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 4.
ШУЛЬЦ С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня . Географиздат, 1948.
ШУЛЬЦ С.С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. – В кн. : Активизированные зоны земной коры. М. : Наука, 1964.

ШУЛЬЦ С.С., БРУМС Е.П. Структурно-фациальный анализ отдельных конседиментационных складок. – В кн. : Вопросы геологии Азии. М. : Изд. АН СССР, 1955, т.П.

ЭЙДЛИН Р.А., ЭРЕНБУРГ М.С. Строение земной коры Чу-Сарысуйской депрессии и ее обрамления. Сов. геол., 1978, № 8.

ЮДАХИН Ф.Н. Опыт геофизического изучения геологического строения межгорных впадин Северной Киргизии. – В кн. : Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе : Илим, 1970.

ЮДАХИН Ф.Н., МАРИНЧЕНКО Г.Г. Магнитные поля и сейсмичность Тянь-Шаня. – В кн. : Геолого-геофизические особенности и сейсмичность территории Киргизии. Фрунзе : Илим, 1978.

ЮДАХИН Ф.Н., МОЛОКОВ В.Л. Особенности строения докембрийского фундамента по данным гравиметрии и сейсмичность Тянь-Шаня. – В кн. : Геолого-геофизические особенности и сейсмичность территории Киргизии. Фрунзе : Илим, 1978.

ЯКУБОВ Д.Х. Разломы юго-западных отрогов Кураминского хребта. Ташкент : Фан, 1970.

ЯКУБОВ Д.Х., АБДУРАХМАНОВ Д. О связи землетрясений с разрывными нарушениями (на примере Кашкадарьинской впадины). Узб. геол. журн., 1974, № 1.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

От оргкомитета 3

Об основных проблемах тектоники Средней Азии (приветствие бюро Междуведомственного тектонического комитета) 7

О Б Щ И Е В О П Р О С Ы

С. С. Ш у л ь ц. Основные положения теории конседиментационной складчатости 11

Г. И. М а к а р ы ч е в, Н. А. Ш т р е й с, В. Ф. М о р к о в к и н а, В. И. П а з и л о в а. Особенности формирования континентальной земной коры в Тянь-Шане 19

Е. И. П а т а л а х а. Новая концепция дислокационного процесса 30

Т. Д. Д ж у м а л и е в, В. Г. К о р о л е в. Конседиментационные структуры и их значение в познании закономерностей образования и размещения стратиформных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых 53

В. И. П о п о в. Схема расчленения ступеней и стадий развития земной коры в Памирском смятии 60

Е. В. Х р и с т о в. Сравнительная тектоника структур на гипербазитовом основании 72

В. И. К н а у ф. Некоторые вопросы формирования земной коры Тянь-Шаня 78

В. Т. С у р г а й. Тектогенез, денудация и седиментация в образовании рудоносных и потенциально-рудоносных формаций 87

А. А. Белов, В. С. Буртман. О соотношении Урало-Монгольского складчатого пояса и Палеотетиса в Средней Азии 92
И. Садыбакасов. Актуалистическое значение новейших структур Тянь-Шаня и Гималаев 97
О. К. Чедия. Роль субмеридионального сжатия в формировании новейшего Тянь-Шаньского орогена 101

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕОЗОИД СРЕДНЕЙ АЗИИ

М. А. Ахмеджанов, Р. Н. Абдуллаев, О. М. Борисов, Э. Р. Базарбаев, О. А. Виноградов, И. М. Мирходжаев, С. Х. Ходжаев. Эволюция процессов тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма во времени и в пространстве на примере Средней Азии 105
М. М. Кухтиков. Некоторые черты строения и истории тектонического развития Гиссаро-Алая и Памира в палеозое 114
Г. П. Виничepisнко. Важнейшие особенности тектоники и проблема возраста интрузивных пород Центрального Памира 122
. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец, К. А. Кешишян, И. А. Масленникова, В. К. Панасюченко, В. А. Хохлов. Главные черты тектоники, осадконакопления, магматизма и метаморфизма в домезозое Тянь-Шаня в связи с металлогеническими проблемами . . . 127
А. Е. Довжиков. Стадии развития, геосинклинальный формационный ряд и условия становления складчатой структуры Южного Тянь-Шаня 137
В. Д. Брежнев. Заложение палеозойской геосинклинали в западной части Южного Тянь-Шаня (на примере Нуратау-Туркестанского региона) 147
К. Л. Волочкович, Е. А. Рогожин. Формации и структуры Алайского хребта 163
Е. И. Зубцов. Особенности осадконакопления и тектоники Среднего Тянь-Шаня в связи с развитием смежных геосинклиналей 162
М. М. Адышев, А. Б. Бакиров, В. Г. Королев, К. Сагындыков. Тектоническая природа Среднего Тянь-Шаня 172
В. Г. Королев. Основные черты тектоники осадконакопления и магматизма в позднедокембрийской и раннепалеозойской истории Тянь-Шаня 180
Р. А. Максумова. Некоторые закономерности проявления байкальского орогенеза в Тянь-Шане 190
А. В. Вихерт. Тектоника западной части Таласского хребта 195
В. С. Буртман. Тектогенез, осадконакопление и магматизм Тянь-Шаня в карбоне 198

И. И. Никитченко. Основные циклы (этапы) развития Джунгарского Алатау в позднем докембрии – раннем палеозое 204

РАЗЛОМНАЯ ТЕКТОНИКА

О.М. Борисов, М. А. Ахмеджанов, Ш. Д. Давлятов, С. Ш. Мирзаев, И. А. Фузайлов, В. И. Кнауф, В. Г. Королев, К. О. Осмонбетов, Ю. А. Дьяков, О. М. Панасюченко, Э. С. Чернев, А. К. Глух, Р. Ишанкулов, Д. Х. Якубов. Общие закономерности разломной тектоники Средней Азии, ее влияние на осадконакопление, магматизм и метаморфизм 211

Д. П. Резвой, А. В. Алексеенко, И. А. Ковальчук, В. Н. Куземко, В. И. Павлов, П. Д. Резвой, И. И. Солошенко. Глубинные разломы в геологической структуре Южного Тянь-Шаня и проблемы их дальнейшего изучения 221

Б. Д. Болгарь. Эволюция конседиментационных разломов в процессе формирования палеозойской складчатой структуры Южной Ферганы (междуречье Шахимардан-Киргизата) 229

И. И. Войтович. Основные морфологические типы разломов Северной Ферганы 240

Ю. С. Биске, Г. С. Поршняков, Ю. А. Талашманов, А. В. Яговкин. Геологическая обстановка развития шарьяжей в Южном Тянь-Шане 249

О. М. Панасюченко. Разломы и природа блоковых структур Туркмении 260

Д. Х. Якубов, Я. Р. Ярмухамедов. Разломы и сейсмичность на примере Срединного Тянь-Шаня (Узбекистан) 265

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

В. В. Киселев. Петрохимические аспекты проблемы соотношения процессов тектоники и вулканизма 273

М. П. Кузнецов. Роль докембрийских гранитоидов в формировании байкальско-каледонской складчатой системы Северного Тянь-Шаня 286

В. В. Киселев, В. Г. Королев, Ф. Х. Апаров. Кислые вулканиты в докембрийских разрезах Северного и Срединного Тянь-Шаня 289

Л. Н. Орлов. Структурная позиция офиолитов Центрального Тянь-Шаня 297

Е. И. Паталаха, В. А. Белый. Тектоническая зональность Северо-Балхашского антиклинория и гипербазиты 301

А. Б. Бакиров. Метаморфизм как показатель тектонической обстановки 312

М. А. Гончаров, В. Г. Малюженец, Н. С. Фролова. Горизонтально-неоднородный метаморфизм, как возможная причина складкообразования в рифейских толщах Таласского хребта 322

Н. С. Фролова. Структурно-деформационная зональность и горизонтально-неоднородный метаморфизм в рифейских

толщах Таласского хребта 331
А. Г. Малюженец. Механизм образования складок в рифейских толщах Таласского хребта и его связь с метаморфизмом (теоретические и полевые исследования) . . . 334

ТЕКТОНИКА И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ

И. Х. Хамрабаев, Е. М. Бутовская, Д. Б. Джамалов, В. А. Пак, Х. И. Юсупходжаев. Соотношение глубинного строения земной коры по геолого-геофизическому профилю Каракорум–Памир–Тянь-Шань . . . 339
Т. М. Сабитова. Глубинное строение земной коры Северного и Срединного Тянь-Шаня 346
Ф. Н. Юдахин. О связи палеозойской тектоники и сейсмичности со строением земной коры в Киргизском Тянь-Шане 354
Ю. Г. Шварцман. Особенности глубинного строения центральной части Северного Тянь-Шаня 363
И. М. Бисенгалиев. Сопоставление различных схем поведения границы Мохоровичича для Тянь-Шаня 376
РЕШЕНИЕ СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ 377
ЛИТЕРАТУРА 382

СООТНОШЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор издательства *О. Г. Юдахина*
Обложка художника *В. Ф. Роека*
Технический редактор *Э. К. Гаврина*

Подписано к печати 29.05.81. Д—00533. Формат 60×90 1/16. Бумага писчая. Ротапринт. Объем 26,75 п. л., 22,6 уч.-изд. л. Тираж 500 экз. Цена 2 р. 36 к. Заказ 121.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265 а

Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул. Пушкина, 144