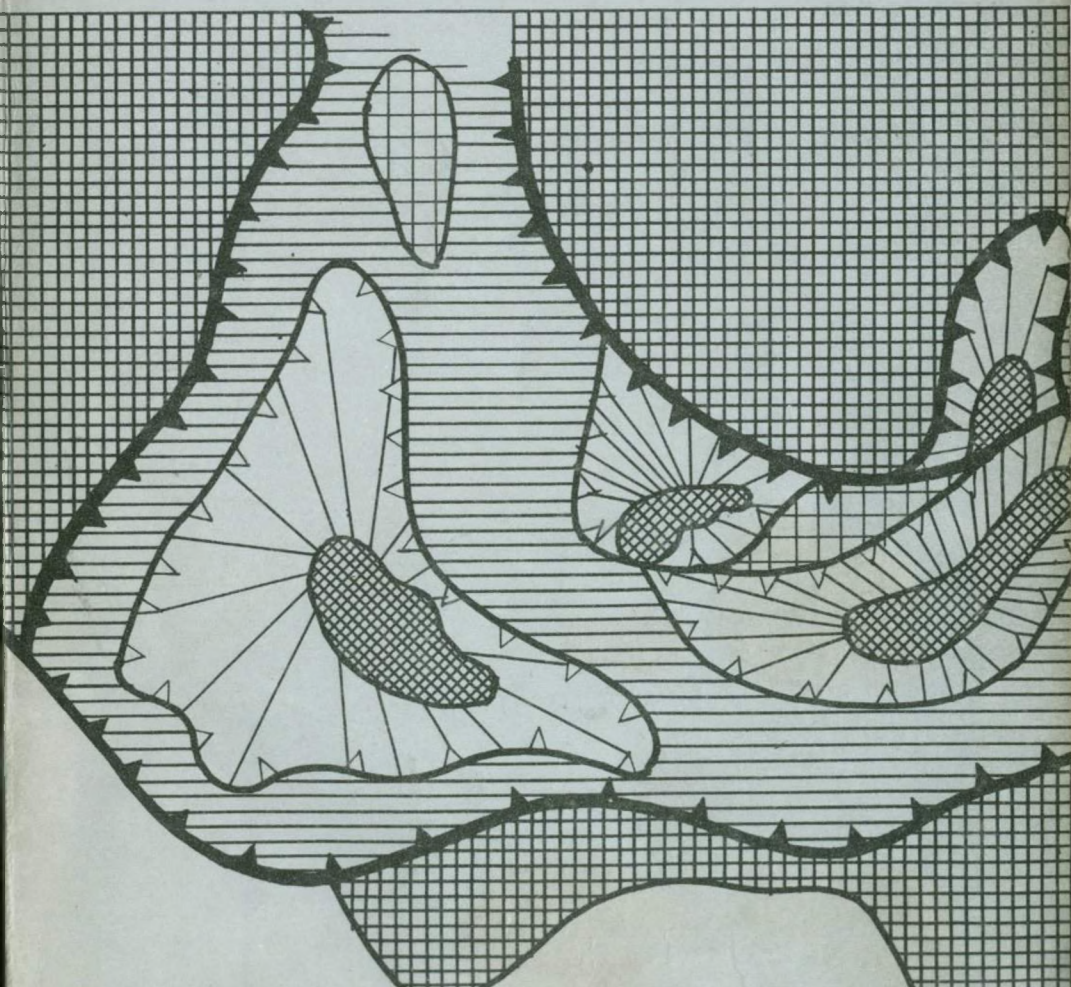


Ю. А. ЗАЙЦЕВ

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ



Ю. А. ЗАЙЦЕВ

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (ОВАЛЬНЫЙ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ- ЗОНАЛЬНЫЙ ТИП)



МОСКВА „НЕДРА“ 1984

Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). – М.: Недра, 1984. 208 с.

Впервые рассмотрен особый овальный тип геосинклинальных областей, противопоставленный линейным геосинклинальным складчатым областям. Выводы, полученные по Казахстанско-Тяньшаньскому региону, подкреплены сравнительно-тектоническим анализом других геосинклинальных областей подобного типа. Показано, что все геосинклинальные области овального типа являются новообразованиями, возникшими при тектонической переработке континентальной земной коры. Предложена гипотеза о возможных причинах образования и эволюции геосинклинальных овалов в связи с глубинным мантийным тектогенезом.

Для геологов, изучающих тектонику и металлогению геосинклинальных областей.

Табл. 12, ил. 59, список лит. – 50 назв.

Рецензент – канд. геол.-мин. наук *М.Ф. Микунев* (МГРИ)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга посвящена рассмотрению строения и эволюции геосинклинальных областей особого овального концентрически-зонального типа, распространенных в Урало-Монгольском геосинклинальном поясе, отличающихся от других подобных складчатых геосинклинальных поясов своей большой шириной. По убеждению автора, этот тип геосинклинальных областей существует и в других геосинклинальных поясах, особенно в древних дофанерозойских. Поэтому устанавливаемые на примерах Урало-Монгольского пояса закономерности строения и развития овальных геосинклиналей имеют общее значение для понимания геосинклинальной эволюции.

Работа написана по материалам, собранным автором на протяжении многих лет по различным проблемам геологии в разных частях палеозойд Казахстана. Эти исследования велись в коллективе Казахстанской экспедиции геологического факультета Московского университета. Естественно, в своих обобщениях автор использовал также опубликованные материалы и сводки по геологии Казахстана и других соседних регионов. В течение многих лет автор работал вместе с А.А. Богдановым, О.А. Мазаровичем, Н.В. Литвинович, Б.Я. Журавлевым, Л.И. Филатовой, Е.А. Бабичевым, А.Б. Веймарном, С.Б. Розановым, Т.Н. Херасковой, М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой, О.В. Минервиным, О.Е. Беляевым и многими другими геологами Казахстанской экспедиции. Тесные научные контакты долгое время существовали с Е.Д. Шлыгиным, А.А. Абдулиным, Е.И. Паталахой, Г.Х. Ергалиевым, И.И. Никитченко, В.М. Шужановым, Н.А. Афоничевым, В.Г. Королевым, Б.М. Келлером, А.К. Бухариным, М.Ф. Микунтовым и другими.

Автором были критически пересмотрены существующие материалы и обобщения по региональной тектонике Казахстана. При этом большое значение имел анализ ныне изданных тектонических карт Казахстана и сопредельных территорий масштаба 1:1 500 000. В их составлении, начатом в 1972 г. по инициативе автора и А.А. Абдулина, принял участие большой коллектив геологов и геофизиков различных организаций. В редакционную коллегию карт входили А.А. Абдулин и Ю.А. Зайцев (главные редакторы), Н.А. Афоничев, Г.Р. Бекжанов, В.Г. Гарьковец, Б.Я. Журавлев, В.Г. Королев, В.Н. Любецкий, М.Ф. Микунтов, Н.П. Михайлов, И.И. Никитченко, Е.И. Паталаха, А.Е. Шлыгин, Е.Д. Шлыгин, А.Л. Яншин.

Всем товарищам по Казахстанской экспедиции, равно как и всем сотрудничавшим с ним в обобщениях по различным проблемам геологии Казахстана, автор приносит свою глубокую благодарность. Поддержка и советы А.А. Богданова во многом определили научные направления исследований автора. Отдельные положения и выводы работы в виде статей и сво-

док, некоторые общие проблемы тектоники автору довелось обсуждать с А.Л. Яншиным, В.Е. Хаиным, М.В. Муратовым, А.А. Абдулиным, Н.А. Афоничевым, К.В. Боголеповым, Ч.Б. Борукаевым, Г.П. Леоновым, О.А. Мазаровичем, Е.Е. Милановским, Н.И. Николаевым, Е.Д. Шлытиным, А.Е. Шлытиным, Й. Ярошем. Автор признателен всем перечисленным лицам за полезные советы и доброжелательную критику. В подготовке книги большую помощь оказали А.Н. Финкевич и Н.В. Иванова. Пользуясь случаем, приношу им свою благодарность.

Геосинклинали, некоторые задачи их изучения. Учение о геосинклиналях — важнейшее обобщение современной геологии, позволяющее познать закономерности строения и создать литологически стройную картину развития земной коры, объекта, с которым, в первую очередь, имеет дело геология. Современное состояние учения о геосинклиналях характеризуется поисками связей между геосинклинальным процессом, определяющим эволюцию земной коры, с одной стороны, и глубинным тектогенезом — с другой. Эта тенденция обеспечивается поступлением огромного регионального материала, широким привлечением геофизических данных, развитием "вещественного" направления — изучением формаций, тектонических режимов, связей тектоники и магматизма. За время своего существования теория геосинклиналей сделала колоссальные успехи, стала основополагающим учением в геологии. Сводки по теории геосинклиналей после Э. Ога, Г. Штилле и других зарубежных геологов начала XX в. принадлежат А.Д. Архангельскому (1941 г.), В.В. Белоусову (1972, 1976 гг.), Ю.А. Косыгину (1952, 1969 гг.), Е.В. Милановскому (1938 г.), Ж. Обуэну (1965 г.), В.А. Обручеву (1942 г.), А.В. Пейве и В.М. Сеницыну (1951 г.), А.В. Пейве (1969 г.), В.Е. Хаину (1964 г.), В.Е. Хаину и Ю.М. Шейнманну (1960 г.), Н.С. Шатскому (1947 г.), Н.А. Штрейсу (1947 г.) и ряду других геологов. В многочисленных работах, посвященных геосинклиналям, описываются их типы, закономерности строения и развития, стадийность эволюции, проблемы заложения и фундамента геосинклиналей, характер геосинклинального осадконакопления и магматизма.

Большое значение имеют исследования, ставящие своей задачей реконструкцию типов земной коры в геосинклинальных областях разного рода. Работы В.В. Белоусова, а также идеи об океанической коре геосинклиналей, наиболее последовательно развивающиеся А.В. Пейве с 1969 г., привлекли внимание к проблеме земной коры геосинклиналей в целом и тем самым послужили выявлению связей геосинклинального процесса с глубинным тектогенезом. Признаком догеосинклинальной океанической стадии развития, согласно А.В. Пейве и его последователям, является меланократовый океанический фундамент и офиолитовая ассоциация. Следует заметить, однако, что известные крайние мнения в использовании этих идей привели к суждению понятия "геосинклиналь", попыткам упрощения проблемы, отнесения части геосинклинальных структур к категориям иного рода — рифтам, "зонам деструкции" и т.п. Происшедшая подмена понятий, естественно, ничего не разъяснила и не сняла проблемы существования различного фундамента в разного рода внутриконтинентальных геосинклиналях.

В настоящее время широко распространены известные построения тектоники плит, которые, по существу, отрицают подходы, методологию и теорию геосинклиналей, постепенно пополнявшуюся многими поколениями геологов за ее более чем 100-летнюю историю. Декларируя актуаль-

тический подход, что само по себе можно только приветствовать, сторонники тектоники плит крайне легковесны в сравнениях тектонических обстановок прошлого с современными океанами, периокеаническими бассейнами и находящимися в их пределах геолого-геоморфологическими элементами – островными дугами, континентальным склоном, абиссальной равниной и др. Как справедливо отмечал Ж. Обуэн в 1965 г., понятие “геосинклиналь” “. . . нельзя заменить понятием, основанным на познании современных явлений, изученных либо непосредственно по океанографическим исследованиям, либо косвенно по геофизическим данным. Такое понятие отражало бы лишь условия определенной эпохи (современной), не давая представления ни о прошлом, ни особенно о будущем . . . Геология – это кинофильм событий . . . современная эпоха – лишь неподвижные кадры” [31]. Этим подчеркивается историчность понятия “геосинклиналь”.

По убеждению автора, только дальнейшее развитие теории геосинклиналей, ее совершенствование в различных аспектах, сравнительное изучение разновозрастных, в том числе современных периокеанических геосинклиналей даст возможность создания надежных реконструкций геологической истории и геосинклинального процесса, обеспечит широкий подход к оценке ряда геологических явлений, а также преемственность в развитии геотектоники. При этом, естественно, должны быть учтены и новые установленные явления тектогенеза, такие, как спрединг, рифтогенез, особенности строения различных частей океана. Возможно, при этом возникнут выводы о независимости различных типов тектогенеза, их различной роли в развитии земной коры и ее структурных элементов – геосинклинальных складчатых поясов и океанов. Познание закономерностей геологического строения и истории развития земной коры в области палеозойских складчатостей Казахстана на фоне развития структуры Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса имеет вполне определенное значение для разрешения многих общих проблем геотектоники, для дальнейшего развития теории геосинклиналей. Относительно полная геологическая и геофизическая изученность позволяет реконструировать историю образования палеозойских структур Казахстана с момента заложения геосинклиналей до их превращения в складчатые сооружения.

Значение учения о геосинклиналях как одного из важнейших обобщений современной геологии, существующие проблемы геосинклинальной эволюции, актуальность их с точки зрения общегеологических знаний определили круг задач, рассматриваемых в данной работе. Главными из них являются следующие.

1. Рассмотрение общих закономерностей строения и главных особенностей развития геосинклинальных складчатых областей овального концентрически-зонального типа на примере палеозойд Казахстана; синтез геологических материалов по палеозойскому геосинклинальному Казахстанско-Тяньшаньскому овалу, а также сравнительно-тектоническое обобщение имеющихся данных о строении и геологической истории подобных овальных геосинклинальных областей Урало-Монгольского складчатого пояса.

2. Проблема фундамента геосинклиналей, установление их предыстории, оценка роли гранитно-метаморфического и меланократового фундаментов — их происхождения, возраста, соотношений с главными геосинклинальными комплексами.

3. Попытка понять существо геосинклинального процесса и консолидации земной коры в связи с реконструкцией гипотетического глубинного тектоногенеза, определившего развитие геосинклинального овала.

Перечисленные проблемы имеют первостепенное значение для дальнейшей разработки теории геосинклиналей, понимания места геосинклинального процесса в эволюции земной коры. Автор стремился обратить внимание на наиболее острые и наименее разработанные дискуссионные вопросы, считая их в ряде случаев узловыми. Эти проблемы могут быть разрешены на примерах строения и эволюции конкретных геосинклинальных областей с применением историко-геологического и сравнительно-тектонического методов, использованием современных данных о глубинном строении недр Земли и протекающих глубинных процессах.

Для выявления закономерностей строения и эволюции геосинклинальных складчатых поясов большое значение имеет разделение геосинклинальных областей на два типа: линейный, и овальный концентрически-зональный, или субконцентрический, по Г.П. Леонову [27]. До настоящего времени овальный тип геосинклинальных областей описан весьма неполно, не раскрыты главные черты его строения и истории образования. Г.П. Леонов, выделивший впервые субконцентрический тип геосинклинальных областей на примере палеозойд Казахстана, считал его наиболее древним историко-геологически, полагая, что геосинклинальные области этого типа весьма широко были распространены в раннем докембрии; в фанерозое линейный тип приходит на смену субконцентрическому (концентрически-зональному, по нашей терминологии).

Попытка описать геосинклинальные области концентрически-зонального типа принадлежит Л.П. Зоненшайну [23], который назвал его "центрально-азиатским" и противопоставил альпийскому типу. Л.П. Зоненшайн справедливо отметил ряд особенностей концентрически-зональных геосинклиналей — длительность развития, последовательную миграцию геосинклинального процесса внутрь геосинклинальной области, особый тип структуры, отсутствие вергентности, совпадение складчатых и конседиментационных структур и др. Им было проведено сравнение геосинклинальных областей Монголии и Казахстана. Вместе с тем были даны некоторые ошибочные или неполные характеристики ряда закономерностей развития рассматриваемых областей. Так, Л.П. Зоненшайн характеризует структуру таких геосинклиналей как неупорядоченную мозаичную. Особенно трудно согласиться с историко-геологическими реконструкциями начальных стадий развития подобных геосинклинальных областей. Ультрамобилистский подход Л.П. Зоненшайна, по существу, искажил проблему заложения и начального развития геосинклинальных областей овального концентрически-зонального типа. В то же время следует отметить, что в описательной части работы Л.П. Зоненшайном [23] были рассмотрены многие факты и соотношения, позволяющие составить представления о строении и особенностях данных геосинклинальных областей.

Противоречивость описания, общего подхода и некоторых выводов уменьшила значение выполненных Л.П. Зоненшайном обобщений.

Многие важнейшие черты тектоники и истории развития концентрически-зональных геосинклинальных областей при описании палеозойд Казахстана были отмечены Е.Д. Шлыгиным, В.Ф. Беспаловым, А.А. Богдановым, М.Ф. Никитиным, М.К. Аполлоновым и др. В последнее время, уже после того как была написана настоящая работа, общее описание тектонической истории палеозойд Казахстана было выполнено А.А. Абдуллиним и Е.И. Паталахой [1]. В этой сводке обращено внимание на концентрически-зональный структурный план палеозойд Казахстана, дана реконструкция эволюции геосинклинальной области, возможный механизм глубинного тектогенеза. Общая схема строения и развития Казахстанской палеозойской геосинклинали вызывает некоторые замечания. Речь о них пойдет в последующих разделах.

Тектоническая эволюция широких складчатых поясов типа Урало-Монгольского предопределяется существованием гигантских геосинклинальных овалов, развивавшихся независимо и завершивших свою геосинклинальную эволюцию в разное время. Все закономерности строения и развития геосинклинальных областей этого типа подчинены особенностям их концентрически-зонального плана на протяжении всего геосинклинального цикла — с начальных стадий до замыкания геосинклиналей и орогенеза. Наиболее хорошо изучены палеозойды Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня. Необходимость полного синтезирующего описания геосинклинальных областей данного типа — рассмотрения как особенностей его структуры, так и геологической истории — главная причина, побудившая автора написать данную работу.

Линейный тип геосинклинальных областей, уже давно являющийся классическим примером геосинклиналей (Аппалачи, Урал и др.), историко-геологически сменяет геосинклинальные области овального типа, приспособлен к ограничениям древних платформ или разделяет разновозрастные геосинклинальные валы. Геосинклинальные области обоих типов существуют в фанерозое.

Хотя бы частичное разрешение поставленных задач на примере хорошо изученного региона будет служить дальнейшему развитию наших знаний, пониманию эволюции структуры земной коры континентов. Учение о геосинклиналях является краеугольным камнем современной геотектоники, и какими бы ни были любые новые построения и обобщения, они должны быть увязаны с уже установленными основными выводами теории геосинклиналей, являющейся инструментом познания закономерностей эволюции земной коры.

О некоторых тектонических понятиях. Автор не ставит задачу пересмотра или создания какой-либо новой системы понятий и терминов, считая подобный подход принципиально неверным. Любая терминологическая система должна опираться на уже известное, развивать существующую систему понятий и терминов, обеспечивая тем самым преемственность в терминологии. Важно соответствие понятия установленным явлениям, фактам, связям. Понятия и термины, отражающие представления и гипотезы

Тектонические эры протерозоя и палеозоя

Тектонические эры	Рубежи тектонических эр, млн. лет	Местоположение областей тектонотипов (паратектонотипов)
Варисийская	Ранний триас Средний девон 380	Западная и Центральная Европа, Урал
Каледонская	Ранний девон 625–670	Британские острова, Казахстан
Байкальская	1050	Енисейский кряж, западный склон Южного Урала
Исседонская	1650	Казахстан, Тянь-Шань
Карельская	2600	Балтийский щит: Карелия, Южная Швеция и др.

тезы, должны быть связаны и проистекать из понятий и терминов первой группы, отражающих познанные явления. Система используемых взаимосвязанных понятий и терминов должна быть предельно проста и естественна. Также совершенно необходимо соблюдение приоритета смыслового содержания терминов. Только такой подход обеспечит совершенствование понятийной и терминологической базы геотектоники, будет тем самым способствовать и ее общему развитию. Этот раздел работы преследует более скромную цель — обеспечить однозначное понимание читателем выводов и построений, излагаемых в последующих главах. Автор ранее совместно с А.А. Абдулиным и другими уже обращался к рассмотрению тектонической терминологии [1].

Тектонические эры — наиболее крупные подразделения общей хронотектонической шкалы, отражающие главнейшие периоды тектогенеза Земли. Эти подразделения называют иногда тектоническими эпохами, циклами тектогенеза, геотектоническими циклами. Их целесообразно называть эрами для того, чтобы противопоставлять "эпохе складчатости", "геосинклинальному циклу". Временной объем тектонических эр устанавливается в пределах регионов, послуживших тектонотипами областей соответствующих складчатостей. В качестве примера могут быть указаны: для каледонской тектонической эры — каледониды Англии, для варисийской эры — варисиды Европы, Урала. В областях тектонотипов тектоническим эрам отвечают полные геосинклинальные циклы. В других областях, отличающихся в своем развитии от соответствующих тектонотипов, конкретные геосинклинальные циклы в своих временных ограничениях могут не совпадать с рубежами тектонических эр. Хронотектонические подразделения являются естественными единицами, соотносенными с важнейшими рубежами тектонической эволюции Земли (табл. 1). Приня-

тое содержание понятия "тектоническая эра" здесь близко пониманию Г. Штилле [50, с. 272, 388]. В конце каждой тектонической эры происходит консолидация земной коры, т.е. ее важнейшие структурные преобразования, хотя значение каждой тектонической эры в истории развития Земли были далеко не одинаковым. Неоднократно подчеркивалась различная продолжительность тектонических эр.

Геосинклинальный цикл — время, в течение которого происходит заложение геосинклинальной системы и ее превращение в складчатую систему. Каждый полный геосинклинальный цикл в общем случае состоит из ряда этапов: геосинклинального прогибания, общей инверсии с проявившейся главной складчатостью и гранитоидным магматизмом, орогенного этапа, включающего повторные складчатости и сопровождаемого накоплением орогенных молассовых и вулканических формаций. После геосинклинального цикла возникают платформенные или близкие им условия или же вновь возрождаются геосинклинали (случай полициклических геосинклиналей).

Каково соотношение понятий "тектоническая эра" и "геосинклинальный цикл"? Тектоническая эра — общее подразделение хронотектонической шкалы с рубежами, принятыми по границам конкретных геосинклинальных циклов в областях тектонотипов. Тектонические эры, отражающие главнейшие этапы развития Земли, обособлены в результате синтеза всех данных о развитии земной коры континентов. Геосинклинальный цикл — конкретное региональное историко-геологическое (хронотектоническое) подразделение, устанавливаемое в любом самостоятельно развивавшемся регионе, испытывавшем в прошлом геосинклинальное развитие, складчатость и орогенез. Геосинклинальные циклы отвечают во времени тектоническим эрам или их частям, должны быть соотнесены с общими подразделениями хронотектонической шкалы (например, позднебайкальско-раннекаледонский геосинклинальный цикл и т.п.). Таким образом геосинклинальный цикл разделяется на собственно геосинклинальный и орогенный этапы.

Собственно геосинклинальный этап характеризуется преобладающим погружением прогибов, дифференцированными тектоническими движениями, накоплением соответствующих морских, в том числе глубоководных, толщ, базальтоидным и андезитовым магматизмом. По характеру тектонических движений и накопившихся геологических формаций он подразделяется на стадии. Из предлагавшихся ранее схем деления собственно геосинклинального этапа наиболее удачна схема М.В. Муратова (1963 г.), в которой обособляются начальная (раннегеосинклинальная) и зрелая стадии, характеризующиеся особенностями тектонических движений, степенью тектонической дифференциации геосинклинальной системы и, как следствие этого, специфическими геологическими формациями.

По нашему мнению, в собственно геосинклинальном этапе должна быть выделена еще одна — эмбриональная, стадия. В эту стадию происходит заложение геосинклиналей, зарождение тектонических планов возникших геосинклинальных областей. Для нее характерна крайняя неустойчивость тектонических обстановок, разнообразие тектонических режимов.

Таким образом, собственно геосинклинальный этап состоит из трех закономерно сменяющихся стадий: эмбриональной, раннегеосинклинальной (начальной), позднегеосинклинальной (зрелой).

Орогенный этап завершает геосинклинальный цикл, характеризуется дифференциацией вертикальных движений при общей тенденции к воздыманию, складкообразованием, накоплением моласс, проявлением преимущественно липаритового вулканизма и гранитоидным магматизмом. Молассы — индикаторы орогенного этапа. Длительность орогенного этапа по сравнению с предшествующим геосинклинальным обычно невелика. Начало его совпадает с моментом главной складчатости, внедрением соскладчатых гранитоидов и появлением первых моласс; конец этапа отвечает времени образования последних моласс. Несмотря на относительно малую продолжительность, структурные последствия орогенного этапа, его "тектоническая продуктивность", наиболее существенны — в это время окончательно формируются складчатые системы, значительные участки земной коры утрачивают подвижность и испытывают общую консолидацию.

Орогенный этап причинно связан с предшествующим геосинклинальным. Геосинклинальный и орогенный этапы разделяет момент главной складчатости. Общим для геосинклинального и орогенного этапов является большая тектоническая подвижность земной коры, отражающая процессы, происходящие в земной коре и более глубоких оболочках Земли. В соответствии с предложениями К.В. Боголепова (1968 г.) следует различать протоорогенез, следующий за геосинклинальным этапом (постгеосинклинальный), и дейтероорогенез, проявляющийся самостоятельно, независимо от геосинклинального развития.

Эпоха складчатости, состоящая из ряда фаз складчатости, завершает каждый геосинклинальный цикл. Понятие "эпоха складчатости" часто весьма неопределенно; в него вкладывается разный смысл — то принимается расширенное толкование как аналога тектонической эры, то узкое — в смысле главной складчатости. Как крайне широкое, так и узкое понимание термина нецелесообразно. Эпоха складчатости состоит из главной и последующих фаз складчатостей и соответствует во времени всему орогенному этапу. Фаза складчатости — каждое отдельное проявление складкообразовательных движений. Главная складчатость (главная фаза) происходит одновременно с общей инверсией тектонического режима и замыканием геосинклиналей. В течение орогенного этапа складчатости проявляются неоднократно. Последующие (повторные) складчатости возникают в течение орогенного этапа после главных складчатостей. Таким образом, совокупность фаз складчатости, главной и последующих, во второй половине геосинклинального цикла с момента главной складчатости и до конца орогенного этапа составляет эпоху складчатости. Она именуется по положению в соответствующих тектонических эрах (например, эпоха раннекаледонской складчатости).

Завершающая складчатость — эпоха складчатости, приведшая к установлению платформенного или близкого ему квазиплатформенного (подобного платформенному) режима. Точно так же, как и любые другие эпо-

хи складчатости, завершающая складчатость — совокупность фаз складкообразовательных движений. Специфика понятия определяется тектоническим режимом, устанавливающимся вслед за складчатостью — возникновением платформенного режима после ее проявления. Таким образом, завершающая складчатость прерывает (завершает) геосинклинальное развитие и является платформообразующей. В течение геосинклинального цикла формируется вновь или восстанавливается прежде испытывавшая деструкцию земная кора.

Главнейшими палеотектоническими единицами являются геосинклинальные области и платформы.

Геосинклинальная область — часть геосинклинального пояса, обладающая единством тектонического строения и развития, состоящая из геосинклинальных систем, испытывавших консолидацию (замыкание) в разное время. Строение геосинклинальных областей является отражением латеральной тектонической дифференциации коры и глубоких оболочек земного шара, запечатленной в стратиграфических разрезах закономерным изменением фаций и мощностей отложений. Геосинклинальным областям присущи характерное осадконакопление и магматизм, последующее превращение в эпигеосинклинальную складчатую область с образованием орогенных внутренних впадин и краевых прогибов.

Основные признаки геосинклинального режима — интенсивная латеральная тектоническая неоднородность и подвижность, контрастность тектонических движений. Их выражением помимо структурной зональности, изменчивости фаций и мощностей, больших градиентов последних в геосинклинальных зонах служат местные перерывы в осадконакоплении. Для геосинклинальных областей характерна относительно закономерная выдержанность фаций и мощностей по протяжению, резкая их изменчивость поперек геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий. Разделение на геосинклинальные системы и срединные массивы, а геосинклинальных систем в свою очередь на геосинклинальные прогибы и геосинклинальные поднятия отражает неоднородность геосинклинальных областей. Дополняющие признаки — специфичные магматизм, осадконакопление и металлогения, складкообразование.

Геосинклинальная система — часть геосинклинальной области, совокупность геосинклиналей, геосинклиналей и остаточных срединных массивов, объединяемых общностью геологической истории, одновременно (близко одновременно) испытывавшая главную складчатость. Из геосинклинальной системы после ее "замыкания" и складчатости возникает единая складчатая система.

Геосинклинальный прогиб (геосинклиналь) — часть геосинклинальной системы, обычно ограниченная крупными разломами, испытывавшая погружение и заполнившаяся накапливавшимися осадками и продуктами извержений в течение собственно геосинклинального этапа; устанавливается по присутствию геосинклинальных формаций и закономерному увеличению мощностей отложений.

Геосинклинальное поднятие (геосинклиналь) — часть геосинклинальной системы, испытывавшая относительные поднятия, характери-

зующаяся накоплением морских мелководных и наземных формаций или являющаяся областью размыва. Геоантиклинали соизмеримы с соседними геосинклиналями, чем отличаются от типичных срединных массивов, представляющих собой обычно более крупные структурные элементы геосинклинальной области.

Геосинклинали и геосинклинальные системы по тектоническому эндогенному режиму, положению относительно платформ и срединных массивов, характерным проявлениям магматизма и складчатости должны быть разделены на эвгеосинклинали, хемизвгеосинклинали, миогеосинклинали. Наше понимание терминов "эвгеосинклиналь" и "миогеосинклиналь" находится в соответствии с их смыслом, по Г. Штилле [50]. Понятие и термин "хемизвгеосинклиналь" предложены Л.П. Зоненшайном [23].

Эвгеосинклиналь — геосинклиналь, занимающая внутреннее положение в геосинклинальной области, характеризующаяся накоплением вулканических офиолитовых и базальтоидно-андезитовых, граувакковых вулканогенно-осадочных формаций, быстрым прогибанием на начальных стадиях развития, а затем флишоидными сериями, складчатостью, гранитоидным магматизмом и иногда метаморфизмом на заключительных стадиях (эвгеосинклиналь — вполне геосинклиналь, совершенная геосинклиналь). Эвгеосинклинали — тектонически наиболее подвижные части геосинклинальных систем.

Хемизвгеосинклиналь — геосинклиналь, также занимающая внутреннее положение в геосинклинальной области, ближе к эвгеосинклинали, но отличается от последней меньшим проявлением (или отсутствием) начального базальтоидного магматизма, отсутствием офиолитовых ассоциаций, иногда относительно меньшими мощностями и некомпенсированным прогибанием, накоплением главным образом хемогенных, терригенных, реже вулканогенно-терригенных формаций — кремнистых сланцев, спармитовых, граувакковых и флишоидных. Складчатость подобна складчатости эвгеосинклиналей (хемизвгеосинклиналь — полуэвгеосинклиналь, полусовершенная, не вполне совершенная геосинклиналь). Место офиолитовой ассоциации раннегеосинклинальной стадии здесь занимают кремнистые, кремнисто-терригенные и кремнисто-карбонатные формации. А.Л. Книппер, отметивший эту особенность подобных геосинклиналей, называл их криптоэвгеосинклиналями.

Миогеосинклиналь — геосинклиналь, занимающая краевое положение в геосинклинальной области, характеризуется накоплением обломочных и хемогенных отложений, ослабленным начальным магматизмом (или его отсутствием), простой складчатостью (простая линейная и глыбовая), редуцированным гранитоидным магматизмом; иногда гранитоидный магматизм полностью отсутствует (миогеосинклиналь — менее геосинклиналь). Миогеосинклинали в своем развитии обнаруживают тесную связь с соседними платформами или срединными массивами, в непосредственном обрамлении которых они располагаются. Обычно в основании миогеосинклиналей находится фундамент, тождественный фундаменту соседних платформ или срединных массивов. Миогеосинклинали, как правило, вовлекаются в складчатость после соседних с ними эвгеосинклиналей.

Главные признаки эвгеосинклиналей,
хемизвгеосинклиналей,
миогеосинклиналей

Эвгеосинклинали	Хемизвгеосинклинали	Миогеосинклинали
Расположены во внутренних частях геосинклинальных систем	Расположены во внутренних частях геосинклинальных систем	Расположены в окраинных частях геосинклинальных систем по периферии платформ или крупных срединных массивов
Характерны проявления магматизма на всех стадиях, резко выражен начальный офиолитовый магматизм, различные формы складчатого и орогенного гранитоидного магматизма	Магматизм проявлен незначительно, начальный магматизм редуцирован, орогенный проявлен спорадически, характерны складчатые гранитоиды	Начальный магматизм отсутствует, иногда проявлен орогенный
Процесс "замыкания" геосинклинального режима обычно начинается в эвгеосинклиналиях	"Замыкание" одновременно с соседними эвгеосинклиналиями; может начинаться в хемизвгеосинклиналиях	Процесс "замыкания" геосинклинального режима обычно завершается в миогеосинклиналиях
Складчатость энергичная, полная линейная, часто одновременен интенси́вный динамометаморфизм	Складчатость энергичная, полная линейная, возможен динамометаморфизм	Складчатость умеренная линейная, глыбовая

"Эвгеосинклиналь" и "миогеосинклиналь" — термины, укоренившиеся в литературе и широко применяемые. Несмотря на некоторые различия в их трактовке, в большинстве случаев их используют как парные связанные понятия, в смысле, предложенном Г. Штилле. Вместе с тем этих понятий недостаточно для описания ряда геосинклинальных прогибов, обладающих некими "промежуточными" чертами строения и развития. Из всех предлагавшихся для таких прогибов терминов — криптоэвгеосинклинали, миктоэвгеосинклинали, мезогеосинклинали — нам представляется наиболее удачным термин Л.П. Зоненшайна "хемизвгеосинклиналь", так как он находится в прямой смысловой связи с терминами "эв- и миогеосинклиналь" и означает "полусовершенная геосинклиналь"¹. Хемизвгеосинкли-

¹ Примеры хемизвгеосинклиналей Л.П. Зоненшайна [23] были отчасти неудачны. Так, наряду с Байконурским, типичным хемизвгеосинклинальным раннепалеозойским прогибом, был упомянут среднепалеозойский Джунгаро-Балхашский прогиб, сложенный мощными терригенными и вулканогенно-осадочными сериями силура — нижнего карбона. Последний пример неудачен, так как среднепалеозойский прогиб был унаследован от типичного эвгеосинклинального раннепалеозойского и представлял образование его зрелой стадии.

нали по своему происхождению, положению внутри геосинклинальных систем и особенностям развития (табл. 2) ближе к эвгеосинклиналям, что имеет значение при образовании созвучного последним термина. Такую же точку зрения высказал М.К. Аполлонов в 1972 г. Термины "эвгеосинклиналь", "хемизвгеосинклиналь", "миогеосинклиналь" следует использовать в широком смысле. Их надлежит относить к конкретным геосинклинальным прогибам в целом, несмотря на изменения тектонического режима, происходящие в них во времени.

При делении геосинклиналей на указанные типы следует опираться на совокупность признаков. Нужно особо подчеркнуть, что нельзя делить геосинклинали на эв- и миогеосинклинали (как это часто делают) только по характеру вулканизма и степени магматичности (амагматичности). Такой подход ведет к искажению понятий, предложенных Г. Штилле, и большой неопределенности терминов. Пожалуй, наиболее важным признаком миогеосинклиналей является их окраинное положение в геосинклинальной системе по периферии платформ или крупных срединных массивов. Это свойство отражает и их генетическую особенность — заложение на краю консолидированных масс. Гораздо теснее связаны эвгеосинклинали и хемизвгеосинклинали, находящиеся внутри геосинклинальных систем. Их разделение более условно. Противопоставлять их можно по особенностям проявления магматизма и характеру вулканогенно-осадочных формаций. Этот признак может меняться постепенно. Эвгеосинклиналь по простиранию единого прогиба аксиально может замещаться хемизвгеосинклиналью, и наоборот.

Таким образом, эвгеосинклинали, хемизвгеосинклинали, миогеосинклинали находятся в едином ряду, подразделяясь по весьма условной оценке — "степени геосинклинальности", большей или меньшей тектонической активности, которая не поддается количественным оценкам. Ясно лишь, что не следует придавать исключительное значение эвгеосинклиналям как центрам сосредоточения геосинклинальной активности [23], а миогеосинклиналям — роль пассивных зон. Эвгеосинклинали, хемизвгеосинклинали и миогеосинклинали составляют естественно-латеральные разнотипные ряды в поперечном сечении геосинклинальной области. В большинстве случаев миогеосинклинали отделены от хемизвгеосинклинальных и эвгеосинклинальных прогибов геоантиклинальными поднятиями. Рассмотренные типы геосинклиналей, а также геоантиклинальные поднятия являются категориями одного ранга. Деление эв-, хемизв- и миогеосинклинальных прогибов на подтипы может быть проведено по преобладающим геологическим формациям, как это было предложено М.В. Муратовым. Например, офиолитовая, карбонатная, флишевая геосинклинали и т.п.

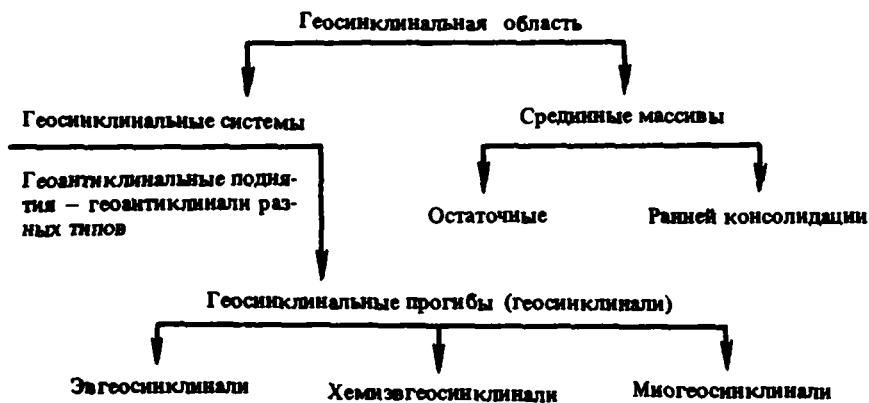
При делении геосинклиналей на типы не может быть взят за основу признак состава и происхождения их фундамента. Распространившиеся после работ А.В. Пейве [37] предположения об океанической коре в основании эвгеосинклиналей по присутствию офиолитов нуждаются в дока-

зательствах в каждом геосинклинальном прогибе¹. Если для мнгогеосинклиналей всегда легко устанавливается континентальное основание, то для эвгеосинклинальных и хемизвгеосинклинальных прогибов проблема фундамента во многих случаях оказывается пока не разрешимой. Не дают ответа часто и геофизические методы. Стало быть, и типизация геосинклиналей не может основываться на этом признаке. Тем более, что во многих регионах удастся установить присутствие гранитно-метаморфического слоя непосредственно под офиолитовыми комплексами начальных стадий геосинклинальных прогибов. Последнее, конечно, не позволяет снять предположение о присутствии меланократового фундамента в основании ряда эвгеосинклиналей, но это еще раз убеждает в том, что типизация геосинклиналей может опираться только на совокупность признаков, поддающихся оценкам и объективно устанавливаемым.

Срединный массив — часть геосинклинальной области, обладающая обычно четким двухъярусным строением (складчатым фундаментом и относительно просто дислоцированным чехлом), обычно соизмеримая с обрамляющими его геосинклинальными складчатыми системами, отличающиеся квазиplatformенным осадконакоплением, малой дифференциацией тектонических движений на площади, стабильностью палеотектонических условий на протяжении по крайней мере одного геосинклинального цикла, проявившегося в полном объеме в соседних геосинклинальных системах [17]. По происхождению срединные массивы разделяются на остаточные и массивы ранней консолидации. Остаточные массивы представляют собой сохранившиеся участки не переработанного или слабо переработанного древнего фундамента, на котором заложилась в соседних участках геосинклинальные прогибы (А.Л. Яншин). Крупные остаточные массивы, соизмеримые с соседними геосинклинальными системами, должны быть отнесены к категории срединных массивов, малые массивы зачастую играют роль геоантиклинальных поднятий. Остаточные массивы — сохранившиеся блоки более древней структуры и в то же время части новообразованной геосинклинальной области. Массивы ранней консолидации — части геосинклинальной области, испытавшие более раннюю складчатость и претерпевшие консолидацию. Тектонотип последних — эпикаледонский Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив. Таким образом, срединные массивы ранней консолидации и остаточные — различны по происхождению: первые своим возникновением обязаны прогрессирующей консолидации, вторые — деструкции земной коры при заложении геосинклинальных областей. Чехол срединного массива формируется в течение квазиplatformенного этапа развития — тектонический режим срединных массивов близок платформенному [17].

¹Офиолитовая ассоциация разнотипна и весьма изменчива в разных геосинклинальных прогибах, главным образом, за счет вариаций состава базальтоидов и роли терригенной составляющей.

Деление геосинклинальных областей можно представить в виде схемы:



СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ КАЗАХСТАНСКО-ТЯНЬШАНЬСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ОВАЛА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Главным принципом тектонического районирования является разделение территорий по возрасту завершающей складчатости, в основе которого лежит совокупный историко-геологический анализ развития складчатых областей, учитывающий общую эволюцию земной коры, смену тектонических режимов во времени, проявления магматизма, стадийность формирования структуры складчатых областей, переход их в платформенное или квазиплатформенное состояние, что иначе может быть названо консолидацией земной коры. При тектоническом районировании необходимо также анализ палеотектонических режимов. Большое значение в эволюции земной коры имели явления тектоно-магматической переработки, одновременные событиям в смежных геосинклинальных системах, получившие наименование сопряженной тектоно-магматической переработки, или активизации. Анализ попятных по тектоническому смыслу процессов, приводящих к деструкции земной коры, тектонической активизации сформировавшихся ранее консолидированных областей, дополняет районирование по возрасту завершающей складчатости и палеотектоническим режимам.

Главнейшие закономерности строения и истории образования структур Казахстана были установлены в общих чертах уже в 30-40-х годах, хотя многие вопросы региональной тектоники получили свое разрешение лишь в послевоенные годы. К их числу относятся вопросы тектонического районирования Казахстана, периодизации развития тектонической структуры, глубинного строения земной коры Казахстана и многие другие. Тектонические обобщения и сводки по палеозоидам Казахстана принадлежат Н.Г. Кассину, Е.Д. Шлыгину, П.Н. Кропоткину, А.А. Богданову, Б.И. Борсуку. В них были намечены основные закономерности строения и истории развития палеозойских складчатых сооружений Казахстана. Впоследствии был опубликован ряд работ, уточняющих многие вопросы тектонического районирования всего Казахстана или его отдельных частей (В.Ф. Беспалов, Ш.Е. Есенов, А.А. Богданов, Л.И. Боровиков, Б.И. Борсук, Ю.А. Зайцев, Н.Г. Маркова, А.Е. Михайлов, Е.Д. Шлыгин и А.Е. Шлыгин и др.).

Естественно, что представления о закономерностях строения, тектоническом районировании Казахстана изменялись, уточнялись со временем при получении новых данных. Часто старые, казалось, устоявшиеся представления получали новое наполнение. Мы не ставим себе цель проследить эволюцию взглядов на тектоническое районирование и закономерности тектонического развития палеозойских складчатых областей Казахстана, ограничившись лишь упоминанием наиболее важных работ. Среди перечисленных сводок важнейшей является работа А.А. Богданова [7,8]. Им были рассмотрены главные закономерности строения и развития палеозойских складчатых областей Казахстана в связи с окружающими палеозойскими складчатыми областями Урала, Тянь-Шаня

и Алтай. А.А. Богдановым было намечено деление на области раннекаледонской и позднекаледонской складчатостей, ранних и поздних варисцид, показаны ограничения каледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива, положение и историко-геологическая роль девонского краевого вулканического пояса, рассмотрены многие другие вопросы региональной геологии Казахстана.

В предлагаемой автором схеме тектонического районирования Казахстана (рис. 1) учтены существующие схемы, использованы устоявшиеся представления о строении и геологическом развитии тех или иных территорий¹. Во многих случаях на нашей схеме тектонического районирования приняты новые трактовки. При дальнейшем рассмотрении тектоники области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий Тянь-Шаня наибольшее внимание будет уделено аргументации новых выводов и построений.

Казахстанско-Тяньшаньская складчатая область занимает западную часть Урало-Монгольского складчатого пояса, обладает овальным концентрически-зональным строением. Ее размеры весьма значительны (2750×1200 км). Палеозойская складчатая структура Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала и соседних частей Урало-Монгольского складчатого пояса была сформирована в течение каледонской и варисцидской тектонических эр. В результате каледонской консолидации обособился Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив. В варисцидской эре произошло замыкание Джунгаро-Балхашской остаточной геосинклинальной складчатой системы и соседних линейных складчатых областей — Уральской, Иртышско-Зайсанской и Южного Тянь-Шаня. Большая часть их выведена на дневную поверхность в виде щитов, сводовых и валлообразных поднятий молодых эпипалеозойских платформ. Другие их части погружены на различные, иногда значительные (до 3—4 км), глубины и слагают фундамент эпипалеозойских плит. На схеме тектонического районирования палеозойской структуры Казахстана (см. рис. 1) изображено положение главнейших структур палеозойского под Туранской плитой и Тургайским прогибом.

Перечисленные линейные варисцидские геосинклинальные складчатые системы обрамляют Казахстанско-Тяньшаньский геосинклинальный овал со всех сторон. В фундаменте Западно-Сибирской плиты находится Салымская варисцидская складчатая система, ограничивающая Казахстанско-Тяньшаньскую геосинклинальную область с севера. Она является продолжением Зайсанской варисцидской системы и принадлежит Иртышско-Зайсанской линейной складчатой области. Границы Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала с линейными варисцидскими геосинклинальными областями проходят по системам глубинных разломов. Крайние части овала вдоль разломов подвергаются тектоно-магматической активизации (например, Бельтау-Кураминский краевой вулканический пояс в Кызылкумах) или вовлекаются в геосинклинальное развитие — Боровская и Чаткало-Нарынская мнгогеосинклинальные зоны на границе с

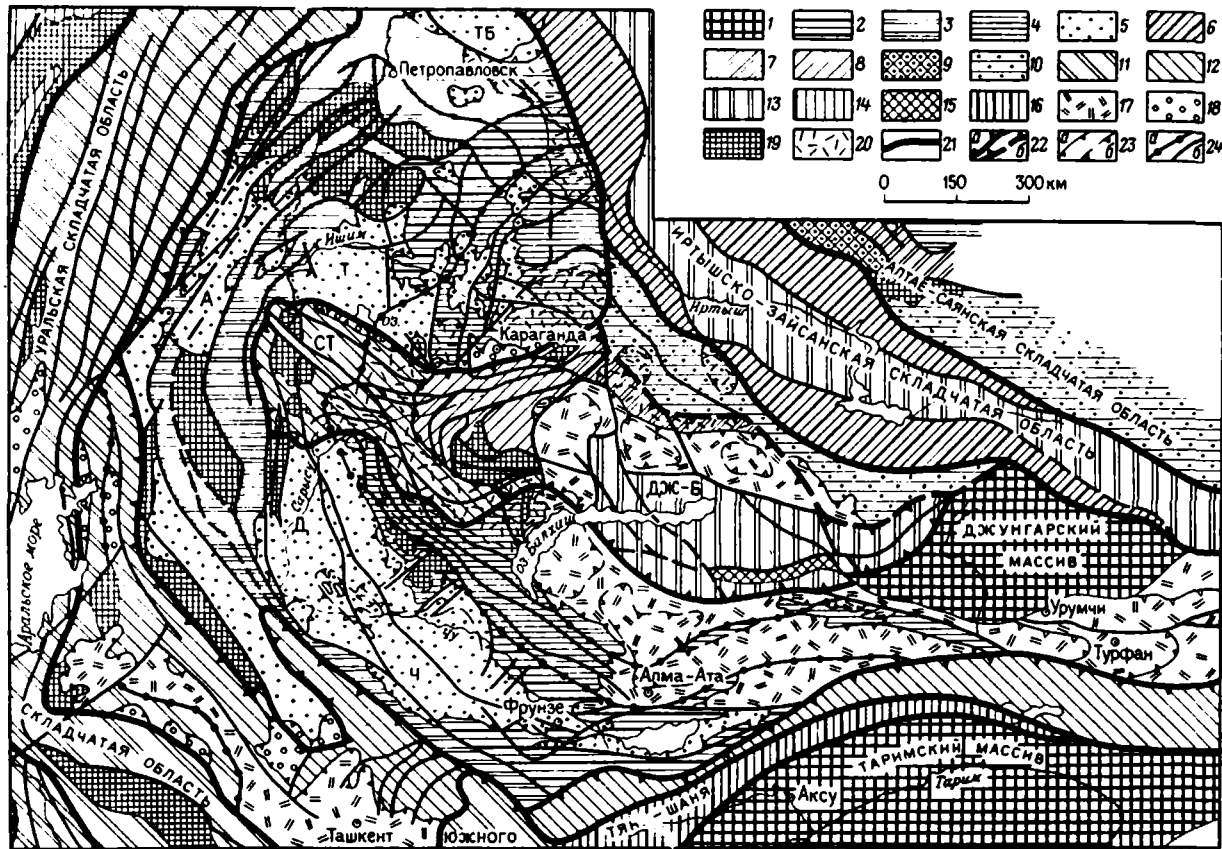
¹Рекомендуется использовать комплект тектонических карт Казахстана м-ба 1:1 500 000 [43, 24].

Уральской и Южно-Тяньшаньской линейными геосинклинальными областями, Жарминско-Саурская – на границе с Иртышско-Зайсанской варисийской областью.

Главные складчатости в различных системах Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала происходят в разное время. Но, несмотря на это, орогенные этапы в разных частях палеозойид казанчиваются близко одновременно на двух следующих рубежах: в области каледонских складчатостей окончание орогенного этапа приходится на середину позднего девона, в вариссидах – на конец палеозоя – ранний триас (рис. 2). Таким образом, там, где главная складчатость проявилась несколько ранее, орогенный этап и соответственно эпоха завершающей складчатости оказываются более продолжительными. В пределах Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала главные каледонские складчатости проявились в конце ордовика – таконская складчатость, в середине силура – чингизская складчатость. Тельбесская позднекаледонская складчатость возникла в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы, но в варисийской эре здесь вновь был регенерирован геосинклинальный режим. Орогенный этап в разных частях каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня обладает разной длительностью – с силура или конца ордовика до середины позднего девона. В варисийской Джунгаро-Балхашской складчатой системе главная складчатость проявлена в середине визейского века (саурская складчатость), в середине перми (саякская складчатость), т.е. смещается центростремительно скачкообразно от периферии к центральным частям складчатой системы.

Рис. 1. Схема тектонического районирования палеозойской структуры Казахстана и сопредельных территорий:

1 – эпикаледонские платформенные массивы; 2–4 – каледонские геосинклинальные складчатые системы; 2 – раннекаледонские эвгеосинклинальные; 3 – раннекаледонские хемизвгеосинклинальные; 4 – позднекаледонские; 5 – эпикаледонский квазиплатформенный дислоцированный чехол; 6–18 – варисийские геосинклинальные складчатые системы (ДЖ–Б–Джунгаро-Балхашская); ранневарисийские: 6 – эвгеосинклинальные, 7 – хемизвгеосинклинальные, 8 – миогеосинклинальные, 9 – геоантиклинали; 10 – позднекаледонские складчатые комплексы, испытавшие варисийскую тектоно-магматическую переработку; средневарисийские: 11 – эвгеосинклинальные, 12 – миогеосинклинальные; поздневарисийские: 13 – эвгеосинклинальные, 14 – миогеосинклинальные, 15 – геоантиклинали; 16 – нерасчлененные; 17 – варисийские краевые вулканические пояса; 18 – варисийские орогенные впадины, малые краевые прогибы; 19 – наиболее крупные выступы гранитно-метаморфического фундамента; 20 – позднекаледонский (раннедевонский) Казахстанский краевой вулканический пояс; 21 – границы геосинклинальных областей; 22,а – внешние ограничения Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива ранней консолидации; 22,б – ограничения участков проявления каледонской складчатости, принадлежавших в раннем девоне к Казахстанско-Тяньшаньскому срединному массиву, впоследствии испытавших тектоно-магматическую переработку; 23,а – границы наложенных внутренних впадин (Т–Тенизской, ТБ–Тобольской, Д–Джезказганской, Ч–Чуйской, А–Аксуатской и др.), вулканических поясов, малых краевых прогибов; 23,б – элементы внутренней структуры наложенных впадин и др.; 24,а – глубинные разломы в ограничениях складчатых систем; 24,б – прочие крупные разломы



Закономерное смещение завершающей складчатости в Казахстанско-Тяньшаньском геосинклинальном овале приводит к прогрессирующей консолидации и сосуществованию во второй половине палеозоя консолидированного эпикаледонского срединного массива и варисцийских геосинклинальных систем. В Казахстанско-Тяньшаньском срединном массиве в позднем девоне устанавливается квазиplatformенный тектонический режим, в соседних геосинклиналих в это время происходит энергичное прогибание, накопление геосинклинальных формаций (см. рис 2).

Эпикаледонский Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив по геолого-геофизическим данным прослеживается далеко на север примерно до Тобольска [40] и на восток в китайскую Джунгарию. Фундамент массива сложен ранне- и позднекаледонскими геосинклинальными складчатыми комплексами, а дислоцированный чехол — преимущественно осадочными карбонатными и молассовыми толщами. Структура каледонского фундамента определяется дугообразно располагающимися синклинориями и антиклинориями, образующими полузамкнутый овал, конформными им остаточными срединными массивами — блоками докембрийского гранито-метаморфического основания. В структуре чехла срединного массива обособляются крупные внутренние впадины — Тенизская, Джекказганская, Чуйская, Иссыккульская и наложенные мульды, грабены, грабен-синклинали.

В Джунгаро-Балхашской поздневарисцийской складчатой системе геосинклинальный режим сохранялся с ордовика до начала перми. Остаточная Джунгаро-Балхашская геосинклиналь имеет очертания замкнутого овала. Она постепенно сокращалась в своих размерах в среднем и позднем палеозое, обрамлялась мигрирующими к ее центру в девоне и позднем палеозое краевыми вулканическими поясами — Казахстанским девонским и Балхашско-Илийским позднепалеозойским. Восточная часть Джунгаро-Балхашской системы находится в китайской Джунгарии. Джунгаро-Балхашская система со всех сторон окружена каледонидами. Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий рассматривается как область проявления позднекаледонской складчатости, претерпевшая впоследствии варисцийскую тектоно-магматическую активизацию. Он играл роль геоантиклинального поднятия в девоне и каменноугольном периоде, разделявшего Джунгаро-Балхашскую и Зайсанскую варисцийские геосинклинальные системы. На простирании Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория в Синцзяне находится погребенный Джунгарский массив, выявляемый по "обтеканию" его со всех сторон каледонскими и варисцийскими складчатыми сооружениями, как установил в 1979 г. Н.А. Афоничев.

На северо-западном продолжении Джунгаро-Балхашской системы находится миогеосинклинальная Сарысу-Тенизская глыбово-складчатая система. Обособление миогеосинклинальных систем — Сарысу-Тенизской и Большого Каратау — имеет большое значение: их сближает не только общность геологического развития и особенностей структуры, но также приуроченность к ним стратиформного полиметаллического оруденения. Складчатость Сарысу-Тенизской миогеосинклинальной системы глыбовых складок одновременно со складкообразующими движениями в

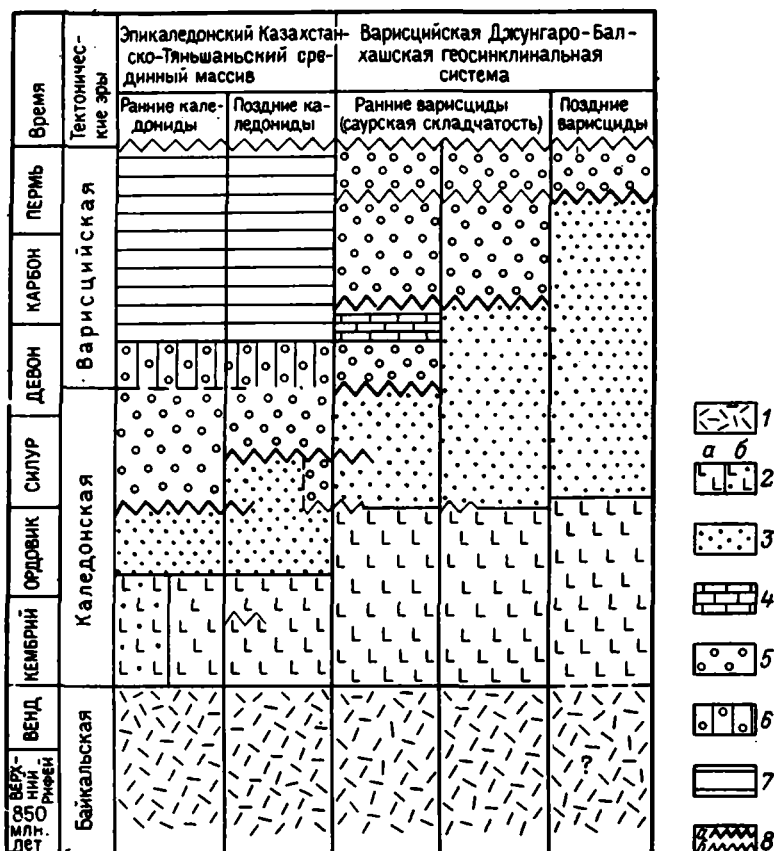


Рис. 2. Схема тектонической эволюции палеозойских Казахстана (миогеосинклиальные варисцийские системы Большого Каратау, Сарысу-Тенизская и др. в схему не включены):

1-3 - геосинклиальный этап: 1 - эмбрионально-геосинклиальная стадия, 2 - раннегеосинклиальная стадия (а - в эпигеосинклиальной Казахстанско-Северотяньшаньской системе; б - в гемизвгеосинклиальной Кокчетавско-Каратауской системе), 3 - позднегеосинклиальная стадия; 4 - миогеосинклиальный режим; 5 - орогенный (протоорогенный) этап; 6 - дейтероорогенный этап; 7 - квазиплатформенный этап; 8 - складчатости (а - главная; б - предшествующие и последующие фазы)

Джунгаро-Балхашской системе, проявившимися здесь в заметно ослабленном виде.

Новообразованные варисцийские миогеосинклинали, наложенные внутренние впадины, отчасти краевые вулканические пояса маскируют концентрически-зональное строение Казахстанско-Тяньшаньского овала. Отклонения от концентрической структурно-фациальной зональности местами связаны с унаследованием структурных направлений докембрийского фундамента. Концентрическая зональность наиболее четко выражена на востоке складчатого овала в Джунгаро-Балхашской системе, а также

в обрамляющих ее поздних каледонидах и краевых вулканических поясах. Структура ранних каледонид полного концентра не образует, так как раннекаледонские складчатые сооружения торцово (до 90°) упираются в варискиды Иртышско-Зайсанской линейной складчатой области.

ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ПАЛЕОЗОИД

Проблемы тектонического положения складчатых комплексов докембрия и краткие сведения об их строении

Докембрийские складчатые комплексы составляют основу континентальной земной коры палеозоид Казахстана и Средней Азии. Выходы гранитно-метаморфического фундамента на поверхность приурочены к ядрам наиболее крупных антиклинорий и обширным остаточным срединным массивам — Кокчетавскому, Улутаускому, Актау-Моинтинскому антиклинорию, Чуйской глыбе в пустыне Бетпақдала. Отдельные сравнительно небольшие выступы имеются в Ерментау-Ниязском и Кирейском антиклинориях, на Сарысу-Тенизском поднятии, в Западном Прибалхашье, в хр. Чингиз и др. Опорный разрез нижнего протерозоя находится в Улутау, верхнего протерозоя — в Северном и Среднем Тянь-Шане. Суммарная мощность метаморфических толщ докембрия Улутау составляет 25–30 км [20]. В других районах Казахстана обычно удается видеть лишь фрагменты этого разреза. В большинстве случаев по известным выходам и геофизическим данным можно предполагать, что метаморфические образования присутствуют под палеозойскими толщами.

При стратиграфическом расчленении докембрия приняты предложенные в 1977 г. (г. Уфа) следующие возрастные рубежи: архей с верхней границей 2600 млн. лет; нижний протерозой—карелий (2600—1600 ± 50 млн. лет); верхний протерозой—рифей (1600 ± 50 — 670 ± 20 млн. лет); венд (670 ± 20 — 570 ± 10 млн. лет). При этом объем карельской эры принимается в объеме раннего протерозоя (2600—1700 млн. лет). Однако следует учитывать условность подобного решения, так как в пределах Балтийского щита с получением новых радиогеохронологических данных ставится вопрос о принадлежности карельского комплекса к архею, а свеконского — к раннему протерозою [32].

Тектоническое разделение докембрия Казахстана представляет сложную задачу вследствие фрагментарности выходов, сложности сопоставлений удаленных стратиграфических разрезов, трудностей при реконструкции общей историко-геологической эволюции Казахстана в протерозое. Однако успехи геологического и геохронологического изучения докембрийских образований, достигнутые в течение последних двадцати лет в Казахстане и Средней Азии [20, 45, 46 и др.], позволяют приблизиться к объективному рассмотрению ряда геологических проблем, а часть из них решить более или менее определенно.

Проблема отделения комплекса основания палеозойских геосинклиналей. Вопрос соотношения докембрийских и каледонских геосинклин-

нальных зон Казахстана решался по-разному различными исследователями. Одни считали, что имело место непрерывное геосинклинальное развитие в течение докембрийских и палеозойских тектонических эр (В.Ф. Беспалов, Н.А. Штрейс и др.). При этом полагали, что каледонские геосинклинали были унаследованы от древних геосинклинальных систем. Предполагалось, что последние возникли как изначальные докембрийские протогоеосинклинали, существование которых предполагалось одними геологами с карельской тектонической эры (А.А. Богданов, Р.А. Борукаев), другими — начало геосинклинального развития относилось к байкальской эре (Н.А. Штрейс, В.Ф. Беспалов). Одновременно развивалась иная точка зрения на соотношения докембрийских и каледонских геосинклиналей (Н.Г. Кассин, А.В. Пейве, В.М. Сеницын, Е.Д. Шлыгин, Б.И. Борсук, Ю.А. Зайцев), согласно которой каледонские геосинклинали заложены на гранитно-метаморфическом консолидированном основании. Различия в представлениях сводились к проблеме возраста комплекса основания — одними он принимался докембрийским, другими — дорифейским.

Возраст складчатости комплекса основания. Одной из важнейших проблем геологии палеозойского Казахстана и прилегающих областей Средней Азии является историко-геологическая и структурная оценка значения байкальской и более древних позднекембрийских складчатостей. В 50—60-х годах Н.А. Штрейсом и некоторыми другими геологами развивались представления о принадлежности большей части метаморфических толщ к рифею. Поскольку метаморфические комплексы региональным несогласием отделены от неметаморфизованных отложений нижнего палеозоя, делался вывод о проявлении в Казахстане байкальской складчатости. Н.А. Штрейс опирался в первую очередь на соображения о том, что в типичной геосинклинальной области, каковой являлся в докембрии Центральный Казахстан, не может не быть мощного рифея, гораздо более мощного по сравнению с миогеосинклинальной областью Башкирского антиклинория Южного Урала. Точка зрения о принадлежности большей части метаморфических толщ Казахстана к рифею и проявлении здесь байкальской складчатости бытует и теперь (В.Ф. Беспалов, О.М. Розен и др.), хотя для ее существования сейчас практически уже нет оснований. Выводы о байкальском возрасте комплекса основания палеозойского Казахстана стали переноситься на окружающие Казахстан территории Западно-Сибирской и Туранской эпипалеозойских плит (П.К. Куликов, М.В. Муратов и др.).

А.В. Пейве и В.М. Сеницын [38] метаморфический фундамент в основании палеозойских складчатых сооружений считали дорифейским. К таким же выводам на материалах Северного и Среднего Тянь-Шаня пришел в 1962 г. В.Г. Королев. По реконструкциям автора, складчатость, приведшая к образованию комплекса основания, относится к рубежу в 1100—1150 млн. лет, т.е. приходится на конец среднего рифея.

Проблема обособления древнейших докембрийских складчатостей. Большинство геологов, занимающихся докембрием Казахстана, предлагает выделять по крайней мере два древнейших складчатых комплек-

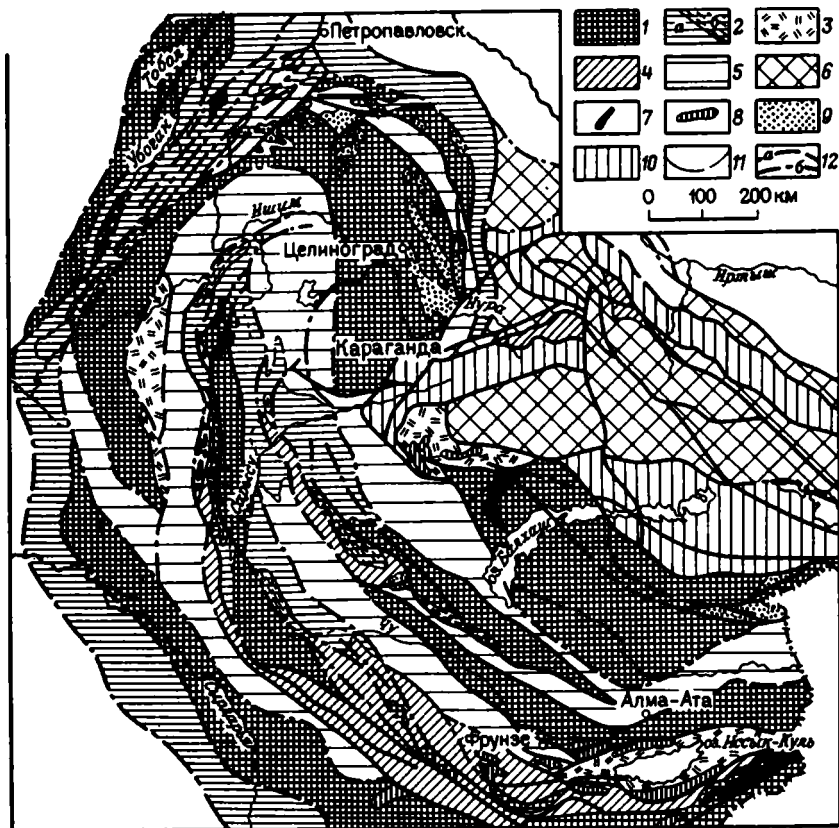


Рис. 3. Тектоническая схема докембрийского метаморфического фундамента палеозой Казахстана

Складчатые комплексы: 1 – докарельские архейские; 2 – раннекарельский (а – нижняя часть, б – верхняя часть); 3 – позднекарельский; 4 – исседонский; 5 – позднекарельский и исседонский нерасчлененные; 6 – нерасчлененные, предполагаемые в участках глубокого погружения фундамента. Массивы гранитоидов и гранитоиднейсов: 7 – позднекарельских (1700–1800 млн. лет); 8 – исседонских (1100 млн. лет); 9 – эписседонский дислоцированный платформенный чехол; 10 – участки палеозойской интенсивной тектонической переработки, где реконструкция структуры фундамента невозможна; 11 – границы складчатых комплексов; 12 – наиболее крупные разломы, в том числе глубинные (а – прослеженные и предполагаемые по геологическим данным, б – по геофизическим данным)

са. Н.Г. Кассин, А.А. Богданов, Р.А. Борукаев, Е.Д. Шлыгин и многие другие считали, что помимо позднедокембрийских комплексов в докембрии Казахстана присутствуют и более древние комплексы – карельский и докарельский – архейский. К настоящему времени получены многочисленные цифры возраста, подтверждающие принадлежность метаморфических комплексов к раннему протерозою. Единичными определениями доказывается возраст докарельских – архейских образований [45].

В докембрии Казахстана имели место сложные и весьма разнообразные геологические события (табл. 3), приведшие к образованию разновозрастных складчатых комплексов (рис. 3).

Архейские (докарельские) складчатые комплексы. Кристаллические сланцы, относимые к архею, распространены главным образом на западе Центрального Казахстана — в Улутауском антиклинории и в Кокчетавском массиве. Они известны в Ишкеольмесском и Ерментау-Ниязском антиклинориях на северо-востоке Центрального Казахстана, а также в Южном Казахстане в ядре Кендыктасского антиклинория, Восточно-Джельтауского (Анрахайского) антиклинория. В Киргизии толщи кристаллических сланцев распространены в ядре Макбальского антиклинория и в Иссыккульском массиве. Повсеместно для толщ кристаллических сланцев характерна амфиболитовая фация метаморфизма, широко проявлена гранитизация. Кристаллические сланцы широко распространены под средним и верхним палеозоем Джезказганской впадины и под Тургайским прогибом.

Наиболее древней, по-видимому, является зерендинская серия Кокчетавского массива. Условно к архею отнесены гнейсово-сланцево-амфиболитовая бектурганская серия Улутау, шингаревская гнейсовая серия в Ишкеольмесском антиклинории. Это каракамысская свита амфиболитов, гнейсов и слюдяных сланцев в Западном Прибалхашье, актюзская серия Киргизии. От более молодых толщ они отделяются скачком регионального метаморфизма, интенсивной гранитизацией. Несмотря на устанавливаемый местами первичный состав пород, обломочных и вулканогенных, облик толщ определяется интенсивным метаморфизмом. Во всех упоминавшихся регионах кристаллические сланцы слагают основание складчатых сооружений, имеют мощность в 6000—9000 м.

Возраст комплекса принят архейским; для него А.А. Краснобаевым получен ряд цифр возраста по метаморфогенному циркону альфа-свинцовым методом из актюзской и кеминской серий Киргизии 2500—2780 млн. лет [45]. По цирконам гнейсов Кокчетавского массива, Ишкеольмесского антиклинория, Улутау и др. получены даты от 1600 до 2100 млн. лет как кали-аргоновым, альфа-свинцовым, так и свинцово-изотопным методами (С.И. Зыков и др.). Эти значения отражают поздние этапы гранитизации и наложенного метаморфизма. На существование древних архейских образований указывают цифры 3300—3600 млн. лет, установленные С.И. Зыковым и Н.И. Ступниковой свинцово-изотопным методом по обломочным цирконам из раннепротерозойских толщ, заведомо перекрывающих кристаллические сланцы (Л.И. Филатова, С.И. Зыков и др.).

Архейский возраст комплекса кристаллических сланцев предполагается также и потому, что его образование связано с самостоятельным геосинклинальным циклом, завершившимся метаморфизмом, складчатостью и предшествовавшим карельскому. Вполне возможно, что архейские толщи образуют два самостоятельных складчатых комплекса. Наиболее древний может отвечать зерендинской и актюзской сериям. Бектурганская серия, шингаревская и другие свиты, кеминская, кассанская серии

Этапы геологического развития Казахстана в докембрии

Возраст, возрастные рубежи, млн. лет	Формации, главные стратиграфические подразделения, радиологический возраст в млн. лет	Гранитные и гнейсовые комплексы, радиологический возраст в млн. лет	Метаморфизм, предполагаемый возраст в млн. лет	Этапы геологического развития
570±10 Венд	Спарагмитовая и терригенно-кремнистая фосфатоносная формации (улутауская серия) Базальная вулканогенно-терригенная и яшмо-диабазовая формации (акбулакская и братолюбовская серии)	Субщелочные граниты актаского комплекса и др., 650±20	Отсутствует	Эмбрионально-геосинклинальная стадия байкальско-палеозойского геосинклинального цикла
670±20 Поздний протерозой, рифей	Наземная порфирировая и андезито-базальтовая формации (коксуйская и белеутинская серии Улутау, свита Большого Нарына Среднего Тянь-Шаня, кокпатасская свита хр. Кендыктас и др.) 850–900		Местами слабый, фации зеленых сланцев	Платформенный раннебайкальский этап
Равный – средний рифей	Карбонатно-сланцевая и сланцевая, базальто-терригенная граувакковая формации (боздакская серия Улутау, Сарысу-Тенизского водораздела); флишевые и известняково-терригенные формации (кенкольская и ортотауская серии Северного Тянь-Шаня)	Гранитизация, 1160±50 Сyenиты Карсакапского массива, 1690±110		Исседонский геосинклинальный цикл
1650±50	Липаритовая порфиридная формация (майлюбинская серия Улутау, ее аналоги на Сарысу-Тенизском водоразделе, Актау и др.)	Гранитогнейсы, 1700–1800 Граниты жаункарского комплекса, 1800	Региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, 1000–1100	Карельский геосинклинальный цикл

Возраст, возрастныи рубежи, млн. лет	Формации, главные стратиграфические подразделения, радиологический возраст в млн. лет	Гранитные и гнейсовые комплексы, радиологический возраст в млн. лет	Метаморфизм, предполагаемый возраст в млн. лет	Этапы геологического развития
Ранний протерозой, карелии логи	Зеленосланцевая джеппилитоносная базальто-спилитовая формация (карсакпайская серия Улутуа и ее аналоги в Бетпакдале, иманбурлукская свита Кокчетавского массива) Дацит-кератофировая формация (аралбайская и жийдинская серии Улутуа, ефимовская серия Кокчетавского массива)	Порфиробластовые гнейсы и плагногранито-гнейсы		
2600 ± 100 Архей	Формации кристаллических сланцев (зерендинская серия Кокчетавского массива, бектурганская серия (?) Улутуа и их аналоги в Казахстане и Северном Тянь-Шане	Гранитизация, 2600–2700	Региональный метаморфизм амфиболитовой фации	Архейский геосинклинальный цикл (циклы?)

Тянь-Шаня могут принадлежать ко второму архейскому комплексу.

Раннекарельский складчатый комплекс. Полнее всего он изучен в Улутуа, где устанавливаются соотношения с более древними и молодыми образованиями. Распространен он также в обрамлении Кокчетавского массива, известен на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Северо-Восточной Бетпакдале, слагает протяженные синклинии в фундаменте Джезказганской впадины, под Тургайским прогибом (см. рис. 3). Раннекарельский комплекс разделен на две части.

В низах разреза Улутуа находится аралбайская серия, в Кокчетавском регионе — ефимовская. Аралбайская серия представляет собой мощную вулканогенно-осадочную толщу пестрого состава, метаморфизованную в фации зеленых сланцев. Она сложена серицит-альбитовыми, серицит-хлорит-альбитовыми и серицит-кварцитовыми сланцами, филлитами, графитовыми филлитами, порфиридами по туфам и лавам липаритов, порфиритоидами, мраморами; имеются железистые кварциты. Аралбайская серия занимает основание мощного раннепротерозойского эвгеосинклинального комплекса, описана Л.И. Филатовой в 1978 г. как дацит-кератофировая формация. Мощность ее около 7000 м.

Верхняя часть раннекарельского комплекса представлена карсакпайской серией Улутау, иманбурлукской свитой Кокчетавского массива, зеленосланцевыми железорудными толщами Бетпакдалы. Карсакпайская серия сложена порфиритоидами и зелеными сланцами по базальтам, частично андезитобазальтам и их туфам, кварцсерцитовыми, хлорит-кварцсерцитовыми филлитами, железистыми и безрудными кварцитами хемогенной вулканогенно-осадочной природы, мраморами. В Южном Улутау она имеет мощность около 4000 м, описана автором и С.Б. Розановым в 1971 г. и в 1976 г. Серия характеризуется грубым ритмичным строением, согласно залегает на аралбайской. Такое же строение имеют иманбурлукская свита Кокчетавского региона и карсакпайская серия Жуантубинского антиклинория в Северо-Восточной Бетпакдале. Карсакпайская серия и подобные ей толщи рассматриваются как джеспилитоносная зеленосланцевая спилитовая формация (С.Б. Розанов, 1976 г.), имеющая вулканогенную природу и метаморфизованная в фации зеленых сланцев. Ее главные члены представлены порфиритоидами, составляющими не менее 50 % объема серии и образовавшимися по лавам и туфам базальтов.

Вместе с нижележащей дацит-кератофировой джеспилитоносная зеленосланцевая спилитовая формация заполняет единые геосинклинальные прогибы. Их объединяют ритмичность при общем принципиально близком строении макроритмов, присутствие железистых кварцитов в сочетании с пачками базальтоидов и, наконец, прямая связь в едином эвгеосинклинальном формационном ряду. Исходя из аналогий с разрезами геосинклинальных комплексов фанерозоя выше базальтовых серий типа карсакпайской следует ожидать присутствие терригенных и вулканогенно-осадочных толщ стадии зрелых геосинклиналей.

Позднекарельский орогенный складчатый комплекс. Метаморфические толщи, относимые к позднекарельскому складчатому комплексу, наиболее полно представленные в Улутау и Актау-Моинтинском мегантиклинории. В Майтубинском антиклинории Южного Улутау находится опорный разрез верхов раннего протерозоя в объеме майтубинской серии, имеющий сложное внутреннее строение. Она включает порфириды (около 50 %), образовавшиеся по кристаллокластическим, литокристаллокластическим туфам и игнимбрикам липаритов, разделенные такими же мощными пачками осадочных пород — обломочных кварцитов, конгломератов, сланцев, железистых сланцев и кварцитов. Грубообломочные толщи частично образовались в наземных условиях, обломочный материал их местный, возникший за счет размыва кислых вулканитов. В верхах серии находятся серцит-кварцевые, графит-кварцевые и карбонатные сланцы, ритмично чередующиеся и напоминающие флиш. Во многих местах майтубинская серия интенсивно гранитизирована. Возраст гранитогнейсов 1800 млн. лет. Вследствие линзовидности строения, частого выклинивания свит и многочисленных несогласий мощность серии переменна, на отдельных участках составляет 4000—6000 м. Близкий, но менее полный разрез майтубинской серии распространен, по Л.И. Филатовой, в ядре Кирейско-го антиклинория на Сарысу-Тенизском водоразделе.

Позднекарельские образования имеются на Кокчетавском массиве, вероятно их присутствие в Чуйской "глыбе". Позднекарельские порфиридно-сланцевые толщи выделяются В.Г. Королевым в Северном Тянь-Шане.

Для позднекарельских образований Казахстана характерна липаритовая порфиридная формация. Типичные члены этой формации — порфириды по лавам и туфам липаритов, подверженные гранитизации. Накопление липаритовой порфиридной формации, внедрение гранитоидов и интенсивная гранитизация связаны с орогенным этапом карельского геосинклинального цикла. В это время в Казахстане сформировалась докембрийская континентальная кора с развитым гранитно-метаморфическим слоем. Возраст гранитоиднейсов в 1700 — 1800 млн. лет, установленный разными методами во многих районах Казахстана, позволяет считать этот вывод доказанным (С.И. Зыков и др.). Обращает на себя внимание четкая явная связь областей гранитизации с остаточными срединными массивами, отдельными антиклинориями. Не исключено, что орогенез в конце раннего протерозоя был в Казахстане не повсеместным.

Иной разрез в Актау-Моинтинском мегантиклинории. Здесь находится верхнеатасуйская серия (Ю.А. Зайцев, С.Б. Розанов, Л.И. Филатова), сложенная толщами порфиридов по липаритовым лавам, туфам и игнимбрикам, мощными пачками слюдяно-кварцитовых сланцев и мономинеральных кварцитов. Ее мощность около 2000—2500 м. К низам разреза верхнеатасуйской серии принадлежит скорее всего алтынсынганская свита липаритовых вулканитов [14]. Она залегает на киикской кварцито-сланцевой серии. Чередование липаритовых вулканитов и кварцито-песчаников характерно для средних и верхних частей разреза верхнеатасуйской серии и однозначно устанавливается на западе Актау-Моинтинского антиклинория. Липаритовый вулканизм проявился на очень больших площадях (первые тысячи квадратных километров). После получения С.И. Зыковым и Н.И. Ступниковой в 1981 г. новых надежных радиогеохронологических определений свинцово-изотопным методом по цирконам (1540 ± 40 и 1850 ± 30 млн. лет по 10 пробам) стала ясной принадлежность верхнеатасуйской серии к верхам раннего протерозоя. Специфика верхнеатасуйской серии определяется ее нахождением на краю древнего Балхашского массива — по своему строению и возрасту она близка субиотнию Швеции.

Интересно установление древнего возраста киикской серии, перекрываемой, как было показано А.В. Авдеевым, липаритовой алтынсынганской свитой (низы верхнеатасуйской серии). Киикская серия сложена кварцито-песчаниками и сланцевыми пачками (мощность 1500—2500 м). Как устанавливается теперь, она слагает наиболее древний в Казахстане карельский протоплатформенный чехол, вероятно, связанный со средними стадиями развития докарельского Балхашского массива. Правомерно предположение, что накопление киикской серии произошло на остаточном массиве одновременно с накоплением геосинклинальных серий — может быть, верхов карсакапайской серии или более молодых.

Исседонский складчатый комплекс. Он включает толщи, относимые

к раннему (?) — среднему рифею. В тех случаях, когда ранне-среднерифейские толщи не отделены несогласиями от более древних, исседонский комплекс может включать и верхи нижнего протерозоя. Как это часто бывает, орогенные образования предшествующего геосинклинального цикла структурно тесно связаны с последующим геосинклинальным комплексом.

Иседонской автор называет складчатость, происшедшую в Казахстане и Северном Тянь-Шане на рубеже среднего и позднего рифея около 1100 ± 50 млн. лет [16]. Историко-геологическое значение этой складчатости определяется тем, что значительные пространства Казахстана в конце среднего рифея превратились в консолидированную платформенную область. Показатель платформенного состояния Казахстана в позднем рифее — кокчетавская кварцито-песчаниковая фаллаховая формация, распространенная на весьма удаленных территориях — от Кокчетавского массива до Южной Джунгарии. Наименование складчатости предложено автором в 1970 г. по имени скифских племен исседонов, населявших территорию Казахстана в эпоху поздней бронзы в VII—I в. до н.э. Обособление складчатости на рубеже в 1100 ± 50 млн. лет на материалах Казахстана и Тянь-Шаня имеет больше оснований по сравнению с другими регионами земного шара, где также намечается этот важнейший историко-геологический рубеж. Обычно, характеризуя тектонические события этого времени, говорят о гренвильской или дальсландской складчатостях, хотя, как известно, в провинции Гренвилл (Канада) и в Южной Швеции практически нет отложений предшествующего геосинклинального цикла или они крайне неrepresentative. Как подчеркнуто М.А. Семихатовым в 1974 г. и впоследствии Ч.Б. Борукаевым [15], гренвильские события имели иной смысл — тектоническую переработку древних комплексов, гранитообразование и "радиометрическое омоложение". Этот процесс М.А. Семихатов предложил называть диасхизисом, противопоставив его понятию "эпоха складчатости". Отмечая неправомерность выделения гренвильской складчатости, автор в качестве тектонотипа предлагает принять исседонскую складчатость у рубежа 1100 ± 50 млн. лет.

Ранне-среднерифейские толщи распространены наиболее широко в Северном Тянь-Шане, известны в Южном Улутау, в центральных частях Сарысу-Тенизской системы и других местах. Полный разрез нижнего-среднего рифея установлен В.Г. Королевым, В.В. Киселевым и др. в Киргизско-Терской структурно-фациальной зоне. В.Г. Королев и В.В. Киселев описали исседонский складчатый комплекс Тянь-Шаня [40]. Ранне-среднерифейский возраст толщ здесь устанавливается по строматолитам [45]. Разрез рифея Северного Тянь-Шаня, безусловно, является геосинклинальным, о чем свидетельствуют большие мощности (около 7000 м), присутствие вулканических, в том числе базальтовых, серий. Иседонский комплекс в Киргизско-Терской зоне весьма изменчив, приобретает черты то многогеосинклинального, то эвгеосинклинального. На западе Киргизского хребта наибольшими (6500–7000 м) мощностями обладает терригенно-карбонатный разрез. Такой же тип разреза сохраняется в хребтах Ичкелетау и Таласском (карабурина и узунахматская свиты, ичкеле-

тауская серия). Для Каратау-Таласской зоны характерны разрезы многогеосинклинального типа мощностью около 4000 м. В.Г. Королев обращает внимание на молассовый облик узунахматской свиты.

Исседонский складчатый комплекс в хр. Терскей-Алатау отличается большей "степенью геосинклинальности". Здесь присутствуют порфиroidы, конгломераты (экургенкольская свита), базальты, сочетающиеся с полимиктовыми конгломератами, сланцами по вулканогенно-осадочным породам (бельчийская свита). Его мощность более 2000 м. На востоке и западе Киргизско-Терскейской зоны разрез завершается глинисто-карбонатным флишем (кенкольская серия — оввская, суекская свиты и др.).

В Чаткало-Нарынской зоне исседонский складчатый комплекс сложен порфиroidами, базальтами, конгломератами, доломитами, известняками — 2300 м [40]. Несогласно, после перерыва в осадконакоплении и образования коры выветривания, на среднерифейские толщи легли кварциты позднерифейской джелдысуйской и джилуусуйской свит, заключающие обломочный циркон возраста 1100–1200 млн. лет. Боздакская серия Южного Улутау сложена конгломератами, blastосаммитовыми сланцами, порфиroidитами по щелочным базальтам и туфам, порфиroidитами с прослоями железистых и графитовых сланцев и кварцитов. Верхняя часть ее разреза образована доломитовыми мраморами, филлитами, различными обломочными сланцами. Общая мощность 2800 м. В боздакской серии Сарысу-Тенизского водораздела, по Л.И. Филатовой и Н.Л. Чечик, большую роль играют первично туфогенные породы, присутствуют мраморы, кварциты, железистые кварциты; мощность 3500 м. Это типичные геосинклинальные образования, в которых преобладают вулканогенные породы, для них характерна резкая фациальная изменчивость. Не исключено, что боздакская серия здесь более тесно связана с лежащей ниже майтубинской серией.

Боздакская серия сопоставляется с сарыбулакской Киргизско-Терскейской зоны, имеет с ней весьма близкое строение и состав. Верхи ее, возможно, отвечают верхам кенкольской серии (карбонатно-сланцевые толщи). Данные о возрасте боздакской серии весьма скудны. Она залегает на майтубинской серии, прорываемой сениитами Карсакпайского массива (свинцово-изохронный метод — 1690 ± 110 млн. лет), испытавшими гранитизацию на том же примерно рубеже — 1700–1800 млн. лет. По определениям А.А. Краснобаева альфа-свинцовым методом, обломочные цирконы из порфиroidов боздакской серии имеют возраст 1475 ± 150 млн. лет. Условно на основании близкого состава с ней сопоставлены кабанкулакская свита Спасского антиклинория (Н.Н. Сигачева, 1979 г.), муржикская свита и толща гор Эдрей Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. На Кокчетавском массиве аналогом боздакской серии является скорее всего маломощная сланцево-доломитовая шарыкская свита.

В Казахстане и Северном Тянь-Шане ранне-среднерифейские толщи, таким образом, распространены в пределах трех полос (см. рис. 3). Первая полоса на западе Центрального Казахстана включает Майтубинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий, Каратау-Таласскую зону и уходит, возможно, в пределы Среднего Тянь-Шаня. Вторая полоса отвечает Киргизско-Терскейской структурно-фациальной зоне. Третья, восточ-

ная, полоса намечается на восточном крыле Кирейского антиклинория, откуда, вероятно, протягивается в Северо-Восточную Бетпақдалу. Перечисленным трем зонам ниже (?) -среднерифейских толщ, вероятно, отвечали три самостоятельных геосинклинальных прогиба, несколько различавшихся своими стратиграфическими разрезами, особенностями осадконакопления, тектонического режима, но тем не менее одновременно завершившие свое развитие исседонской складчатостью на рубеже среднего и позднего рифея. Возможно, подобные геосинклинальные прогибы найдены также на востоке Центрального Казахстана. Прогибы были разделены геосинклинальными поднятиями и срединными массивами, в которых размыты подвергались карельские и докарельские складчатые комплексы. Только этим можно объяснить огромное количество обломочного терригенного материала, давшего начало существенно кварцевым обломочным породам ранне-среднерифейских толщ. Обилие липаритовых вулканитов указывает на широкое проявление кислого магматизма коровой природы.

Иседонская складчатость проявилась в Казахстане повсеместно — она захватила не только прогибы, но также геосинклинальные поднятия и остаточные массивы. Об этом свидетельствует четко выраженное радиометрическое омоложение более древних пород, устанавливаемое свинцово-изотопным и альфа-свинцовым методами, а в отдельных случаях даже кали-аргоновым (Ю.А. Зайцев, С.И. Зыков и др.). Эти возрастные даты в большинстве своем отвечают 1100—1150 млн. лет, определяя тем самым возраст исседонской складчатости. Такие же цифры, по А.И. Тугаринову и др., свидетельствуют о проявлении в Казахстане "гренильского" магматизма. Для остаточных срединных массивов характерна гранитизация, которая отвечает рубежу в 1100 ± 50 млн. лет. Она широко распространена в породах Кокчетавского массива (1200 ± 70 млн. лет), в Актау-Моинтинском мегантиклинории — узенжальский комплекс гранитов и гранитогнейсов имеет возраст 1100 ± 35 млн. лет (изохрона по ряду цирконовых проб, U—Pb—Th метод, по С.И. Зыкову и Н.И. Ступниковой). Большое значение для подтверждения самостоятельности и завершенности исседонского цикла и исседонской складчатости имело установление В.В. Киселевым, В.Г. Королевым и др. соответствующих этому рубежу гранитоидов в Северном и Среднем Тянь-Шане. Для Караджилга-Кзылташского гранитоидного плутона, прорывающего ортоаускую серию нижнего—среднего рифея, альфасвинцовым методом по циркону А.А. Краснобаевым получены цифры 1070 — 1270 млн. лет.

Таким образом, возраст исседонской складчатости устанавливается по совокупности согласующихся данных о ранне (?) -среднерифейском возрасте толщ по строматолитам, времени их метаморфизма (1100 ± 50 млн. лет), возрасте гранитоидов и гранитогнейсов ($1100—1200$ млн. лет). Следует подчеркнуть, что такие же (а также и любые более древние) цифры возраста были получены по обломочным цирконам из более молодых, главным образом кварцитовых, позднерифейских толщ. Тем самым ограничивается верхний возрастной предел (1100 ± 50 млн. лет) ранне-среднерифейских толщ и время их последнего регионального метаморфизма.

Длительность исседонского цикла составляла около 450–500 млн. лет.

Ареал проявления исседонской складчатости оказывается весьма широк — помимо Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня она, вероятно, имела место на территории окружающих эпипалеозойских плит. На западном склоне Южного Урала ей отвечает среднерифейская авзянская складчатость. М.И. Гараня, Л.П. Зоненшайн [23] указывают на широкое проявление среднерифейской складчатости в Алтае-Саянской складчатой области и Северной Монголии. В.А. Благоднаров называет эту складчатость рифейской [40].

Особенности развития геосинклиналей в течение карельского и исседонского циклов отражают общую эволюцию земной коры Казахстана в протерозое. Карельский цикл является полным циклом с характерным магматизмом и набором формаций начальных и конечных стадий геосинклинального развития. Исседонский цикл проявляется уже в условиях сформировавшейся континентальной коры, но продолжает геосинклинальное развитие. Складчатость, завершающая исседонский цикл, захватила огромные площади, все более древние образования. Особенно широко проявилась сопровождающая ее гранитизация.

Этисседонский позднерифейский дислоцированный платформенный чехол. Нижняя половина верхнего рифея сложена главным образом кварцитами — слабо метаморфизованными кварцевыми песчаниками. Наиболее представительны эти толщи в Северном Казахстане, где после работ Е.Д. Шлыгина они стали выделяться как кокчетавская серия. Выходы кокчетавской серии известны в разных частях Кокчетавской "глыбы" — наибольшие по площади выступы находятся к югу от г.Кокчетав, установлены в Ишкеольмесском и Ерментау-Ниязском антиклинориях, в Селетинском синклиории, в виде ксенолитов среди гранитоидных массивов, в Степнякском синклиории. В Улутау к кокчетавской серии принадлежит уштобинская свита.

Наиболее полные разрезы кокчетавской серии известны там, где она налегает на самые древние толщи в остаточных срединных массивах. Так, в Кокчетавской "глыбе" ее мощность около 800–1500 м. Это кварцито-песчаниковая андреевская или илектинская свита. Кварциты налегают на архейскую зерендинскую серию; местами кокчетавская серия лежит на ранне-среднерифейской шарыкской свите, образующей нижние части чехла Кокчетавского остаточного срединного массива. Несколько меньшую мощность (до 1000 м) имеют кварциты низов бурханской свиты в Джунгарском Алатау (по И.И. Никитченко, 1978 г.). Маломощные кварцитовые толщи (10–250 м) Киргизско-Терской и Чаткало-Нарынской зон Тянь-Шаня типа джельдысуйской свиты налегают непосредственно на среднерифейский исседонский складчатый комплекс. Вероятно, толщи малой мощности образовались там, где незадолго перед этим произошла последняя складчатость, а наиболее глубокие позднерифейские платформенные прогибы отвечали менее активным опущенным блокам, сложенным докарельскими складчатыми комплексами (см. рис. 3).

Кварцито-песчаники представляют собой мелководные зрелые плат-

форменные осадки. В позднем рифее размывались все более древние метаморфические толщи, граниты и гранитогнейсы. В кварцито-песчаниках во многих местах сохранились волноприбойные знаки, косая слоистость. В кварцитах Кокчетавского массива и Ерменгау-Ниязского антиклинория известны древние цирконовые и рутиловые россыпи. Во время накопления кокчетавской серии и ее возрастных аналогов размывались древние коры выветривания. По В.Г. Королеву и В.В. Киселеву, в бассейне р. Конкол на южном склоне Киргизского хребта в основании джельдысуйской свиты, несогласно залегающей на флишевой оввской свите среднего рифея, имеются признаки размывавшейся коры выветривания — в базальных горизонтах кварцитов здесь находятся обломки выветрелых пород, покрытых "рубашками" окислов железа. О мелководности образования кварцито-песчаников свидетельствует также присутствие глауконита и признаков фосфоритов [45].

Кокчетавская серия и ее аналоги — кварцито-песчаниковая платформенная формация, образовавшаяся на значительных пространствах в условиях тектонического покоя, предельного выравнивания и длительного перемирия обломочного материала. Б.М. Келлер называет такую формацию фаллаховой, отмечает ее приуроченность к платформам и миогеосинклинальным системам, где чередовались широкие и плоские прогибы с такими же не выраженными орографически платформенными поднятиями. Он связывает образование фаллаховой формации в рифее Урала со сносом с Восточно-Европейской платформы, подчеркивая, что она является "совершенно чуждой в миогеосинклинальном ряду формаций". По Б.М. Келлеру, фаллаховая формация свойственна нижним частям чехла древних платформ.

Кварцито-песчаниковая формация в докембрии Казахстана и Тянь-Шаня имеет значение важнейшего стратиграфического репера. По палеотектоническому значению кокчетавская серия не уступает кварцито-песчаниковым толщам в основании чехла древних платформ (иотнийскому комплексу запада Балтийского щита, петрозаводской серии Карелии и др.). В разрезах Урала ей отчасти, вероятно, соответствуют кварцитовые толщи зильмердакской свиты. Нижний возрастной предел кварцитов кокчетавской серии определяется заключенными в них обломочными цирконами с минимальным возрастом 1000—1100 млн. лет, хотя в кварцитах имеются цирконы и значительно более древние (С.И. Зыков и др.). Верхний возрастной предел определяется налеганием вулканогенных толщ верхов верхнего рифея, характеризующихся цифрами около 800—850 млн. лет. Таким образом, длительность накопления кварцито-песчаниковой фаллаховой формации составляла 250—300 млн. лет.

Реконструкция структуры гранитно-метаморфического фундамента

Восстановление структуры метаморфического цоколя палеозойд представляет весьма непростую задачу. Во многих участках докембрийские комплексы перекрыты мощными платформенными и квазиплатформен-

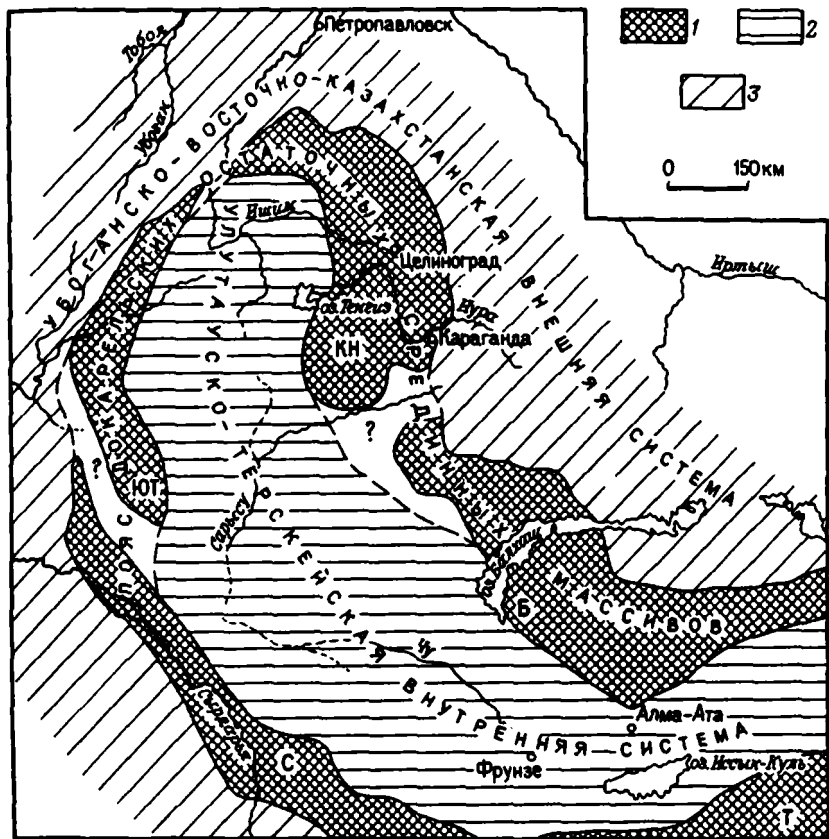


Рис. 4. Главнейшие тектонические элементы карельско-исседонского (допоздне-рифейского) Казахстанского геосинклиналиального овала:

1 - остаточные срединные массивы, сложенные докарельскими складчатыми комплексами: КН - Кокчетавско-Нижский, Б - Балхашский, ЮТ - Южно-Тургайский, С - Сырдарынский; Т - Таримский; карельско-исседонские геосинклиналиальные системы: 2 - внутренняя, 3 - внешняя

ными чехлами, а также палеозойскими геосинклиналиальными складчатыми комплексами - выходы их на поверхность сравнительно малы. Реконструкция строения метаморфического фундамента опирается на использование существующих региональных геологических и геофизических материалов, данных глубокого бурения, на принятую стратиграфическую корреляцию метаморфических толщ. Синтез структуры фундамента палеозойд стал возможен после широких и полных обобщений геофизических материалов [44 и др.] .

При реконструкции структуры древнего фундамента автором было установлено, что для территории Казахстана и Тянь-Шаня вырисовывается

единный крупный овал, вытянутый с северо-запада на юго-восток примерно на 1800 км при ширине около 1000 км. Наиболее четко овальное строение подчеркивается пространственным положением древних докарельских остаточных массивов (см. рис. 4), образующих гигантский дугообразно выгибающийся пояс и прослеживающихся из Северного Казахстана на юго-восток в Ерментау-Ниязский антиклинорий и далее к Балхашскому массиву, а также на юго-запад к Южно-Тургайскому и Сырдарьинскому массивам. В региональной структуре фундамента естественно обособляются три области: 1) Улутауско-Терскейская внутренняя геосинклиналильная система; 2) пояс докарельских остаточных срединных массивов; 3) Убоганско-Восточноказахстанская внешняя геосинклиналильная система. Внутренняя и внешняя геосинклиналильные системы выделяются относительно пояса остаточных массивов (рис. 4).

Улутауско-Терскейская внутренняя геосинклиналильная складчатая система. Структура докембрийского фундамента наиболее полно может быть реконструирована в Улутауско-Терскейской внутренней системе. В западной части Центрального Казахстана находится меридиональный ствол складчатых структур Улутау. Осевую часть его занимает Улутауский антиклинорий, который выявляется в Эскулинском, Улутауском и Арганатинском выступах докембрия, а на юге — в восточной части Карсакапайского поднятия. Южнее он скрыт под Джезказганской впадиной, где прослеживается до широт Северо-Западного Каратау по характерной отрицательной гравитационной аномалии, совпадающей с аномальной полосой магнитного поля с общим отрицательным уровнем от -100 до -300γ . Породы бектурганской серии, слагающие Улутауский антиклинорий, по Ю.А. Строкину, имеют небольшую среднюю плотность ($2,72 \text{ г/см}^3$) и практически немагнитны. Общая протяженность антиклинория около 700 км, ширина 50–60 км. Улутауский антиклинорий на крыльях ограничен крупными Западно-Улутауским и Восточно-Улутауским глубинными разломами, выраженными резкими градиентами поля силы тяжести, а также, характерной сменой морфологии складок, гипербазитовыми поясами. Некоторые массивы гипербазитов — Шайтантасский, Ишкеольмесский — выходят на поверхность, другие обнаруживаются только по локальным интенсивным положительным гравимагнитным аномалиям.

Карсакапайский синклинорий вытянут на 350 км в Улутау и на 150 км по геофизическим данным под Джезказганской впадиной. Его максимальная ширина до 10–15 км в обнаженной части и до 40 км под Джезказганской впадиной. Синклинорий сложен раннекарельским складчатым комплексом. В наиболее глубоких синклиналях находится исседонский комплекс. Протерозойская складчатая структура синклинория значительно осложнена позднерифейскими и каледонскими дислокациями. В гравитационном и магнитном полях Карсакапайский синклинорий выделяется полосой интенсивных узких линейных параллельных положительных аномалий, обусловленных физическими свойствами пород карсакапайской серии (плотность $2,77\text{--}3,00 \text{ г/см}^3$, намагнитченность до $4500 \cdot 10^{-6}$ ед.). Поэтому карсакапайская серия Улутау и других районов всегда четко про-

слеживается в физических полях даже на больших глубинах. Синклинорий заполнен линейными узкими опрокинутыми складками.

Майтубинский антиклинорий протягивается более чем на 160 км, его ширина от 10 до 45 км. Он сложен раннекарельским, позднекарельским и среднерифейским исседонским комплексами. Последний располагается на восточном крыле антиклинория, раннекарельский слагает его ядро. Характерна интенсивная гранитизация и обилие интрузивных массивов как позднекарельского возраста (жаункарский комплекс), так и раннекаледонских. Породы позднекарельского комплекса, занимающие большую часть Майтубинского антиклинория — мощные толщи порфириидов и сланцев, гранитизированные образования и гранитоиды, — характеризуются малой плотностью ($2,65 \text{ г/см}^3$) и практически немагнитны. Поэтому антиклинорий выделяется в гравитационном поле обширной интенсивной отрицательной аномалией, а магнитное поле, по Ю.А. Строкину, характеризуется общим отрицательным уровнем. Для большей части антиклинория характерны простые линейные складки и брахискладки протяженностью 20–30 км и шириной в 6–10 км. Лишь на восточном крыле антиклинория, общем с Карсакпайским синклинорием и осложненным продольными разломами, развиты узкие линейные складки. Складчатость сформировалась здесь в среднем рифее, но впоследствии, как и в Карсакпайском синклинории, была усложнена каледонскими и позднерифейскими деформациями. Восточнее Улутауского антиклинория находится Восточно-Улутауский синклинорий, сложенный аралбайской серией.

Улутауский и Майтубинский антиклинории, Карсакпайский и Восточно-Улутауский синклинории являются своего рода эталонами для расшифровки докембрийской структуры, поскольку в них наиболее полно изучена геология докембрия, установлены связи между структурой и физическими полями.

Под Джекказганской впадиной непосредственно восточнее Улутауского антиклинория следует предполагать полосу раннекарельского складчатого комплекса, вскрытую единичными глубокими скважинами на участке от р. Белеуты до р. Чу и отвечающую северной части Тамгалинской положительной гравитационной аномалии. Севернее р. Чу под эпипалеозойским платформенным чехлом установлена бурением карсакпайская серия — порфирииды и железистые кварциты. Юго-восточнее Улутауского антиклинория кулисообразно расположен Макбальский антиклинорий Кыргызского хребта. Он отвечает южной части Тамгалинской аномалии. Ядро антиклинория вырисовывается по незначительным по площади выходам киргизской серии (Макбальский выступ) и выходам древних толщ среди позднеордовикских гранитоидов западнее оз. Сонкель. Крылья антиклинория сложены исседонским складчатым комплексом (см. рис. 3).

Улутауский антиклинорий и обрамляющие его синклинории, Макбальский антиклинорий, располагаясь во внутренней зоне протерозойской геосинклинали, составляют единый широкий ствол складок докарельского и раннекарельского складчатых комплексов. На их крыльях распространены

позднекарельский и исседонский складчатые комплексы, обнаруживаемые по крупным и протяженным отрицательным гравитационным аномальным зонам. Наиболее широкая полоса позднекарельского, возможно, и исседонского складчатых комплексов отвечает отрицательной Тесбулакской аномалии. Она, вероятно, соответствует крупному синклинорию в докембрийском фундаменте, погруженному под Джекказганскую и Чуйскую впадины на глубины в 3—4 км. Его предлагается называть Восточно-Бетпакдалинским. Синклинорий находит свое продолжение в восточной части Киргизского хребта и хр. Терской-Алатау. Общая протяженность Восточно-Бетпакдалинско-Терской синклинорного пояса составляет не менее 1000—1100 км при ширине в 100—120 км.

С северо-востока синклинорный пояс обрамляется Жуантюбинским, Кендыктасским, Заилийским и Восточно-Жельтауским антиклинориями. Они сложены докарельскими и раннекарельскими складчатыми комплексами, часто "съедены" обширными гранитными додевонскими и позднедевонскими массивами. Обычно обнажены лишь их незначительные фрагменты, реконструкция положения антиклинориев производится главным образом по геофизическим данным. Общая протяженность второй полосы антиклинориев, включающих Жуантюбинский, Кендыктасский, Восточно-Жельтауский и Заилийский, более 1200 км.

Пояс докарельских остаточных срединных массивов. Он состоит из серии крупных массивов, как бы нанизывающихся один за другим на круто изогнутую дугу (см. рис. 4). Все массивы сложены наиболее древними складчатыми комплексами и перекрыты платформенным эписседонским чехлом.

Кокчетавско-Ниязский массив, реконструируемый по выходам наиболее древних толщ докембрия, находится на севере Казахстана. В Кокчетавском массиве выходит зерендинская серия — гнейсы, эжлогиты, амфиболиты, гранулиты и другие породы высокотемпературного метаморфизма. Плотность этих пород весьма различна (амфиболитовые сланцы — 2,77—3,0; амфиболовые гнейсы — 2,90—3,07; эжлогиты — 3,4; гнейсы и гранитизированные комплексы — 2,64—2,67 г/см³). Структура докарельского комплекса в Кокчетавском массиве изучена фрагментарно, местами уничтожена крупными массивами позднеордовикских гранитоидов. Устанавливается широтная ориентировка складок в древних толщах как в Зерендинском, так и в более восточном Боровском блоках. Юго-восточнее в Ишкеольмесском антиклинории и Селетинском синклинории, в южной половине Ерментау-Ниязского антиклинория местами выступают толщи, весьма близкие зерендинской и отчасти бектурганской сериям. Эти выступления древних толщ намечают продолжение докарельских структур Кокчетавского массива. Вероятно существование скрытого на глубине под нижним палеозоем и значительно переработанного каледонскими движениями единого крупного докарельского Кокчетавско-Ниязского остаточного массива. Существование предполагаемого докарельского блока подтверждается геофизическими данными [44]. Докарельский складчатый комплекс занимает на глубине значительную площадь, отвечая обширной положительной Кокчетавско-Сарысу-Тенизской аномалии малой и

средней интенсивности; эта аномалия обусловлена значительными плотностями пород глубоко погруженной зерендинской серии. Аномалия занимает Кокчетавский массив, Ишкеольмесский, Степнякский и часть Селетинского синклинория, восток Тенизской впадины.

Докарельский Кокчетавско-Ниязский массив с северо-запада на юго-восток вытягивается примерно на 500 км. Ширина его не менее 150–200 км (см. рис. 3,4). Если справедливы его реконструкции по геофизическим данным, то ширина Кокчетавско-Ниязского блока значительно больше и достигает примерно 250–300 км. В пользу существования подобного докарельского массива косвенно свидетельствует также нахождение обломочных цирконов с возрастом 3300–3600 млн. лет в позднекарельском комплексе Кирейского антиклинория в северной части Сарысу-Тенизского водораздела (С.И. Зыков, и др.). Не исключено, что в Кокчетавско-Ниязском массиве размывались породы более древние, чем зерендинская серия. Повсеместно на Кокчетавско-Ниязском остаточном массиве встречаются изолированные наложенные синклинали и мульды, сложенные платформенным эпизисседонским чехлом, дислоцированным в позднем рифе и раннем палеозое. Северное ограничение Кокчетавско-Ниязского массива отвечает системе Северо-западных глубинных разломов, проходящих к югу от г. Кокчетав, к северу от Борового, по Атансорскому разлому. Южное ограничение массива соответствует Новокронштадтскому разлому и далее к юго-востоку совпадает с южным продолжением Александровско-Дороговского шва – Новочеркасским глубинным разломом.

Неоднородно строение докембрийского фундамента Балхашского остаточного массива. В его центральной части, по-видимому, находится крупный тектонический блок, сложенный амфиболитами и гнейсами, вероятно, докарельского складчатого комплекса. Он соответствует значительной по площади гравитационной изометричной положительной Балхашской аномалии большой интенсивности¹. Фрагменты этого блока обнажаются в Кызылэспинском антиклинории. Северная граница блока, вероятно, совпадает с системой Булаттауских разломов и с широтным Бектауатинским разломом. Косвенным доказательством существования Балхашского массива служит присутствие в обломочных породах киикской и верхнеатасуйской серий характерного обломочного материала. Н.И. Гвоздик (1980 г.) установила, что снос обломков во время накопления киикской серии для территории Актау-Моинтинского антиклинория происходил с юга и юго-востока – размывались древние гнейсовые толщи, для которых типичен розовый циркон. Для времени накопления верхнеатасуйской серии, по И.З. Филиппович, размыву подвергались плагиогранито-гнейсы, известные в других регионах Казахстана только в наиболее древних сериях докембрия. Северная часть Балхашского остаточного массива занята древнейшим в Казахстане позднекарельским протоплатфор-

¹ Не исключено, что аномалия вызвана общим сокращением мощности земной коры (до 35 км) и приближением к поверхности "тяжелой" магнии.

менным кварцито-песчаниковым чехлом, перекрытым частично позднекарельскими кислыми вулканитами с пачками и горизонтами кварцитов (верхнеатасуйская серия). Эта часть Балхашского массива обычно рассматривается как Актау-Моинтинский антиклинорий.

Юго-восточная часть Балхашского массива практически не обнажена — небольшие выступы докембрийских комплексов имеются лишь в Южной Джунгарии и Центрально-Джунгарском (Текелийском) антиклинории. По И.И. Никитченко, основание разреза здесь сложено кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами сарычабынской серии. Вероятно, так же как и другие подобные комплексы, эти толщи принадлежат архею. К нижнему—среднему рифею И.И. Никитченко отнес мощную (400 м) толщу обломочных сланцев, доломитов и известняков усекской серии. Присутствие этих толщ позволяет предполагать, что Балхашский остаточный срединный массив существовал в раннем—среднем рифее. Карбонатный чехол этого массива здесь перекрыт несогласно верхнерифейской кварцитовой бурханской свитой (500–600 м). По данным А.Г. Дубовского, И.И. Никитченко и др., докембрийская структура, сохранившаяся здесь в отдельных тектонических блоках, весьма проста.

Таким образом, Балхашский массив представляет собой крупный тектонический блок (250×750 км), сложенный главным образом древними, вероятно, архейскими толщами, перекрытыми эпипалезонским платформенным кварцито-песчаниковым чехлом, а на юге — и нижне-среднерифейскими терригенно-карбонатными толщами. Северная часть Балхашского массива (Актау-Моинтинский антиклинорий) в отличие от других его частей была покрыта сплошным позднекарельским чехлом.

Тургайский и Сырдарьинский массивы находятся к западу от Улутау-Терскейской геосинклинальной системы. Они располагаются на юго-западном продолжении Кокчетавского массива (см. рис. 3,4). Обособление Тургайского и Сырдарьинского массивов производится главным образом по геофизическим данным. Они полностью перекрыты толщами эпипалеозойского платформенного чехла, а также средним палеозоем. Скрытым массивам отвечает крупная отрицательная гравитационная аномалия. В большинстве тектонических реконструкций в этих частях Казахстана изображается скрытый древний массив (или система массивов), называемый Тургайским, Сырдарьинском. Изображается он также и на последней тектонической схеме Г.Р. Бекжанова, В.Н. Любецкого и др. [44]. Этот массив предполагался ранее и автором (1968 г.). Прямые геологические доказательства его существования под Тургайским прогибом получены в 1969 — 1970 гг. — под мезозоем были вскрыты метаморфические образования позднекарельского складчатого комплекса — порфиroidы майтубинской серии.

Относительно существования в Тургайском массиве докарельских толщ имеются лишь косвенные доказательства. Для большей части карельской эры — времени образования карсакпайской, майтубинской серий, а также для эпох накопления боздакской серии и венда в Южном Улутау установлено существование западного источника сноса обломочного материала, представленного серыми плагиоклазовыми альбитизированными

гранитами (Ю.А. Зайцев, Л.И. Филатова, 1971 г.). Этот источник сноса располагался к западу от Байконурского синклинория. В Байконурский прогиб в венде с запада поступал обломочный материал, неизвестный в Улутаяу. Полоса докарельских массивов огибает с юго-запада Большой Каратау и протягивается в Чаткало-Нарынскую зону Среднего Тянь-Шаня, для которой В.Г. Королев уже давно доказал существование единого древнего тектонического блока. Рассмотренные древние остаточные массивы образуют гигантский полузамкнутый овал.

Убоганско-Восточноказахстанская внешняя геосинклинальная складчатая система. Она дугообразно огибает пояс остаточных докарельских массивов (см. рис. 4). В какой-то мере ее структура может быть реконструирована в Северном и Северо-Восточном Казахстане. К северо-востоку от Кокчетавско-Ниязского докарельского массива, также дугообразно изгибаясь, находится Шатский антиклинорий. Он сложен докарельским и раннекарельским складчатыми комплексами. Общая протяженность реконструированного Шатского антиклинория около 350—400 км, ширина 50—60 км. Шатский антиклинорий отделяется от Кокчетавско-Ниязского массива полосой сланцево-порфиroidных толщ.


Докембрийские складчатые комплексы также распространены в восточных частях Центрального Казахстана в фундаменте эвгеосинклинальных систем — в варисциийской Джунгаро-Балхашской, в Божекулском и Чингизском регионах. К востоку от гор Ерментау в небольших выходах (1,5×2 км) в горах Семизбугы у р. Селеты и юго-восточнее в Родниковском горсте обнажены актинолитовые амфиболиты и слюдяно-жварцполевошпатовые сланцы с горизонтами мраморов. Выходы древних толщ известны также в Матакском массиве, Спасском антиклинории, в горах Мурджик и Эдрей на северо-западе Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Возможно, они принадлежат исседонскому складчатому комплексу. Складки древних толщ в Матакском массиве имеют близширотные простирания, в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории — северо-западные.

Продолжение полосы складчатых структур внешней геосинклинальной системы находится на западе под палеозоем Тургайского пролива и Туранской плиты. Эта полоса восстанавливается главным образом по геофизическим и немногочисленным буровым данным, отдельным выходам в Северном Казахстане и Тянь-Шане. Она образована скорее всего докарельским и раннекарельским комплексами, охватывает широкой дугой докарельские остаточные массивы. Северная часть этой дуги устанавливается западнее Кокчетавского массива в Приишимье. Крайняя южная часть известна в Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне (см. рис. 3). Отделяясь протяженными северо-восточными разломами от Кокчетавского массива, по рекам Ишим, Иманбурлук обнажается раннекарельский комплекс (иманбурлукская свита, ефимовская серия). По характерным гравимагнитным положительным линейным аномалиям железорудная иманбурлукская свита прослеживается к юго-западу до верховьев рек Убоган и Улькаяк. Общий характер гравимагнитных аномалий тождествен аномалиям Карсакпайского синклинория. Эта полоса раннекарельского комплекса прослеживается под Туранскую плиту (см. рис. 3). На всем протяжении ей отвечает крупная положительная гравитационная Убоган-

Этапы геологического развития главных структурно-фацialsных зон Казахтанского карельско-исседонского геосинклинального ома

Таблица 4

Геохронологическая шкала		Улутауско-Терской внутренняя геосинклинальная система	Пояс остаточных срединных массивов	Убоганско-Восточноказахстанская геосинклинальная система
Поздний протерозой, рифей	поздний	Эписседонский платформенный этап (1100–850 млн. лет)		Относительные поднятия – фаллаховая формация малой мощности
	ранний – средний	<p>Иседонская складчатость, гранитоиды – 1100±50 млн. лет</p> <p>Геосинклинальный этап</p> <p>Накопление терригенно-карбонатных толщ многогеосинклинального типа, а также вулканогенно-осадочных, липаритовых и базальтовых серий. Вверху флишевые и моласовые толщ. Общая мощность 6000–7000 м</p>	<p>Фаллаховая формация большой мощности, до 1500–2000 м (тип кокчетавской серии)</p> <p>Развитие срединных массивов</p> <p>Гранитизация – 1000–1200 млн. лет – главным образом по периферии остаточных массивов. Длительный размыв, местами накопление терригенно-карбонатных (до 1500 м) формаций чехла массивов</p>	

<p>1650±50 млн. лет</p> <p>Ранний протерозой, карелий</p>	<p>Карельский геосинклинальный цикл</p>	<p>Периферические части. Орогенный этап. Липаритовые порфироидные серии, гранитоиды – 1700–1800 млн. лет</p>	<p>Центральные части. Продолжение геосинклинального развития. Вулканоогенно-осадочные порфироидно-сланцевые серии</p>	<p>Развитие средних массивов</p>	<p>Местами по краям массивов накопление липарито-дацитовых серий – 1500 м (суботнийский тип). Гранитизация – 1750±50 млн.лет. Размыв большей части массивов</p>	<p>Гранитоиднейсы</p>
<p>2600–2700 млн. лет Архей</p>	<p>Геосинклинальные обстановки: кеминская, актозская серии, каракамысская, жингельдинская свиты, бектурганская серия</p>	<p>Геосинклинальный этап</p>	<p>Накопление спилитовой зеленосланцевой джеспилитоносной формации (карсакапайская серия), дацит-кератофировой (аралбайская и др. серии)</p>	<p>Развитие средних массивов</p>	<p>Формирование древнейшего чехла массивов в локальных впадинах – фаллаховая формация, до 2000 м</p> 	<p>Геосинклинальный этап. Накопление иманбурлукской (карсакапайской), ефимовской серий к западу от Кокчетавского массива, даудской серии Шатского антиклинария и др.</p>
<p>Протогеосинклинальный мегаэтап: архейские геосинклинальные циклы</p>						

ско-Джусалинская аномалия [4]. Под Туранской плитой аномалия выражена нечетко, "размазана", по-видимому, в связи с глубоким положением докембрийского фундамента. Метаморфические породы, возможно, докарельского комплекса вскрыты единичными скважинами на правобережье р. Убоган и приурочены к Заградовскому антиклинорию.

Выводы. Докембрийская региональная структура в палеозондах Казахстана имеет овально-концентрический рисунок. Пояс остаточных массивов, сложенных наиболее древними архейскими комплексами, делит геосинклинальную область на внутреннюю и внешнюю геосинклинальные системы. В восточной части пояса остаточных массивов находятся Кокчетавско-Ниязской и Балхашский массивы, на западе — Тургайский и Сырдарьинский. Во внутренней части овала располагаются Улутау-Макбальская и Бетпақдалинско-Кендықтасско-Зайлишская антиклинорные зоны, их разделяют системы синклинорий и небольших антиклинорий (типа Майтубинского и Кирейского), сложенных карельским и исседонским складчатыми комплексами. Антиклинории, синклинории и остаточные массивы разделены протяженными глубинными дугообразными разломами.

История образования гранитно-метаморфического фундамента

Континентальная земная кора в Казахстане образовалась еще в архее. Раннепротерозойская геологическая история является историей ее преобразования. Эволюция Казахстанского протерозойского геосинклинального овала может быть намечена с момента его заложения до завершения геосинклинального развития в связи с исседонской складчатостью (табл. 4). Относительно полнее геологическая история может быть реконструирована для внутренней Улутауско-Терскейской геосинклинальной системы.

Архей. Можно предполагать, что в архее на территории Казахстана, от Кокчетавского региона до Тянь-Шаня, существовала обширная протогеосинклиналь, в которой накапливались разнообразные толщи, в том числе основные вулканы (исходные породы амфиболитов), хотя несомненно преобладание первично обломочных песчано-глинистых толщ (Л.И. Филатова). Повсеместное присутствие в архейских сериях первичных песчано-глинистых толщ и даже blastopсаммитовых кварцитов свидетельствует о существовании в это время размывавшихся блоков сиалической земной коры. Возможно, к ним отчасти принадлежал Кокчетавско-Ниязский блок, сложенный зерендинской серией и, может быть, более древними образованиями, поставившими обломочные цирконы с возрастом 3300—3600 млн. лет, а также Южно-Тургайский массив, метаморфические толщи актюзской серии (2780 ± 300 млн. лет по циркону, α -метод). Не исключено, что эти наиболее древние блоки относятся к раннему архею или катархею, имеющему верхний возрастной рубеж в 3300 млн. лет. Возможно, такой же блок был на месте Балхашского массива. Более молодые докарельские толщи (бектурганская серия) в Улу-

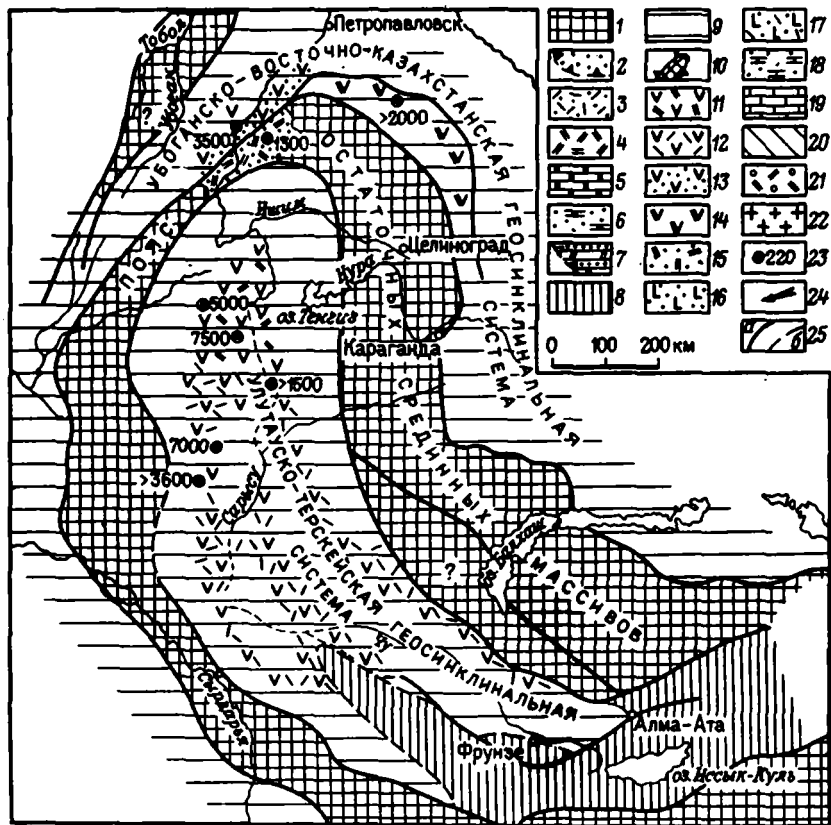


Рис. 5. Палеотектоническая схема начала раннекареельского геосинклинального этапа — эпохи накопления аральской серии и ее аналогов

Остаточные средние массивы: 1 — области размыта, частично вовлекавшиеся в прогибание и покрывшиеся маломощными чехлами. Прогибы, наложенные на остаточные массивы и заполненные: 2 — фаллаховой формацией, 3 — кварцито-порфиroidными сериями типа субнотия, 4 — липарито-порфиroidными сериями, 5 — карбонатной формацией, 6 — карбонатно-терригенно-сланцевой малых мощностей, 7 — кварцито-сланцевой и карбонатной формациями; 8 — участки, где осадконакопление, скорее всего, не происходило (?) — толщи соответствующего возраста неизвестны; 9 — геосинклинальные прогибы; 10 — геоантиклинальные поднятия. Геосинклинальные формации и породные ассоциации: 11 — 14 — дацит-кератофировая формация, по Л.И. Филатовой: 11 — порфиroidная натродацит-липаритовая (трахитовая), 12 — вулканогенно-осадочная натродацит-липаритовая с базальтами, 13 — терригенно-вулканогенная, 14 — порфиroidно-порфиroidная по лавам и туфам андезит-базальтов и дацитов; 15 — липарито-порфиroidно-сланцевая по лавам, туфам и туфопесчанникам; 16 — спилитовая зеленосланцевая джеспилитоносная формация; 17 — порфиroidно-порфиroidно-сланцевая маложелезистая; 18 — песчаниковая и карбонатно-сланцевая малых мощностей; 19 — карбонатная и песчаниково-карбонатная, сверху карбонатный флиш; 20 — области орогенеза, проявления энергичного липаритового вулканизма и гранитизации; 21 — липарито-порфиroidная и порфиroidно-порфиroidная конгломератовые; 22 — участки проявления гранитизации и гранитоидного магматизма; 23 — мощность в м; 24 — установленное направление сноса обломочного материала; 25,а — глубинные разломы; 25,б — предполагаемые границы

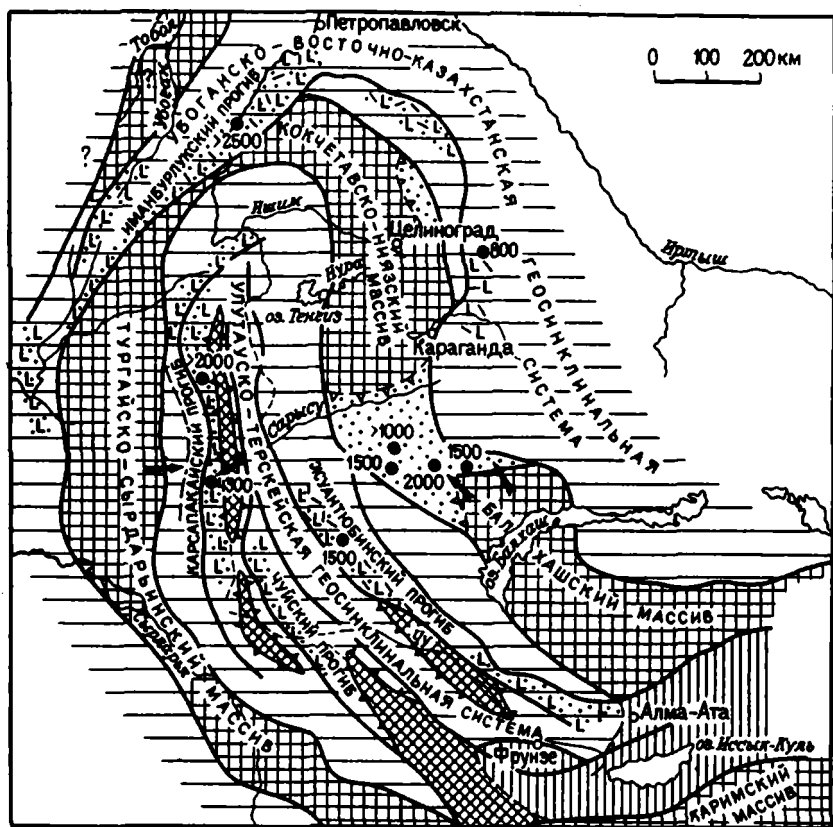


Рис. 6. Палеотектонические схемы второй половины раннекарельского геосинклинального этапа – эпохи накопления карсакпайской серии и ее аналогов. Условные обозначения см. на рис. 5

тауско-Терской геосинклинальной системе более тесно связаны с раннекарельским комплексом.

Ранний протерозой. В карельском геосинклинальном цикле, вероятно, существовали широкие эвгеосинклинальные прогибы, занимавшие пространство между докарельскими остаточными массивами (рис. 5). Особенно широкими были геосинклинали начала раннекарельского этапа, когда они заполнялись мощнейшими дацито-кератофировыми вулканогенно-осадочными толщами типа аралбайской и ефимовской серий. Столь же обширными и протяженными были раннекарельские прогибы в эпоху накопления джеспилитоносной спилитовой зеленосланцевой формации – карсакпайской серии и ее аналогов. Характер раннепротерозойских прогибов был, очевидно, одинаковым и во внутренней Улутауско-Терской, и во внешней Убоганско-Востоказахстанской геосинклинальных системах. Лишь во второй половине этой эпохи на месте бывших про-

гибов появляются узкие линейные поднятия и области размывов (рис. 6). Так, на месте растущего Улутауского поднятия во вторую половину эпохи накопления карсакпайской серии в размыв попадают толщи аралбайской серии (С.Б. Розанов). Рост линейных поднятий был, очевидно, связан с возникновением во второй половине раннекарельской эпохи плагιοгранитогайнейсов — всплыванием линейных гнейсовых глубинных валов. Эти гнейсы широко известны во всех более древних комплексах — аралбайской и бектурганской сериях Улутуау и их аналогах; они описаны Л.И. Филатовой. В это время произошло разделение геосинклинали системы на частные геосинклинали прогибы, возникли геоантиклинали. В поясе остаточных срединных массивов по-прежнему существовали области размыва, откуда в прогибы поступал высокозрелый обломочный кварцевый материал. Источником сноса определенно являлся Тургайский массив, поставлявший кварцевый обломочный материал в эвгеосинклинали прогиб Южного Улутуау (С.Б. Розанов). Не исключено, что раннекарельский этап мог завершиться накоплением терригенных и вулканогенных толщ, пока еще плохо изученных и однозначно не установленных. Эта гипотетическая стадия может только предполагаться (см. табл. 4). Вполне вероятно, что на остаточных массивах в это время могли накапливаться наиболее древние чехлы. Такой чехол вероятен в северо-западной части Балхашского массива (см. рис. 6). Прогибание периферических частей остаточных массивов достигало 2000—2500 м.

Позднекарельскую историю можно восстановить лишь для Улутуауско-Терскейской геосинклинали системы. Позднекарельские прогибы имели здесь характер орогенных. Об этом свидетельствует накопление мощных преимущественно континентальных толщ кислых вулканитов (липаритовые порфиroidные толщи), конгломератов, многократные перемены в осадконакоплении, несогласия, внедрение гранитоидов. Характерна интенсивная гранитизация. Орогенные комплексы накапливались главным образом по периферии Улутуауско-Терскейской системы в местах ее сочленения с остаточными массивами. Позднекарельские прогибы наложились на разновозрастные более древние структурные элементы — на раннекарельский складчатый комплекс и местами на древние остаточные срединные массивы (рис. 7). Примером последнего может служить налегание куспекской свиты на зерендинскую серию Кокчетавско-Ниязского массива и верхнеатауской серии — на северную часть Балхашского массива. Эти комплексы резко отличны от разновозрастных орогенных. На остаточных массивах в конце карельского цикла формируются кварцито-во-порфиroidные серии, близкие в формационном отношении субиотнию Южной Швеции. В центральных частях Улутуауско-Терскейской системы сохранилось геосинклинали прогибание (см. рис. 7). Карельская складчатость, таким образом, проявилась лишь по ее периферии.

Ранний — средний рифей. Геосинклинали прогибание прямо унаследует в центральных частях Улутуау-Терскейской системы. По ее периферии, там где произошла карельская складчатость, ранне-среднерифейские геосинклинали серии ложатся несогласно на позднекарельский и более древние складчатые комплексы. Геосинклинали прогибы

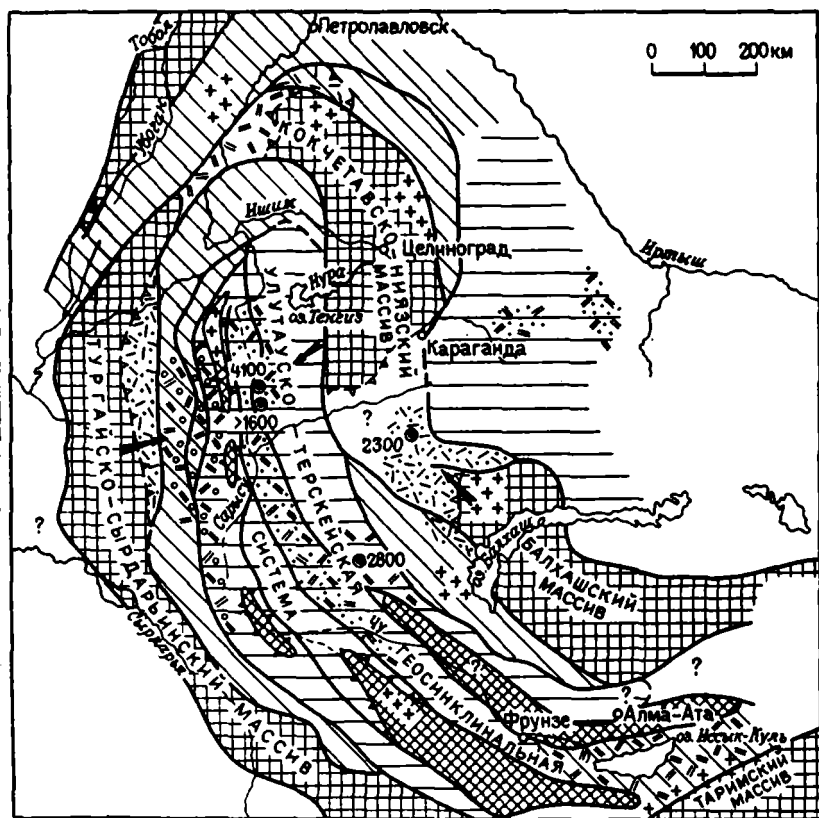


Рис. 7. Палеотектоническая схема поздникарельского этапа – эпохи накопления май-тубинской, верхнеатауской серий и их аналогов (до рубежа 1650 ± 50 млн. лет).

Условные обозначения см. на рис.5

были здесь весьма разнообразны – отложились вулканиты основного, среднего и кислого состава, разнообразные терригенные и карбонатно-терригенные толщи, флиш (рис.8). Унаследованные от поздникарельских прогибы обычно заполнены вулканогенно-осадочными толщами типа бездаскской серии Улутаяу и сарыбулакской серии Терскей-Алатау. Они содержат большое количество вулканитов – базальтоидов, липаритов, конгломератовых толщ, карбонатные породы и местами железистые кварциты. Один такой прогиб или система прогибов протягивается из Южного Улутаяу к юго-востоку в Чаткало-Нарынскую зону и хр. Терскей-Алатау (см. рис. 8). Судя по данным В.Г. Королева и В.В. Киселева [40], такие реконструкции вполне вероятны. Второй подобный прогиб намечается в центральных частях Сарысу-Тенизского водораздела, откуда он может далеко протягиваться к юго-востоку – в Восточно-Бетпақдалинский синклиний в фундаменте Джезказганской впадины.

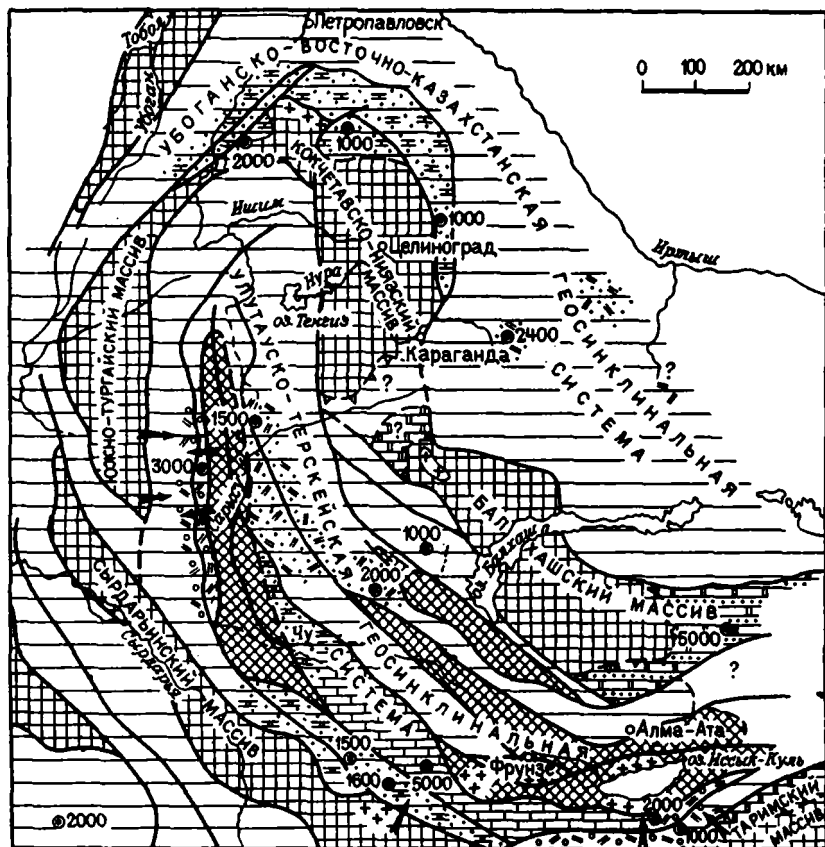


Рис. 8. Палеотектоническая схема исседонского геосинклинального этапа – эпохи накопления боздакской, сарьбулакской, караджилгытской, ортогауской, конкольской серий и их аналогов (до рубежа 1100 ± 50 млн. лет).

Условные обозначения см. на рис. 5

В тех местах, где ранне-среднерифейские прогибы наложились на архейские и раннекарельские комплексы, они имеют характер карбонатных миогеосинклинальных. Но их положение внутри Улутасуко-Терской геосинклинальной системы не позволяет считать эти прогибы миогеосинклинальными. Мощность карбонатных и терригенно-карбонатных толщ здесь максимальна (6000–7000 м). В конце исседонского цикла происходило накопление карбонатных формаций, распространившихся очень широко, и в том числе на поднятия. В прогибах Киргизско-Терской зоны в конце цикла накапливалась флишевая формация [25]. Существование геосинклинальных прогибов во внешней Убоганско-Восточноказахстанской геосинклинальной системе можно лишь предполагать.

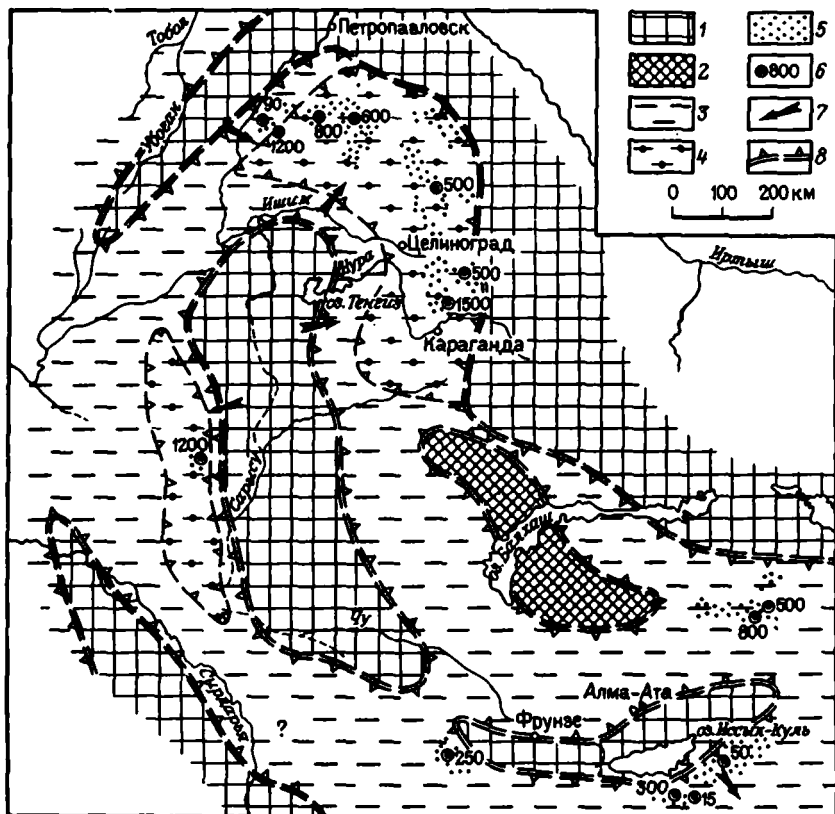


Рис. 9. Палеотектоническая схема эписседонского (позднеорозийского) платформенного этапа

Платформенные поднятия – области размыта и образования кор выветривания: 1 – возникшие на месте наиболее интенсивного проявления исседонской складчатости, 2 – возникшие на месте существовавших ранее остаточных массивов; платформенные прогибы, заполненные фаллаховой формацией: 3 – малой мощности, 4 – большой мощности; 5 – установленные участки распространения фаллаховой формации; 6 – мощность в м; 7 – предполагаемые направления сноса обломочного материала; 8 – гипотетические границы платформенных поднятий и прогибов

Отличие геосинклинальных прогибов исседонской эпохи от раннекараельских являлась их большая дифференциация, пестрота накопившихся формаций, меньшая "степень геосинклинальности". Особенно явно это проявлялось в начале исседонского цикла, когда отложились грубообломочные толщи, сочетавшиеся со щелочными базальтоидами. В это время в поясе остаточных массивов или происходил интенсивный размыв, или накапливались терригенно-карбонатные толщи. Исседонская складчатость завершила развитие Казахстанского протерозойского геосинклинального овала.

Поздний рифей. В начале позднего рифея возникла обширная единая платформенная область, занимавшая площадь палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня. Она соизмерима с такими платформенными массивами, как Таримский. Правомерна постановка вопроса о том, что исседонская складчатость проявилась на обширных пространствах от Урала до Сибирской платформы, и в том числе на территории Саянской и Монгольской складчатых областей. Образовавшийся платформенный массив в позднем рифее был покрыт эписседонским платформенным чехлом от Кокчетав до Южной Джунгарии (рис. 9). Главной областью сноса обломочного высокозрелого материала служила Улутауско-Теркейская геосинклинальная система — здесь мощность кварцито-песчаниковых толщ наименьшая (Улугау, Киргизский хребет). Наиболее глубокие прогибы (до 1500 м) располагались на остаточных срединных архейских массивах.

Реконструкция геологической истории Казахстана в докембрии, естественно, гипотетична. Однако она наиболее удовлетворительно связывает воедино наши знания о стратиграфии докембрия, его структуре, магматизме, радиогеохронологии, сведения о глубинном строении земной коры Казахстана по геофизическим данным.

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ КАЛЕДОНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Общие замечания

Каледонские складчатые системы по времени проявления завершающей складчатости в конце ордовика — середине силура разделяются соответственно на ранние и поздние каледониды (см. рис. 1,2). Помимо позднеордовикской и силурийской чингизской складчатостей, в Чингиз-Тарбагатайском и Бошекульском антиклинориях проявилась салаирская среднекембрийская складчатость, а на северо-западе Джунгаро-Балхашской системы большое значение имела позднекаледонская тельбесская складчатость в середине девона. Салаирская складчатость не привела к замыканию геосинклиналей. После тельбесской складчатости были вновь регенерированы геосинклинальные условия, она также не являлась завершающей. Часть области чингизской складчатости впоследствии также была вовлечена в геосинклинальное вариссийское прогибание. Таким образом, каледонские складчатости проявились на более широких площадях, чем сама территория каледонид¹.

При тектоническом районировании каледонид большое значение имеет анализ тектонических режимов — обособление эвгеосинклинальных, хемизвгеосинклинальных прогибов и систем, геоантиклинальных поднятий и срединных массивов. Целесообразно рассмотреть структурно-

¹ При чтении раздела целесообразно использовать "Карту каледонской структуры..." [24].

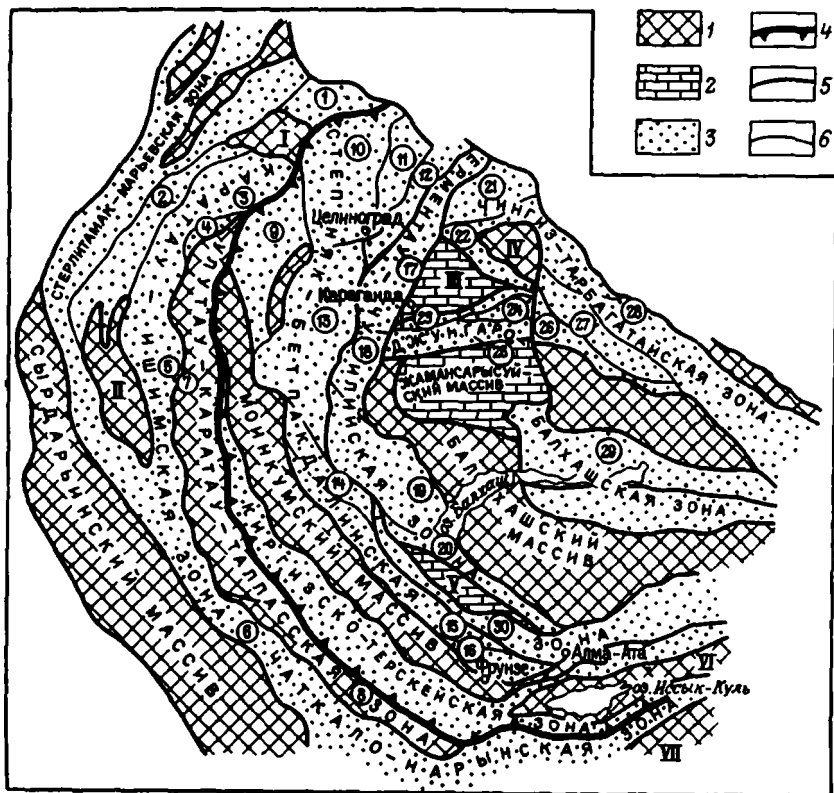


Рис. 10. Структурно-фациальные зоны раннего палеозоя. По Ю.А. Зайцеву, Е.А. Бабичеву и др., 1980 г.

Остаточные массивы: 1 – размывавшиеся и перекрытые маломощным чехлом преимущественно карбонатных пород, 2 – глубоко погруженные; 3 – геосинклинальные прогибы; 4 – границы Кокчетавско-Каратауской хемизвгеосинклинальной и Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной систем (вершины треугольников в сторону последней); 5 – границы структурно-фациальных зон; 6 – границы подзон. Остаточные массивы: I – Кокчетавский, II – Южно-Тургайский, III – Верхнешидертинский, IV – Александровский, V – Жельтауский, VI – Иссыккульский, VII – Таримский платформенный. Структурно-фациальные подзоны (цифры в кружках): 1 – Чаглинская, 2 – Григорьевская, 3 – Калмыккульская, 4 – Джаркацнагачская, 5 – Байконурская, 6 – Большого Каратау, 7 – Эскулинская, 8 – Малого Каратау, 9 – Кирейская, 10 – Степнякская, 11 – Ишкеольмесская, 12 – Селетинская, 13 – Сарысу-Тенизская, 14 – Джалаир-Найманская (северная часть), 15 – Домбалинско-Чуйская, 16 – Агалатаская, 17 – Ерментау-Ниязская, 18 – Атасуйская, 19 – Западно-Балхашская, 20 – Сарьтумская, 21 – Бошекульская, 22 – Майкаин-Восточно-Чингизская, 23 – Байдаулетовская, 24 – Матакская, 25 – Тектурмасская, 26 – Причингизская, 27 – Западно-Чингизская, 28 – Центрально-Чингизская, 29 – Северо-Балхашская, 30 – Джалаиро-Найманская (южная часть)

фациальных зон, так как в данной работе невозможно привести подробные стратиграфические сведения. Автор в своих построениях использовал известные обобщения И.Ф. Никитина, С.М. Бандалетова, М.К. Аполлонова [3], Е.Д. Шлыгина и др. геологов в томах "Геология СССР" (1971, 1972), широко привлекал новые материалы по стратиграфии нижнего палеозоя, полученные в последние годы М.З. Новиковой, В.И. Борисенком, Н.А. Герасимовой, О.В. Минервиным и др. в обрамлении Кокчетавского массива, в Степнякском и Селетинском синклинориях, Атасуйском, Тектурмаском, Ерментау-Ниязском и Северо-Балхашском антиклинориях. Особенно большое значение имело уточнение стратиграфического положения раннепалеозойского офиолитового комплекса. Стало ясным, что раннегеосинклинальные офиолитовые яшмо-базальтовые и яшмо-терригенные толщи в разных частях палеозойд Казахстана имеют разный возраст в диахроне от венда до позднего ордовика.

Выделяемые структурно-фациальные зоны (рис.10) отвечают различным типам геосинклинальных прогибов, геоантиклинальных поднятий и остаточным срединным массивам. Структурно-фациальные зоны, соответствующие эвгеосинклинальным и хемизвгеосинклинальным прогибам, характеризуются различной долей вулканического материала в общем балансе вещества, различаются мощностями и их градиентами. Геоантиклинальные структурно-фациальные зоны характеризуются особыми по строению и составу сокращенными разрезами толщ. На западе Центрального Казахстана находится Кокчетавско-Каратауская хемизвгеосинклинальная система, продолжающаяся в Среднем Тянь-Шане в виде узкой Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны. Восточнее располагается обширная Казахстанско-Северотяньшаньская эвгеосинклинальная система. Граница между Казахстанско-Северотяньшаньской и Кокчетавско-Каратауской системами проходит по глубинным разломам в восточном ограничении Кокчетавского массива, Улутуау-Каратау-Таласской геоантиклинали под Джекказганской и Чуйской впадинами, дугообразно изгибаясь, далее прослеживается между Чаткало-Нарынской и Киргизско-Терскайской зонами Тянь-Шаня по Линии Николаева.

Структурно-фациальная зональность ранних каледонид

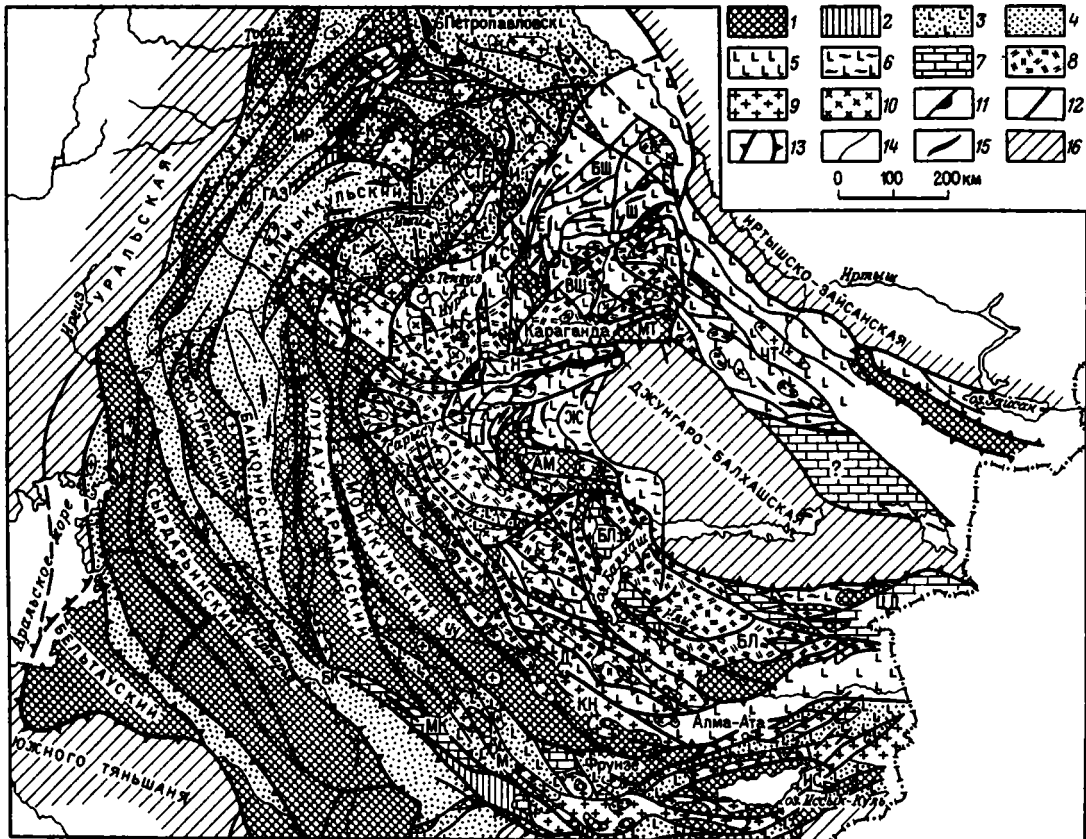
Область раннекаледонской таконской складчатости занимает большую часть каледонид Казахстана и Северный Тянь-Шань. Раннекаледонский складчатый комплекс распространен главным образом в синклинориях; разделяющие их древние остаточные массивы образованы докембрийскими комплексами (рис. 11). С запада и севера на юго-восток в ранних каледонидах обособляются Заградовский антиклинорий, Марьевский синклинорий, уходящие под Тургайский прогиб. Шатский антиклинорий от Кокчетавского массива отделен Восточно-Кокчетавским синклинорием, соединяющимся к юго-востоку со Степнякским синклинорием; Ишкельмесский антиклинорий представляет собой поднятый тектонический

блок фундамента, частично покрытый каледонским складчатым комплексом. Южнее Кокчетавского массива находится Калмаккульский синклиниорий, продолжающийся в Байконурский, еще южнее располагаются Улутауский остаточный массив, Кирейский антиклинорий, Конский синклиниорий. Байконурский синклиниорий переходит в структуру Большого Каратау. К западу от указанной системы синклиниориев расположены Южно-Тургайский и Сырдарьинский остаточные массивы. К востоку от Байконурского синклиниория находятся Улутау-Таласский пояс геоантиклинальных поднятий, Моинкумский остаточный массив. В Северной Киргизии обособляется Макбальский антиклинорий. Находящийся восточнее протяженный синклиниорий прослежен по геофизическим данным на север вплоть до р. Чу. Отчетливо выделяется Иссыккульский остаточный массив (В.И. Кнауф), ограниченный с севера узким Кеминским синклиниорием.

Кокчетавско-Каратауская хемизвгеосинклиналиная система. Для структурно-фациальных зон, отвечающих раннепалеозойским прогибам, от Северного Казахстана до Среднего Тянь-Шаня характерен следующий тип разреза (рис. 12). В его основании находятся мощные вулканические серии базальт-липаритового, дацит-липаритового и липаритового состава, иногда заключающие пачки конгломератов и туфогенных песчаников. Мощность их 3000–3500 м. Местами эти толщи имеют явно наземные условия образования, краснокаменный облик эффузивов, содержат игнимбриты. Их возраст около 800–900 млн. лет (С.И. Зыков и др.). В Улутау они прорываются массивами щелочных гранитоидов, возраст которых 650 ± 20 млн. лет (свинцово-изотопный метод, изохрона по 10 определениям – С.И. Зыков и др.). Местами преобладают щелочные базальтоиды, появляются пачки туфов и туффитов (белеутинская серия Южного Улутау). К этому стратиграфическому интервалу принадлежат кок-

Рис. 11. Схематическая карта каледонской структуры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклиналиного овала:

1 – архейско-протерозойский метаморфический фундамент; 2 – байкальский складчатый комплекс; раннекаледонский складчатый комплекс: 3 – в хемизвгеосинклиналиных системах, 4 – в эвгеосинклиналиных системах; позднекаледонские складчатые комплексы эвгеосинклиналиной системы: 5 – чингизский силурийский, 6 – тельбесский среднедевонский; 7 – каледонский складчатый комплекс в геоантиклинальных зонах и остаточных срединных массивах; 8 – девонский краевой вулканический пояс; массивы гранитоидов: 9 – гранит-гранодиоритовые складчатые, 10 – гранитовые, связанные с Казахстанским девонским вулканическим поясом; 11 – отдельные массивы гипербазитов вдоль разломов; 12 – мантийные гипербазитовые валы; 13 – контуры остаточных срединных массивов для раннекаледонской эпохи; 14 – геологические границы; 15 – оси складок; 16 – вариссийские складчатые системы, где отсутствует обособленная каледонская структура Срединные массивы: К – Кокчетавский, БЛ – Балхашский, ИС – Иссыккульский, МТ – Матакский, ВШ – Верхнешидертинский; антиклинории: 3 – Заградовский; ГАЗ – Григорьевская антиклинальная зона, М – Малого Каратау, И – Ишкеольмесский, Е – Ерментауский, БШ – Бошекульский, А – Атасуйский, Т – Тектурмасский, АМ – Актау-Моинтинский, МБ – Макбальский, КН – Кендыктасский, ЦД – Центрально-Джунгарский, ЧТ – Чингиз-Тарбагатайский; синклиниории: МР – Марьевский, СТ – Степнякский, С – Селетинский, Н – Нуриянский, Ш – Шокиванский, Ж – Жамансарысайский, Д – Джалаиро-Найманский, БК – Большого Каратау



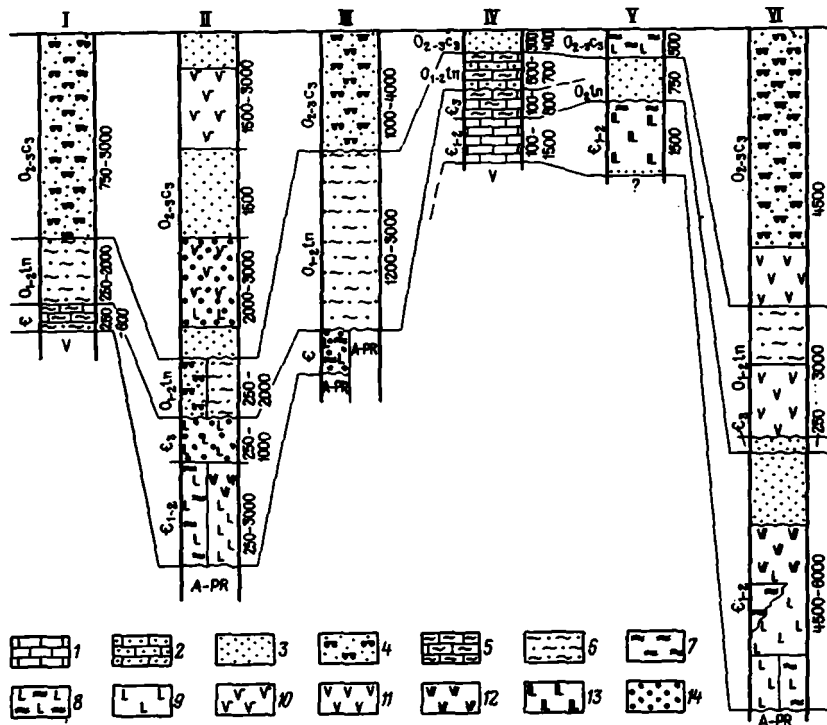


Рис. 12. Типовые стратиграфические разрезы нижнего палеозоя главных структурно-фациальных зон:

I – Кокчетавско-Каратауской хемизьгеосинклинальной системы; II – Степняк-Бетпаkdалинской зоны; III – Ерментау-Чуылйской зоны; IV – Балхашского остаточного массива; V – Тектурмаской подзоны; VI – Чынгыз-Гарбагагайской зоны. Ассоциация горных пород: 1 – известняковая; 2 – известняково-терригенная; 3 – терригенная; 4 – терригенная флишевая; 5 – кремнисто-известняковая; 6 – терригенно-кремнистая; 7 – *лшмовая*; 8 – *лшмо-базальтовая*; 9–13 – вулканогенные преимущественно лавовые (9 – базальтовая, 10 – андезито-базальтовая, 11 – андезитовая, 12 – андезито-дацитовая, 13 – дифференцированная); 14 – вулканогенные, преимущественно туфовые и вулканогенно-осадочные (добавляется к знакам лав соответствующего состава)

суйская серия Улутау, кайнарская свита Большого Каратау, толща горы Домашней и низы николюско-бурлукской свиты Кокчетавского массива, свита Большого Нарына в Среднем Тянь-Шане и др.

Нижней части венда отвечают малокаройская серия Малого Каратау и Таласского хребта, акбулакская серия Улутау, братолюбовская серия Калмыккульского синклинория в Приишимье мощностью 2500–3500 м. С юга на север устанавливается замещение красноцветных, отчасти грубо-обломочных толщ (малокаройская серия) сероцветными песчанико-кремнистыми (акбулакская серия) и затем базальтоидно-лшмовыми и туфо-

генными толщами (братолюбовская серия). Верхи венда – терригенные толщи с горизонтами и пачками доломитов, красноцветных пород и двумя уровнями тиллитоподобных конгломератов [21]. Мощность верхов венда около 1500 м. Такой разрез характерен для Калмыккульского и Байконурского синклинориев, Большого Каратау и Чаткало-Нарынской зоны.

На полных разрезах венда залегает кремнисто-карбонатный или карбонатно-кремнистый кембрий мощностью от 200 до 450–500 м. Он постепенно сменяется нижним ордовиком – планвирином, сложенным маломощными кремнисто-терригенными толщами (от 50 до 300 м). Заметные изменения для этого стратиграфического уровня отмечаются в Калмыккульском синклинории – здесь установлено увеличение мощности (до 2000–3000 м) нижнего-среднего ордовика, появление основных эффузивов, яшм с марганцевым осадочным оруденением и большого количества вулканогенных обломочных и терригенных пород. Средний–верхний ордовик повсеместно обладает большими мощностями (2000–3500 м), флишоидным обликом терригенных толщ, появлением в ашгилии андезитобазальтов, местами грубообломочных толщ (300–3500 м).

Новым в предлагаемом районировании является выделение самостоятельной Стерлитамак-Марьевской структурно-фациальной зоны и ее продолжение под Тургайский прогиб. Стерлитамак-Марьевская зона от Ишимско-Каратауской отделяется Южно-Тургайским остаточным массивом, служившим областью размыва и сноса обломочного материала в Байконурский прогиб в венде и среднем–позднем ордовике [21]. Стерлитамак-Марьевская и Ишимско-Каратауская зоны в Приишимье разделяются, по О.В. Минервину, Григорьевской подзоной, соединяющей Кокчетавский и Южно-Тургайский массивы и игравшей роль геоантиклинального поднятия на протяжении всего раннего палеозоя.

Северная часть Улутай-Каратау-Таласской геоантиклинальной зоны была длительно существовавшим поднятием типа остаточного массива; хорошо известен разрез ее южной вовлеченной в погружение части в пределах Малого Каратау и Таласского хребта, сложенный карбонатной толщей кембрия – среднего ордовика (1700 м) и заключающий в нижнекембрийской карбонатно-кремнистой чулактауской свите (150 м) месторождения геосинклинальных фосфоритов. Улутай-Каратау-Таласской зоне также принадлежит сокращенный разрез нижнего палеозоя сопот Эскулы в Джезказганском районе. Он находится на восточном склоне геоантиклинального поднятия и по своему строению более близок кембрию и ордовику Киргизско-Терской структурно-фациальной зоны, отвечающей самостоятельному раннепалеозойскому эвгеосинклинальному прогибу.

Степняк-Бетпакалинская зона по обилию вулканитов в разрезе нижнего палеозоя тяготеет к Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной позднекаледонской складчатой системе. На большей части ее территории складчатость произошла в середине силура. И лишь в Степнякском синклинории и в северных частях Сарысу-Тенизского водораздела (см. рис. 10) складчатость приходится на конец ордовика. Кир-

гизско-Терской эвгеосинклинальная зона доступна изучению лишь в Северном Тянь-Шане. По В.В. Киселеву, В.Г. Королеву и др., нижний палеозой Киргизско-Терской зоны отличается присутствием мощных базальтовых серий. Терской верхнерифейской (?) серия также состоит из базальтов, спилитов, туфоконгломератов, туфопесчаников с горизонтами кремнистых пород и известняков; мощность ее 2600 м. Вент в Киргизско-Терской зоне практически отсутствует [45]. В нижнем палеозое широко развиты основные вулканы (караарчинская свита) и известняково-терригенные толщи (нижний кембрий — 1300—3500 м); относительно маломощен терригенно-карбонатный средний—верхний кембрий; конгломератовые толщи характерны для верхов кембрия — нижнего ордовика, мощные терригенные флишеидные — для среднего и верхнего ордовика [11].

В Степнякской и Кирейской эвгеосинклинальных зонах нижний палеозой залегает на гранитно-метаморфическом архейско-протерозойском основании. Лишь в Степнякской синклинии в ядре Мамайской антиклинали, по данным М.З. Новиковой и В.И. Борисенка, под кремнистым маломощным нижним ордовиком находится свита Тассу, сложенная липаритовыми лавами, туфами и принадлежащая, скорее всего, к верхам рифея. Аналоги свиты Тассу развиты также на южном крыле Шатского антиклинория, где перекрываются сокращенным разрезом венда и кремнистым разрезом кембрия. Средний и верхний кембрий на северо-восточном крыле Ишкеольмесского антиклинория представлен базальтоидными и яшмо-базальтовыми ассоциациями значительной мощности до 2000 м (табл. 5). Вулканогенные базальтового состава толщи с пачками терригенных пород относятся здесь к тремадоку (аксуйская свита — 800 м). Вероятно, эти разрезы связаны с узким линейным прогибом северо-западного простирания, ограниченными разломами Атасорской системы. В настоящее время стало ясно, что вне подобных узких прогибов вулканические толщи кембрия отсутствуют.

Полный разрез аренига, сложенного базальтоидно-кремнисто-яшмовыми и яшмо-терригенными ассоциациями, в Ишкеольмесском антиклинории имеет мощность около 1500—1600 м. Стратиграфия нижнего ордовика разработана здесь В.И. Борисенком и О.В. Минервиним. В Ишкеольмесском антиклинории аренигские яшмо-терригенные толщи с базальтоидами лежат на метаморфическом фундаменте, заключают обломки его пород, пласты кварцевых песчаников с древними цирконо-рутиловыми россыпями. Налегание базальных терригенно-кремнистых горизонтов ишкеольмесской свиты на фундамент установлено и подробно изучено В.И. Борисенком, О.В. Минервиним и Э.М. Спиридоновым в 1974—1978 гг. в нескольких участках к югу от г. Степногорска. Эвгеосинклинальный яшмо-базальтовый комплекс включает, по Э.М. Спиридонову, примитивные толеитовые и щелочные базальты. В Степнякской синклинии верхи аренига—ланвириа представлены флишеидной уштоганской свитой (2000 м); средний—верхний ордовик — мощными андезито-базальтовыми вулканогенно-осадочными толщами (до 6500 м).

Схема корреляции кембрия и ордовика Северо-Востока Казахстана,
по В.И.Борисенку и Ю.А.Зайцеву (мощность в м)

Система	Отдел	Ярус	Степняк-Бетпакадалинская зона.		Ерментау-Чумлыйская зона			
			Степнякский син-клиниорий (по М.З.Новиковой, В.И.Борисенку)	Ишкеольмесский антиклинорий (по В.И.Борисенку, О.В.Минервину, С.П.Сигачеву)	Ерментау-Ниязский антиклинорий (по М.З.Новиковой, Н.А.Герасимовой, В.И.Борисенку, Ю.А.Зайцеву, С.Б.Розанову)			
			Западная часть	Восточная часть	Западная часть	Восточная часть		
Ордовик	Средний	Планвир	Сагская серия	[Вертикальные линии]	Изобильная свита	Телескольская свита 800	[Вертикальные линии]	
		Аренга	Уштоганская свита (Б) 500-1000		Софиевская свита (ГТБ) 800	Актауская серия		Алтабасская свита (КР) 400-1000
Кембрий	Верхний-средний	Тремадок	Кремнисто-терригенная толща (КР) 50-400	Ирардырская, сазынская и ишкеольмеская свиты (КРБ) 1500	Кремнисто-терригенно-вулканогенная толща (КР) 500	[Вертикальные линии]	Мыпшокурская свита (Т) 50-500	
			[Вертикальные линии]	Аксуйская свита (ТБ) 1000	[Вертикальные линии]		Ерментаусская серия (Т) 2500	
				Кызылкумейская свита (Б) 500			[Вертикальные линии]	?
				Урумбайская свита (ТРБ) 290-430				
Бошекульская свита (ТРБ) 1000	?							
Докембрий	Шингаревская свита			Ниязская свита				

Примечание: Б – брахиоподы, К – конодонты, Т – трилобиты, Г – граптолиты, Р – радиоларии.

В ранних каледонидах развиты разнообразные интрузивные комплексы, принадлежащие позднему рифею, кембрию, ордовику [14]. Наиболее широко распространены гранодиориты и граниты позднеордовикских складчатых комплексов.

Структурно-фациальная зональность поздних каледонид

Позднекаледонская складчатая система занимает значительную часть Казахстано-Северотяньшаньской эвгеосинклинали. Наибольшее значение в ее пределах имела складчатость в середине силура, которую автор предложил называть чингизской по положению ее тектонотипа в хр. Чингиз. В поздних каледонидах местами проявилась также таконская складчатость, в позднем ордовике возникли первые молассы. Это обстоятельство во многих случаях затрудняет обособление поздних каледонид, в ряде регионов встает проблема оценки историко-геологической роли силура. Она обусловлена тем, что силур и девон в перечисленных регионах выполняют единые прогибы и, более того, слагают в ряде случаев единые складки, образовавшиеся в середине девона.

Область позднекаледонской чингизской складчатости образует почти полный овал в центральной части казахстанско-тяньшаньских палеозоид. Во внешней части поздних каледонид располагается Селетинский синклинорий, смыкающийся на юге под Тенизской впадиной с Конским синклинорием. Продолжением последнего к юго-востоку является Джалаиро-Найманский синклинорий. Общая протяженность названных синклинориев более 1200 км (см. рис. 11). Восточнее полосы синклинориев находятся Ерментау-Ниязский антиклинорий, а в Западном Прибалхашье – Бурунтауский антиклинорий, Джильтауский остаточный массив, Сарытумский синклинорий, Западно-Балхашский синклинорий. Еще восточнее расположены гигантский Балхашский массив и меньший по размерам, но в большей степени тектонически переработанный Верхнешидертинский массив. К северо-востоку и востоку от последнего, обладая северо-восточными и близширотными простираниями, протягиваются Бошекульский антиклинорий, Шокшанский синклинорий, Майкаинский и Алкамергенский антиклинории и Баянаульский синклинорий. Бошекульский антиклинорий на востоке торцово обрезается варисцидами Иртышско-Зайсанской области. Алкамергенский и Майкаинский антиклинории поворачивают на юго-восток и находят свое продолжение в структурах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Здесь с юго-запада на северо-восток в последнем обособляются Акчатауский антиклинорий, Абралинский синклинорий, Канчинчизский антиклинорий, Чунайский синклинорий, Аркалыкский антиклинорий. Аркалыкский антиклинорий является непосредственным продолжением Майкаинского. Все перечисленные структурные единицы поздних каледонид разделены глубинными разломами, описываемыми широкие дуги и предопределившими овальный концентрически-зональный структурный план палеозоид.

Степняк-Бетпакдалинская структурно-фациальная зона на западе граничит с Кокчетавским и Моинкумским остаточными массивами, на востоке — с Ерментау-Чулийской зоной (см. рис. 10). Степняк-Бетпакдалинская зона включает Степнякскую, Ишкеольмесскую, Селетинскую подзоны в своем наиболее широком северном сечении, Сарысу-Тенизскую подзону в центре, а также Домбралинско-Чуйскую, Джалаиро-Найманскую и Кендыктасскую в юго-восточной части Бетпакдалы. Нижний палеозой залегает здесь на гранитно-метаморфическом протерозойском основании (см. рис. 11). Наиболее полные разрезы кембрия, сложенные базальтоидно-яшмовыми ассоциациями, известны в Селетинской и Сарысу-Тенизской подзонах; их мощность около 2500–3000 м.

Изменчиво строение нижнего и низов среднего ордовика, сложенного на севере Степняк-Бетпакдалинской зоны на Сарысу-Тенизском водоразделе кремнисто-терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями, терригенными флишоидного строения (уштоганская свита) толщами мощностью от 500 до 2000 м (рис. 13). Также изменчиво строение среднего — верхнего ордовика, представленного в Степнякской и Сарысу-Тенизской подзонах мощными (от 6500 до 8500 м) андезито-базальтовыми вулканогенно-осадочными и отчасти терригенными толщами (см. рис. 12), разделяемыми на ряд хорошо коррелирующихся свит. Разрез Селетинского синклинория сложен флишоидными толщами, часто грубообломочными породами; его мощность около 2500 м. На юге Селетинского синклинория известны силурийские пестроцветные молассы, дислоцированные вместе с верхним ордовиком (см. рис. 13, III).

Стратиграфический разрез северной части Джалаиро-Найманской структурно-фациальной зоны близок разрезу Сарысу-Тенизского водораздела — свиты ордовика хорошо коррелируются друг с другом (И.Ф. Никитин), но силур отсутствует. Кембрий на юге зоны известен лишь в сопках Жуантюбе, Домбралытау, в хр. Кендыктас. Пока он здесь плохо изучен, представлен кремнисто-терригенными и известняково-кремнистыми толщами, местами с вулканогенно-обломочными породами (мощность 500–800 м). На северо-восточном крыле Кендыктасского антиклинория под кембрием известны кислые вулканиты позднего рифея.

Ерментау-Чулийская структурно-фациальная зона имеет стратиграфические разрезы особого типа. До последнего времени хорошо изученными здесь были только средне-верхнеордовикские терригенные флишоидные и молассовые толщи, обладающие изменчивыми мощностями (от 1000 до 4000 м). Нижние члены разреза палеозоя, представленные терригенными, кремнисто-терригенными, кремнистыми и в небольшой степени вулканогенными образованиями, были изучены плохо. Царила путаница не только в условно принимаемом возрасте выделяемых толщ (от позднего протерозоя до силура), но и в установлении самой стратиграфической последовательности. После находок раннеордовикских конодонтов и трилобитов в кремнисто-терригенных толщах Атаусуйского и Ерментау-Ниязского антиклинориев, Западно-Балхашского и Сарытумского синклинориев была установлена принадлежность этих толщ к нижнему ордовика, отчасти лланвирну [29]. Кембрий в большинстве мест здесь

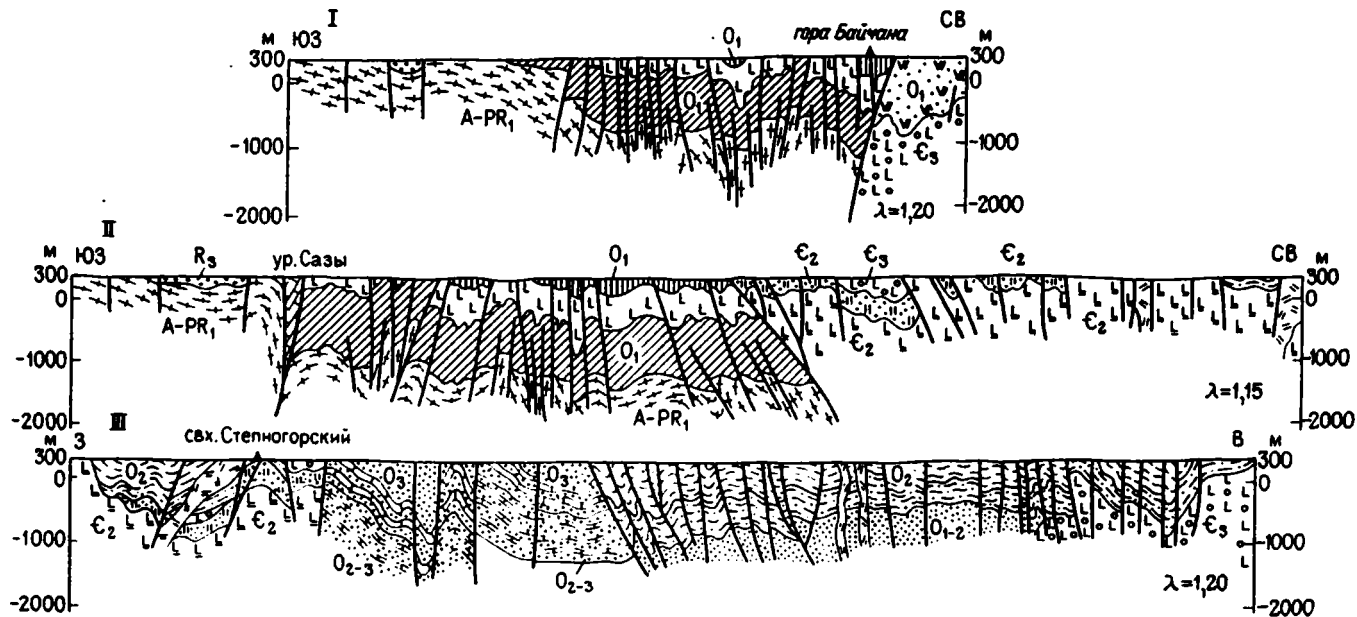


Рис. 13. Структурные разрезы восточного крыла Ишкеольмесского антиклинория, по В.И. Борисенку (I и II), и Селютинского синклинория, по О.В. Минервину (III). Возраст толщ показан индексами; λ – избыточная длина

отсутствует, и верхи тремадока (или арениг) залегают на метаморфическом докембрийском фундаменте или кварцитах эпигисседонского чехла. Кембрий небольшой мощности (бурултасская терригенно-кремнистая свита) известен лишь в Сарытумском синклинории в Западном Прибалхашье. Нельзя исключить присутствие (?) вулканогенных или кремнисто-вулканогенных толщ кембрия также под ордовиком Атасуйского антиклинория и южнее. К верхнему кембрию должна быть отнесена базальто-кремнистая, отчасти вулканогенно-осадочная, ерментауская серия. Известные на востоке гряд Ерментау местонахождения позднекембрийской фауны несомненно принадлежат к разным частям ее разреза, как это было установлено в 1979–1981 гг. В.И. Борисенком, С.Б. Розановым и автором.

Наиболее полными представителями терригенно-кремнистых толщ нижнего ордовика и отчасти, возможно, лланвирна служат карашошакская, мышадырская и каратасская свиты Атасуйского антиклинория и акдымская серия Ерментау-Ниязского антиклинория. Их мощность 1500–3200 м (см. рис. 12). К этому же стратиграфическому интервалу относятся яшмо-терригенная джамбульская свита Чуилийских гор, бурубайтальская и майкольская свиты Западного Прибалхашья. Различия между ними заключаются в разной доле терригенных и кремнистых пород. Главная особенность Ерментау-Чуилийской структурно-фациальной зоны – присутствие мощных терригенно-кремнистых толщ, накопившихся в линейном узком (протяженность 1000 км, ширина менее 100 км) быстро развивавшемся геосинклинальном прогибе с небольшими проявлениями андезито-базальтового вулканизма в его южных и северных частях. Этот прогиб наложился на различные тектонические элементы – на остаточные срединные массивы (Ерментау-Ниязский и Бурунтаусский антиклинории), на кембрийские геосинклинальные прогибы (Атасуйский антиклинорий и районы к югу от него). Перекрывается нижний ордовик средне-верхнеордовикскими терригенными флишоидными свитами, а в Атасуйской подзоне – базальтоидно-яшмовой сатыбайской свитой (2500 м). На севере гор Ерментау акдымская серия, как это установлено работами М.З. Новиковой и Н.А. Герасимовой (1978–1979 гг.), перекрыта андезито-дацитово-телескольской свитой, которая должна относиться к среднему ордовику. Складчатая структура, образованная кремнистыми толщами, разнообразна. Там, где близко залегают метаморфический фундамент, она проста (рис. 14). На большем удалении от фундамента складки становятся более сложными (рис. 15).

*Балхашский остаточный срединный массив*¹ занимает обширное пространство от гор Актау на правобережье р. Атасу до Южной Джунгарии (см. рис. 10, 11). Значительная часть его покрыта вулканогенными средними и верхнепалеозойскими толщами Балхашско-Илийского краевого вулканического пояса. Как остаточный массив он развивается с раннего протерозоя. Нижний член чехла массива – красноцветная конгломерато-песчаная байэпшинская свита венда (по В.Д. Вознесенскому). На востоке Ак-

¹ Н.А. Афоничев называет его Атасуйско-Джунгарским.

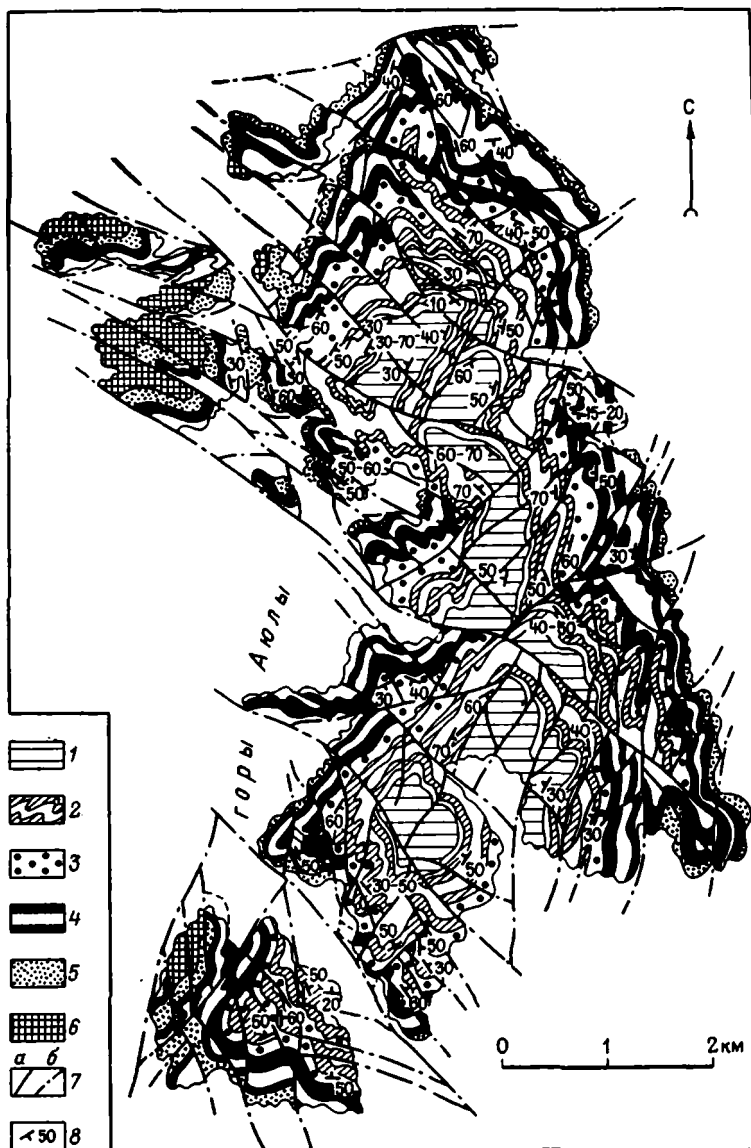


Рис. 14. Геологическая карта района гор Аюлы в юго-западной части гряды Ермен-тау. По Н.А. Герасимовой:

1-4 – пакки алгабасской свиты акдымской серии, сложенные кремнями, фтантами, яшмами, кремнистыми алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами; 5 – нижняя базальная пачка – кварцевые песчаники, алевролиты, линзы известняков, конгломераты; б – верхний протерозой, ниязская свита – обломочные кварциты; 7 – разрывные нарушения (а – установленные, б – предполагаемые); 8 – залегание слоев

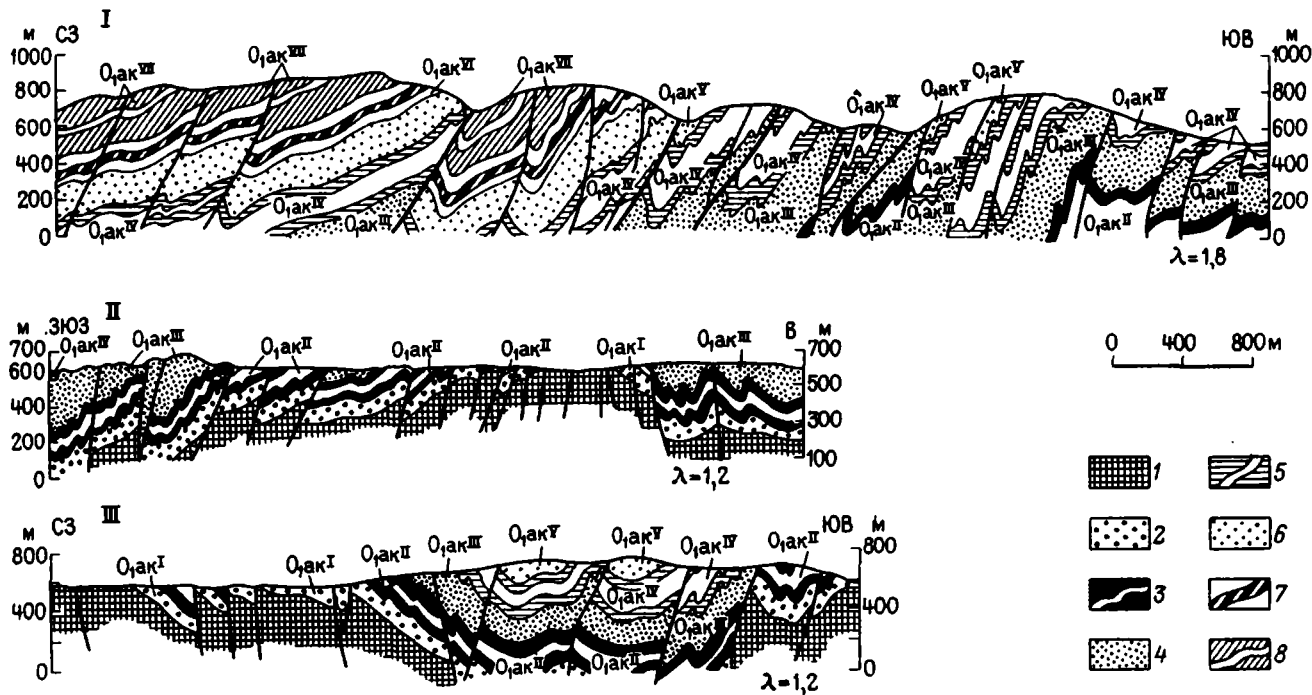


Рис. 15. Складчатая структура Ерменту-Ниязского антиклинория. По Н.А. Герасимовой:

I – в северной части антиклинория на широте горы Акдым; II, III – в южной части на западе гор Нияз. 1 – докембрический метаморфический фундамент; 2–8 – акдымская серия (2 – базальная пачка, сложенная песчаниками, гравелитами, конгломератами, 3–8 – пачки переслаивания яшм, фтанитов, кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников)

тау-Моинтинского антиклинория она замещается кенелинской свитой кварцевых песчаников и конгломератов, образовавшихся за счет размыва кварцитов раннепротерозойской киикской серии. Мощность байэшинской свиты 800 м, кенелинской — 230–500 м. Верхи венда представлены маломощной терригенно-карбонатной толщей (80–200 м) с горизонтами тиллитоподобных конгломератов и кварцевых песчаников. Характерной особенностью чехла Балхашского массива является карбонатный состав верхов венда и раннего палеозоя. Суммарная мощность карбонатных и кремнисто-карбонатных толщ в северо-западной части массива около 1000–2700 м (Е.В. Альперович). Карбонатные толщи нижнего палеозоя прослеживаются к югу до о. Тосарал (оз. Балхаш). В юго-восточной части Балхашского массива карбонатный чехол (около 3000 м) обнажается в Центральной и Южной Джунгарии, где изучен И.И. Никитченко (1978 г.).

Верхнешидертинский остаточный срединный массив имеет очертания равнобедренного треугольника. Он реконструируется под толщами палеозоя в верховьях р. Шидерты. По глубинным разломам в горах Ерментау он граничит с Ерментау-Чуилийской зоной, с севера — с Чингиз-Тарбагатайской, с юга — с Джунгаро-Балхашской. Его южное ограничение отвечает глубинному разлому, прослеживаемому, по реконструкциям Ю.В. Юнаковской, от г. Караганды на северо-восток. В основании массива находится гранитно-метаморфический докембрий, выступы которого на дневную поверхность известны на крайнем севере массива у р. Оленты и в его центральных частях в Родниковском горсте. Контуры остаточного массива восстанавливаются по косвенным данным. В окружающих его прогибах, в частности в Агырекском, в раннеордовикских толщах имеются олистостромы с глыбами известняков с фауной раннего, среднего и позднего кембрия. Это впервые было отмечено Р.А. Копяткевичем и впоследствии подтверждено С.П. Коневой. На северо-западе Верхнешидертинского массива выходы известняков чехла имеются на востоке гор Семизбугы, в изобилии известняки находятся в гальках конгломератов основания девона у свх. Осокаровский, а также в позднеордовикских и силурийских конгломератах. Источником сноса известняковых галек и глыб мог быть только скрытый ныне остаточный массив. В южной части массива распространены зелено-серые и пестроцветные терригенные толщи верхов ордовика и нижнего силура (2000–4000 м). Верхнешидертинский массив разделял Ерментау-Чуилийскую и Чингиз-Тарбагатайскую структурно-фациальные зоны в раннем палеозое, а в конце ордовика — девоне был опущен и "засыпан" терригенными молассовыми толщами.

Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона включает Бошекульскую подзону, Баянаульский (Александровский) погруженный массив, Западно-Чингизскую, Центрально-Чингизскую и Майкаин-Восточночингизскую подзоны. Западно-Чингизская подзона отвечает Акчатаускому антиклинорию и Абралдинскому синклинорию, Центрально-Чингизская — Канчингизскому антиклинорию и Чунайскому синклинорию, Восточно-Чингизская соответствует Майкаинскому, Алкамергенскому и Аркалыкскому антиклинориям.

Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона – типичная эвгеосинклиналь. В ее пределах распространен наиболее мощный изменчивый разрез эвгеосинклинального кембрия (до 4500 м). Для нее характерна салаирская складчатость в конце среднего кембрия и соответственно ограниченно распространенный маломощный терригенно-карбонатный верхний кембрий низов торткудукской серии. В Майкаин-Восточнчингизской подзоне М.Б. Щербуняевым установлен нижний – средний ордовик, представленный мощной терригенно-яшмовой толщей, относившейся ранее к кембрию. Средний и верхний ордовик сложены терригенными флишеидными сериями (4000–5000 м); в самых верхах ордовика присутствуют толщи андезитов – 1000–1200 м (см. рис. 12). В верхнем ордовике Баянаульского (Александровского) погруженного массива широко развиты андезито-дацитовые вулканиты (1600 м). Основание эвгеосинклинальной кембрийской серии Чингиза установлено твердо лишь в хр. Муржик, где на метаморфический фундамент налегают низы среднего кембрия.

Силур распространен широко в Чингиз-Тарбагатайской зоне. Его стратиграфия здесь разработана С.М. Бандалетовым, а для Западно-Чингизской подзоны и Предчингизья – Э.М. Великовской. Крайние северные выходы силура в Шокшанском синклинории сложены преимущественно красноцветными молассовыми конгломерат-песчаниковыми толщами большой мощности (4000 м). По С.М. Бандалетову, они принадлежат к нижнему силуру и перекрываются несогласно девоном, хотя не исключено присутствие здесь и верхнего силура. Такого же типа силур (до 5000 м) присущ Баянаульскому синклинорию, образовавшемуся на глубоко погруженном одноименном остаточном массиве. Большая часть нижнего силура здесь также красноцветна. В пределах Чингиза устанавливается симметрия в распределении различных разрезов силура, подчеркнутая впервые Э.М. Великовской в 1966 г. На юго-западе и северо-востоке присутствуют нижний и верхний силур, в центре, в Западно- и Центрально-Чингизской подзонах, – только нижний. Это обстоятельство наряду с анализом мощностей силурийских отложений позволяет установить здесь общую инверсию тектонических обстановок – в Западно-Чингизской и Центрально-Чингизской подзонах на месте глубоких прогибов в позднем силуре возникли поднятия, внедрились гранодиоритовые интрузии и произошла чингизская складчатость.

**Каледонские складчатые комплексы
в фундаменте периферических частей
Джунгаро-Балхашской варисцийской системы**

Нижний палеозой Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны рассматривается в настоящем разделе ввиду сходства его разрезов с нижним палеозоем каледонских структурно-фациальных зон. Джунгаро-Балхашская зона в раннем палеозое являлась типичной эвгеосинклиналью.

Ее северо-западная часть в середине девона испытала позднекаледонскую тельбесскую складчатость, хотя впоследствии в варисийской эре здесь возродился миогеосинклинальный режим. Она включает Байдаулетовскую и Тектурмасскую подзоны, разделяемые Байдаулетовским глубинным разломом на западе и Матакско-Карасорским остаточным массивом на востоке. У границы с Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием находится Причингизская подзона. В центре Джунгаро-Балхашской системы расположена Северо-Балхашская подзона, совпадающая с одноименным антиклинорием (см. рис. 10, 11). Между периферическими эвгеосинклинальными прогибами Тектурмасской, Причингизской подзон и центральной Северо-Балхашской подзоной предполагается цепочка погруженных в силуру, девоне и позднем палеозое остаточных массивов, находящихся под Жамансарысуйским синклинорием, Баканасской и Калмакзмельской впадинами. Предположение о их существовании основывается на косвенных соображениях, геофизических данных, особенностях позднепалеозойского магматизма и складчатой структуры. К таким же выводам ранее пришли Н.А. Афоничев в 1967 г. и В.С. Звонцов [22].

В Байдаулетовской и Причингизской подзонах известны лишь базальтоидные толщи (в том числе толеитовых базальтов) среднего – верхнего ордовика (1700–2500 м) и яшмо-терригенные верхнего ордовика – ашгиллия (2000 м). На Матакско-Карасорском остаточном массиве под байдаулетовской преимущественно базальтовой свитой, обладающей здесь сокращенной мощностью (500 м), находится толща туфов и лав липаритов с горизонтами фтанитов (боркинская свита – 850 м), возраст которой находится в пределах кембрия–ордовика (Н.Н. Сигачева). Этот особый геосинклинальный разрез, присущий Матакско-Карасорскому массиву, лежит непосредственно на метаморфических толщах протерозоя.

Тектурмасской подзоне свойствен типичный эвгеосинклинальный разрез кембрия и ордовика. По М.З. Новиковой, Т.И. Херасковой и др., над яшмо-базальтовой уртыньжальской серией нижнего–среднего кембрия (1500 м) располагается зонгарская вулканогенно-кремнисто-осадочная свита (750 м). По последним данным Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой она принадлежит к среднему ордовика¹. На северном крыле антиклинория развита яшмо-базальтоидная базарбайская свита среднего ордовика. Более молодые терригенные толщи верхнего ордовика, силура и нижнего девона обладают огромной мощностью, порядка 10–12 км., распространены в Нурынском и Успенском синклинориях.

Северо-Балхашская подзона характеризуется близким разрезом базальтоидно-яшмовых толщ. Доказан позднеордовикский возраст верхней джаманшурукской яшмо-вулканогенно-осадочной свиты. Возраст более древних яшмо-базальтовых толщ, по данным Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой полученным в 1981–1982 гг., находится в пределах ордовика. Верхний ордовик связан с силуром постепенными переходами – в

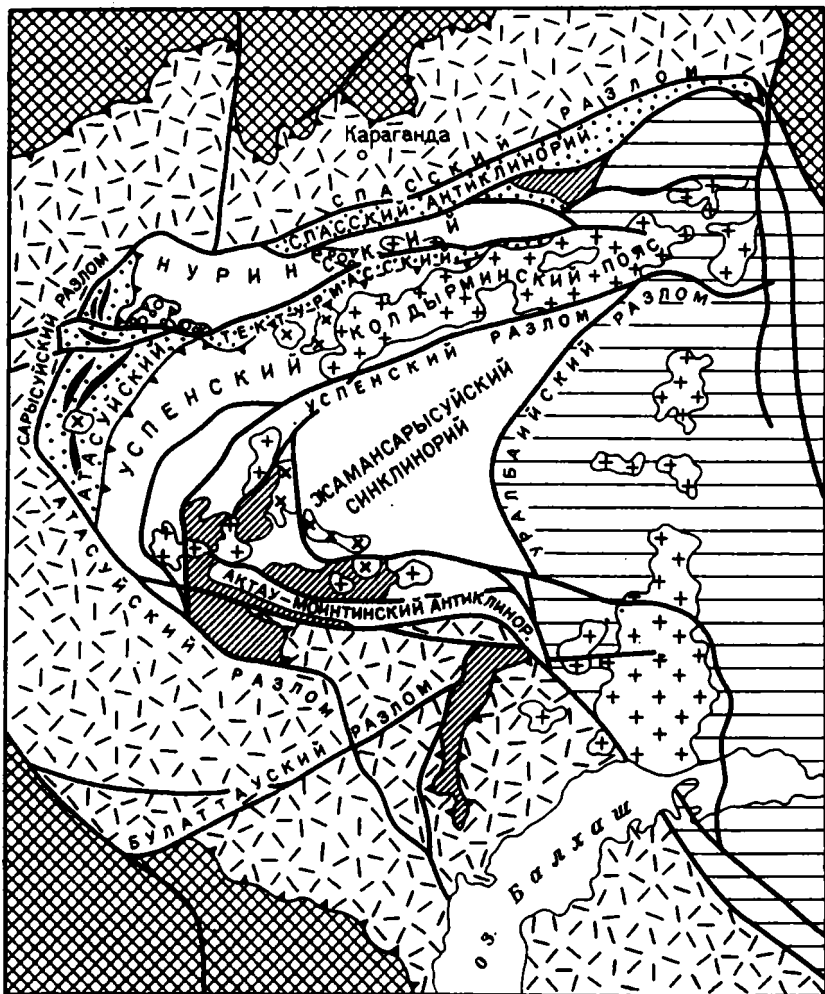
¹ По находкам конодонтов Н.А. Герасимова и М.З. Новикова доказали принадлежность уртыньжальской серии к среднему ордовика.

низах силура среди песчаников находятся прослои и пачки красных яшм. Позднегеосинклинальный комплекс в варисцидах Северного Прибалхашья включает в себя, помимо терригенного силура и такого же нижнего девона, вулканогенно-осадочные позднедевонские и каменноугольные толщи. Мощный терригенный силур с яшмоидами в низах разреза известен в Жамансарысуйском синклинории.

Главной чертой Джунгаро-Балхашской зоны является относительно большая продолжительность раннегеосинклинальной стадии – вплоть до начала силура; второй чертой – наличие нового типа геоантиклинального разреза (Матакский остаточный массив), в котором сочетаются липаритовые вулканы с черными кремнистыми сланцами и фтанитами. Третья черта – в офиолитовом комплексе в сочетании с базальтоидами и яшмами находятся мантийные гипербазитовые валы, приуроченные к длительно развивавшимся геоантиклинальным поднятиям. Их рассмотрению посвящен специальный раздел.

В северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы в середине девона в связи с тельбесской складчатостью сформировались Тектурмасский и Атасуйский антиклинории, Нуринский, Успенский и Жамансарысуйский синклинории (рис. 16). Тектурмасский антиклинорий – узкий линейный, шириной 5–15 км, протяженностью около 250 км. В его ядре находятся многочисленные тела протрузивных гипербазитов и интрузивных габбро, сливающихся на глубине в единый гипербазитовый вал, а линейные складки, сложенные базальтоидами и яшмами, как бы “плавают” в тектоническом серпентинитовом меланже. Атасуйский антиклинорий расположен кулисообразно по отношению к Тектурмасскому. Широтным продолжением Тектурмасского разлома он разделен на две части. Северная его часть представляет собой выпуклую к западу дугу; южная часть антиклинория, наоборот, выпукло изгибается на северо-запад и отворачивает к югу – антиклинорий обладает очертаниями ласточкина хвоста. Параллельно осям складок разворачиваются продольные разломы. Вероятно, к западу от Атасуйского антиклинория под девонскими толщами находится “жесткий упор” – остаточный массив, вызвавший виргацию и отмеченный разворот складок.

Нуринский синклинорий протягивается на 350 км вдоль Атасуйского и Тектурмасского антиклинориев, повсеместно отделяясь от них крупными протяженными разломами. Его ширина 15–40 км. Он заполнен крупными линейными складками, сложенными терригенными толщами верхнего ордовика – нижнего девона (рис. 17), образующими единый тельбесский складчатый комплекс. Основу Спасского антиклинория образуют блоки метаморфических толщ докембрия и нижнего палеозоя. Вдоль северного крыла антиклинория прослеживаются значительные (до 15 км) надвиги в вариссийском комплексе. Успенский позднекаледонский синклинорий находится южнее Тектурмасского антиклинория, сложен толщами силура. В его южной части находится наложенная вариссийская Успенская зона смятия, дугообразно изгибающаяся и разделяющаяся на западе на ряд ветвей. К югу от Успенской зоны расположен Жамансарысуйский синклинорий, представляющий систему выгнутых к западу складчатых дуг.



0 50 км



Рис. 16. Строение области проявления тельбесской складчатости в северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы:

1 – каледониды; 2 – краевой вулканический пояс; область проявления тельбесской складчатости: 3 – антиклинорий, 4 – синклинорий, 5 – наложенные орогенные мульды, 6 – выступы докембрийского метаморфического фундамента, 7 – соскладчатые гранодиоритовые интрузивные массивы; 8 – варисциды; 9 – вариссийские гранитные массивы; 10 – глубинные разломы

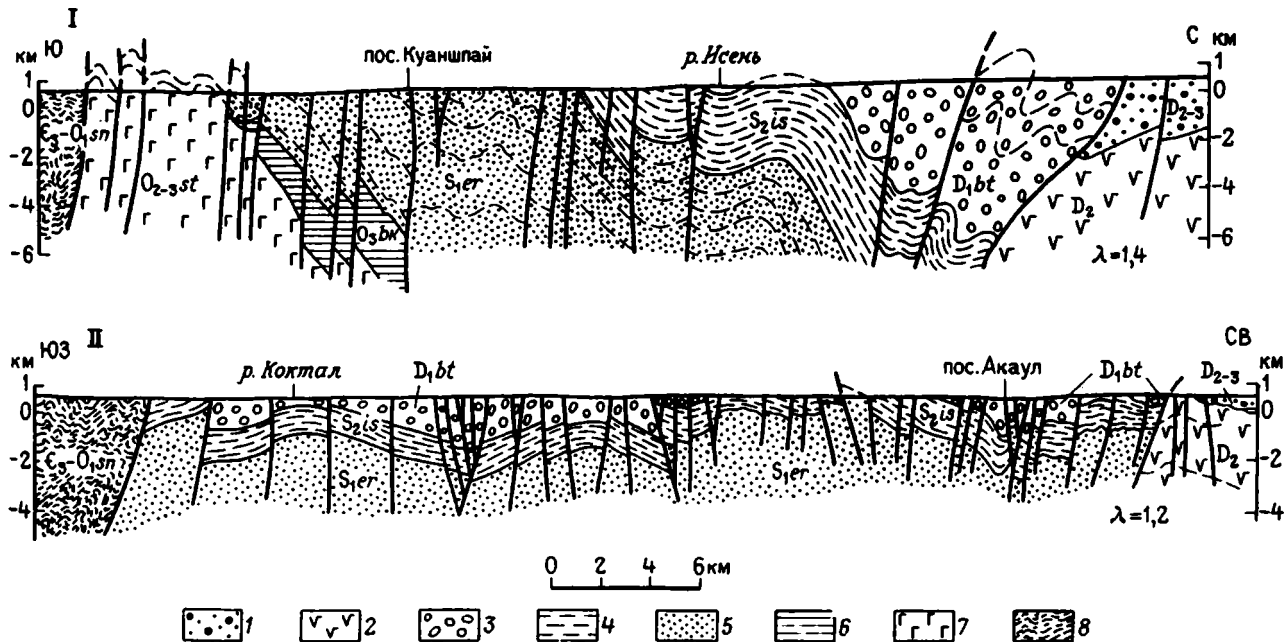


Рис. 17. Складчатая структура Нурина синклиория: I – на западе, по А.А. Жаринову; II – на востоке, по О.Е. Беляеву, А.Я. Читалину;

1-2 – вулканогенно-осадочные и осадочные толщи; 3-6 – терригенно-обломочные толщи; 7-8 – базальтовые и яшмо-базальтовые толщи; λ – избыточная длина

Таким образом, структура области тельбесской складчатости характеризуется дугообразным расположением складок и разрывов. Складки образуют плавный разворот, приходящийся на Атасуйский антиклинорий, Успенский синклинорий, складчатые сооружения Актау-Моинтинского антиклинория и Жамансарысуйского синклинория. Дугообразный разворот подчеркивается простираниями Успенской зоны смятия, унаследовавшей древние дугообразные разломы. Другая особенность этой области — несогласие между смятыми в сложные линейные складки толщами силура — нижнего девона и красноцветными вулканогенно-осадочными породами живетского и франского ярусов. Тельбесское несогласие выражено здесь повсеместно, вплоть до Уралбайского разлома, ограничивающего область тельбесской складчатости с востока.

Структурное положение гипербазитов

Понимание автором офиолитовой ассоциации традиционно — это сочетание яшмо-базальтоидной формации и гипербазитов. Гипербазиты представляют собой составную часть этой ассоциации в эвгеосинклиналях, но вместе с тем могут находиться и вне ее. Рассмотрение места гипербазитов имеет большое значение для понимания особенностей геосинклинального процесса, выявления связей глубинного мантийного и корового тектогенеза. Существует два подхода к оценке тектонического положения гипербазитов. Первый — давний традиционный — опирался на представления о существовании основных и ультраосновных магм мантийного происхождения, давших начало базальтовым вулканическим сериям и прорвавшим их гипербазитам. Второй подход, базирующийся на известных представлениях А.В. Пейве, предполагает существование под эвгеосинклинальными системами океанической меланократовой коры, внедренной впоследствии протрузивно в более молодые геосинклинальные комплексы [2]. Реконструкция тектонической роли гипербазитов в палеозойских геосинклиналях Казахстана необходима в связи с попытками найти в гипербазитовых поясах Казахстана зоны спрединга [23]. Автор пришел к выводам о существовании гипербазитовых поясов двух типов [19].

Первый хорошо известный тип поясов связан с близвертикальными глубинными разломами, разделяющими крупные блоки земной коры (см. рис. 11). Они наиболее широко распространены в эвгеосинклиналях на границах поднятий и прогибов; известны также и в хемизвгеосинклинальных системах. Иногда пояса этого типа находятся целиком внутри гранитно-метаморфического фундамента. Примерами таких поясов могут служить Западно- и Восточно-Улутауский пояса, где гипербазиты образуют разобщенные массивы. Иногда с подобными поясами сопряжены крупные массивы первично-расслоенных интрузий, внедрившихся в древний фундамент [14]. Судя по активным контактам и тектоническому развальцеванию серпентинизированных гипербазитов, можно полагать, что их внедрение происходило вначале интрузивно, а затем протрузивно. Повсеместно гипербазиты здесь превращены в серпентинитовую тектоническую брекчию с обломками и глыбами пироксенитов, габбро, плагиогра-

нитов. Гипербазитовые пояса второго типа, выделенные в 1975 г. автором, представляют собой линейные гипербазитовые валы — мантийные диапирь, возникшие на месте глубинных раздвигов земной коры и, вероятно, уходящие в мантию. Гипербазитовые валы являются особым типом глубинных геосинклинальных тектонических структур. В своем распространении они связаны только с эвгеосинклиналями, всегда приурочены к ядрам четко выраженных линейных антиклинорий. Тектонотипами гипербазитовых валов являются Тектурмасский и Чарский валы Центрального и Восточного Казахстана. В этом разделе изложены лишь главные заключения и выводы.

Тектурмасский гипербазитовый вал приурочен к ядру одноименного антиклинория, сложенного офиолитовым комплексом кембрия — среднего ордовика (см. рис. 16), оборван продольными разломами, располагается примерно в осевой части широкого эвгеосинклинального прогиба. Все толщи ордовика, участвующие в строении антиклинория, проткнуты серпентинизированными гипербазитами и в то же время содержат их обломки, гальки и глыбы габбро, плагногранитов наряду с обломками базальтов, яшм, распространенных в ядре Тектурмасского антиклинория. Для узкого ядра антиклинория характерны местные размывы, перерывы и несогласия в основании залегающих здесь толщ.

Восток-северо-восточными продольными разрывами ядро Тектурмасского антиклинория разделено на серию тектонических линз шириной от 1 до 5 км. Складки устанавливаются при картировании отдельных маркирующих пачек яшм и других пород. Морфология складок весьма различна — часто встречаются относительно простые линейные складки, в отдельных случаях — брахискладки (рис. 18). Узкие сжатые линейные складки иногда с запрокинутыми крыльями находятся у крупных продольных разломов. Обычно удается реконструировать лишь фрагменты складок, так как другие их части — замыкания, крылья — срезаются продольными и диагональными сбросами, взбросо-сдвигами. Мелкая, местами очень сложная складчатость в яшмах и фтанитах обычно дисгармонична и не распространяется в толще эффузивов, песчаников и других пород. Широко распространены серпентинитовый тектонический меланж и габброиды. Наибольший интерес для установления внутреннего строения тел гипербазитов, выяснения их структурного положения имеет участок гор Сарытау и Тектурмас, изученный М.З. Новиковой, Т.Н. Херасковой, Н.А. Герасимовой, И.Е. Кузнецовым и др. в 1972—1976 гг. Серпентиниты, возникшие главным образом по перидотитам, образуют различные по размерам и форме тела. Часть тел гипербазитов ассоциирует с габбро, имеющими, несомненно интрузивное происхождение. Повсеместно серпентиниты тектонизированы, развальцованы, превращены в тектонический меланж. Наиболее разнообразны обломки в меланже среди карамурунской и тектурмасской свит. На северном крыле антиклинория в тектоническом меланже присутствуют только глыбы брекчированных габбро, габбродиабазов и габбро-амфиболитов. В зонах расланцевания среди тектонического меланжа И.Е. Кузнецовым отмечены глаукофановые сланцы.

Широкое распространение гипербазитов в различных элементах струк-

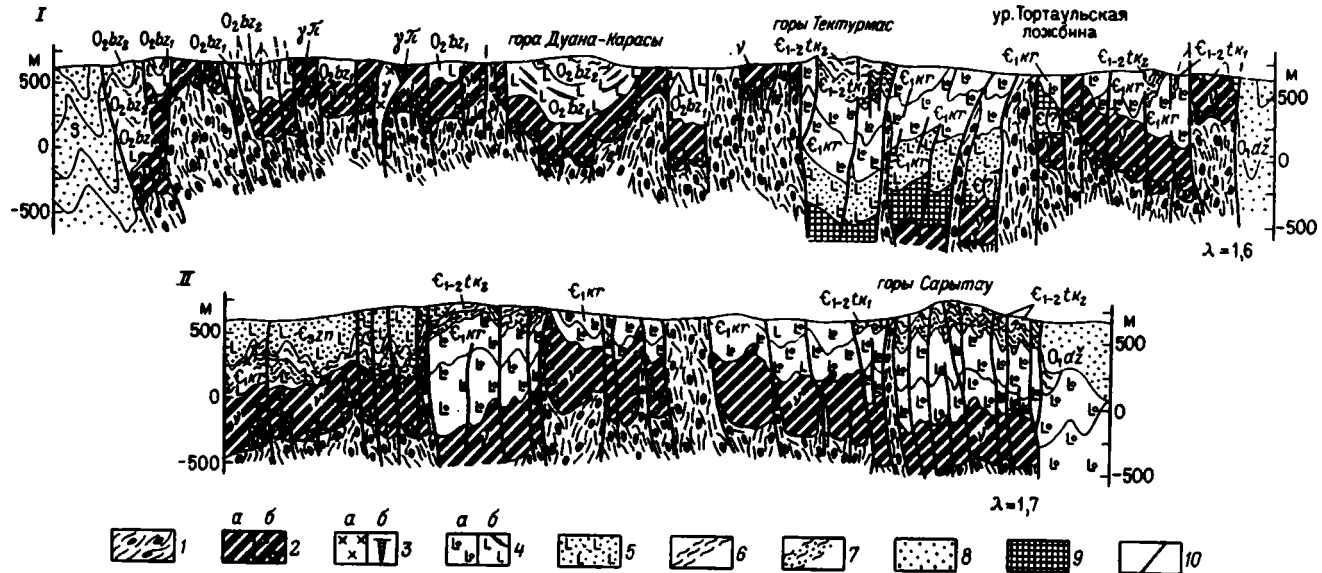


Рис. 18. Геологические разрезы участков гор Тектурмас – развалин Базарбай (I) и гор Сарытау (II):

1 – тектонический серпентинитовый меланж; 2 – интрузии габбросидов (a), брекчированные габбро (б); 3 – плагиограниты, кварцевые диориты (a), плагиогранит-порфиры (б); 4 – базальтоиды, щелочные базальты (a), толеитовые слабо дифференцированные базальты (б), местами с горизонтами яшм; 5 – туфы базальтов; 6 – яшмы; 7 – кремнисто-обломочные породы; 8 – терригенные толщи; 9 – кварцито-песчаники и слюдяно-кварцевые сланцы краснополянской толщи; 10 – разломы. S – силур; O₁bz_{1,2} – нижняя и верхняя пакки базарбайской свиты; O₁dz – джамбульская свита; e₂zn – зонгарская свита; e₁₋₂kr_{1,2} – нижняя и верхняя пакки тектурмасской свиты; e₁kr – карамурунская свита; e[?] – краснополянская толща; λ – избыточная длина.

По последним данным зонгарская, тектурмасская, карамурунская свиты и краснополянская толща принадлежат среднему и, возможно, частично верхнему ордовика

туры, многочисленные инъекции в яшмо-базальтовые толщи позволяют предполагать, что на глубине под Тектурмасским антиклинорием гипербазиты воссоединяются в единое протяженное тело. К западу в горах Сарытау гипербазитовых массивов намного меньше и сами массивы становятся мельче; подобные изменения происходят и в восточном направлении, что, скорее всего, указывает на общее погружение мантийного вала к западу и востоку.

Узловым вопросом для понимания соотношения гипербазитов с магматическими сериями на ранних стадиях развития эвгеосинклиналей является проблема соотношения габброидов и гипербазитов. В северной части ядра антиклинория распространены многочисленные массивы габбро. Большая их часть сложена брекчированными габбро и отчасти габбровыми брекчиями, среди которых отмечаются выходы серпентинитов. В этой полосе И.Е. Кузнецовым установлены различные типы габбровых массивов — от сохранивших свое внутреннее строение и сложенных офитовыми габбро, габбродиабазами, микрогаббро до массивов брекчированных габбро и габбровых брекчий. Учитывая присутствие небольших тел серпентинитов среди брекчированных габбро, а также повсеместную брекчированность глыб габбро в тектоническом меланже, можно заключить, что массивы габбровых брекчий снизу подпираются серпентинизированными гипербазитами, а сами габбровые брекчии возникают на начальной стадии образования серпентинитового меланжа.

В сохранивших свою первоначальную структуру массивах габбро И.Е. Кузнецовым установлены интрузивные контакты, взаимопереходы различных разновидностей габбро и диабазов. В тектонизированных массивах реликты первичных контактов сохраняются крайне редко, блоки габбро начинают разделяться серпентинитами, доля последних постепенно увеличивается и происходит переход в серпентинитовый меланж. Обращает внимание структурная приуроченность массивов габбро к поднятым тектоническим блокам и ядрам антиклиналей (см. рис. 18). Указанные соотношения заставляют высказать предположение о том, что габбро образуют сравнительно тонкие (десятки — первые сотни метров) приспособившиеся к складчатой структуре и разрывам интрузивные тела, внизу подстилаемые гипербазитами. Эти соотношения местами сохранились, но в большинстве случаев "габбровые корки" были полностью разрушены в результате неоднократных перемещений пластичного вещества серпентинитов в образовавшемся к этому времени тектоническом меланже.

Соотношения габбро и гипербазитов со стратифицированными раннегеосинклинальными формациями следующие. Габбро, плагиограниты и перидотиты интрузируют в карамурунскую свиту. С начала внедрения гипербазиты претерпевают серпентинизацию, а их обломки в виде ксенолитов попадают в базальтоиды карамурунской свиты. К моменту накопления тектурмасской свиты габброиды, плагиограниты и серпентинизированные гипербазиты начинают размываться в ядре антиклинория; выступавший на дно бассейна или на дневную поверхность серпентинитовый меланж интенсивно разрушался — гальки перечисленных пород известны в конгломератах тектурмасской свиты. Этот размыв продолжался и позже, во

время накопления более молодых толщ. Внедрения габбро и перидотитов повторно имели место после излияний толеитовых базальтов базарбайской свиты. Таким образом, габбро, плагиограниты и гипербазиты внедряются дважды — в раннем кембрии и среднем ордовике. Образование же тектонического серпентинитового меланжа в Тектурмасском геоантиклинальном поднятии продолжается непрерывно в течение всей раннегеосинклинальной стадии.

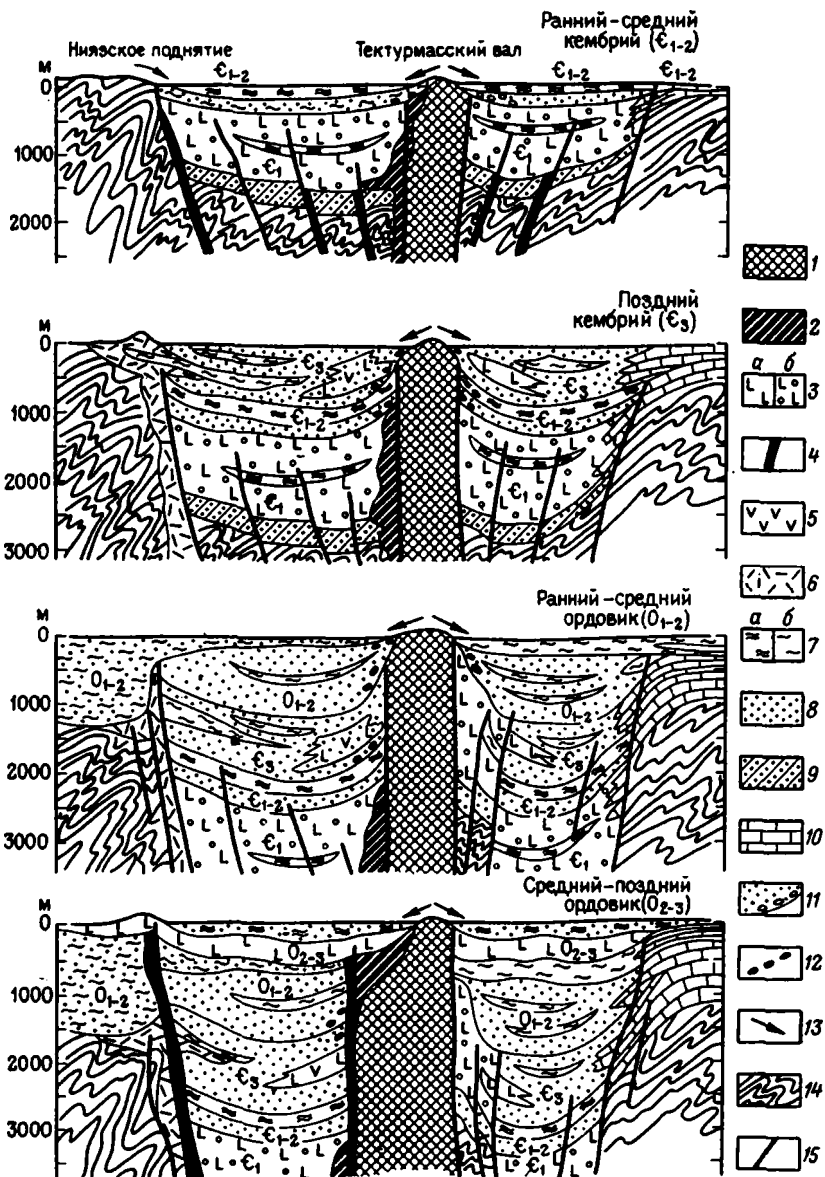
Формирование Тектурмасского гипербазитового вала — длительный процесс, происходивший на протяжении всего геосинклинального этапа, с момента заложения Тектурмасского эвгеосинклинального прогиба (рис. 19) до полного замыкания геосинклинали в результате тельбесской среднедевонской складчатости. Геоантиклинальное поднятие над Тектурмасским гипербазитовым валом развивалось также в позднем девоне и раннем карбоне вплоть до саурской складчатости, на что указывают отсутствие здесь фаменских отложений, сокращение мощностей красноцветных верхнедевонских, по-видимому, франских толщ, а также существенно карбонатных каменноугольных отложений. Наличие тел гипербазитов больших объемов заставляет предполагать их прямую связь с мантией непосредственно под Тектурмасским антиклинорием — своеобразным мантийным выступом в виде длительно формировавшегося гипербазитового вала.

Гипербазитовые валы известны также в Северо-Балхашском антиклинории. В последние годы геологическое положение гипербазитов здесь было изучено Е.И. Паталахой и В.А. Белым [36]. Независимо от автора они пришли к заключению о постепенном росте гипербазитовых массивов, их протрузивном внедрении и связи с длительно развивавшимися геоантиклинальными поднятиями. Одной из особенностей структуры Северо-Балхашского антиклинория является его резкий изгиб от широтного до северо-западного простирания, происходящий у близмеридионального Центрально-Казахстанского сдвига. В восточной части антиклинория находится широтный протяженный (до 100 км) Чулькызыл-Тюлькуламский гипербазитовый вал. В западной части антиклинория расположены Итмурундиянский, Тюретайский и Шоинтасский валы, обладающие северо-запад-

Рис. 19. Начальные стадии развития Тектурмасского мантийного гипербазитового вала:

1 — гипербазиты; 2 — габброиды; 3 — базальты, толеитовые (а), щелочные (б); 4 — подводные каналы излияний базальтов; 5 — андезиты, андезито-дациты; 6 — липариты; 7 — яшмы (а), фтаниты и кремнистые сланцы (б); 8 — граувакковые песчаники, кремнеобломочные породы; 9 — кварцевые песчаники, алевролиты, слюдяно-кварцевые сланцы; 10 — карбонатные породы; 11 — конгломераты, песчаники; 12 — продукты перемыва пород растущего мантийного вала; 13 — направление сноса обломочного материала; 14 — допозднерифейский метаморфический фундамент; 15 — разрывные нарушения.

Как установлено в последнее время Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой по остаткам конодонтов уртыкжалская серия и зонгарская свита принадлежат к среднему ордовика



ными простираниями и приуроченные к соответствующим одноименным антиклиналям.

Как показали исследования Е.И. Паталахи и В.А. Белого, для всех толщ палеозоя устанавливается изменение фаций и мощностей отложений — при приближении к поясам гипербазитовых массивов происходит погрубение обломочного материала, сокращение мощностей разновозрастных толщ, устанавливаются местные источники сноса и местные несогласия; в разрыв попадают наиболее древние раннегеосинклинальные базальтовые и яшмовые толщи, габброиды, а начиная с силура и гипербазиты. По выполненным ими реконструкциям все перечисленные пояса гипербазитовых массивов проявляли себя как устойчивые геоантиклинальные поднятия в раннегеосинклинальную стадию и стадию зрелых геосинклиналей. Сумма геологических и геофизических данных позволяет предполагать, что протрузивные гипербазитовые массивы Северного Прибалхашья объединяются на глубине в протяженные широкие (до 10–15 км) валы, уходящие своими корнями в мантию и предопределившие положение постепенно растущих геоантиклинальных поднятий внутри эвгеосинклинального прогиба. Распространение мантийных гипербазитовых валов в Казахстане возможно ограничивается перечисленными примерами. Однако полной уверенности в этом нет, так как не все гипербазитовые пояса полно изучены. Не исключено, что гипербазитовые пояса в ядре Майкаин-Экибастузского антиклинория и зона серпентинитового меланжа на восточном склоне гряды Агырек принадлежат к категории мантийных валов.

Следует высказать предположение о возможном распространении мантийных валов. Их можно ожидать в эвгеосинклинальных складчатых системах, обладающих сложным дугообразным расположением структурно-фациальных зон и заключающих разнообразные по размерам остаточные срединные массивы, т.е. в складчатых областях концентрически-зонального типа. Есть они и в линейных складчатых эвгеосинклинальных системах типа Зайсанской [19]. Однако в подобных линейных системах у них меньше возможностей сохраниться в связи с более поздними складчатостями, обычно следующими одним и тем же структурным планам. Мантийные валы — неотъемлемая часть тех эвгеосинклинальных прогибов, которые возникли в условиях раздвигов земной коры, измеряемых не менее чем километрами и первыми десятками километров (10–20 км). Вероятно, каждый подобный раздвиг коры должен сопровождаться одновременным внедрением мантийного вещества.

Несомненно, существует парагенетическая ассоциация базальтоидно-яшмовых серий и гипербазитов, что неоднократно в разных регионах подчеркивалось многими геологами и впервые Г. Штейнманом. Типичная офиолитовая ассоциация образуется там, где степень деструкции земной коры была весьма значительной — при заложении геосинклиналей происходило не только раздробление земной коры глубинными разломами, но и раздвижение ее блоков. Общая причина широкого проявления базальтового магматизма эвгеосинклиналей и образования гипербазитовых валов —

большая степень проницаемости коры для мантийного вещества, поднимающегося в виде магматических базальтовых расплавов и протрудирующих серпентинитов.

Гипербазитовые валы Центрального Казахстана могут рассматриваться как тектонотипы подобных структур. Общие черты их строения и палеотектоники следующие.

1. Гипербазитовые мантийные валы приурочены к антиклинориям, возникшим на месте конседиментационных геосинклинальных поднятий, которые могли быть выражены как островными, так и подводными грядами. Геосинклинали обнаруживаются по местным длительно существовавшим участкам локальных размывов, несогласий, по сокращению мощностей, изменениям фаций отложений, присутствию карбонатных рифовых массивов, грубообломочных эдафогенных отложений.

2. Рост геосинклинальных поднятий над гипербазитовыми валами начинается в раннегеосинклинальную стадию, но может продолжаться и позже вплоть до орогенного этапа, а возможно, и позднее — после превращения орогена в складчатую область. В приведенных примерах он занимает около 300 — 350 млн. лет, от кембрия до позднего палеозоя. На протяжении роста гипербазитовых валов с ними соседствуют энергично погружающиеся прогибы разных типов. Дифференциация эвгеосинклинальной системы на прогибы и связанные с гипербазитовыми валами геосинклинальные поднятия происходят на начальных стадиях ее развития.

3. Внутренняя структура гипербазитовых валов определяется присутствием серпентинитов и серпентинизированных пород, всегда подверженных тектонизации и образующих серпентинитовый меланж. Обычно тектонический серпентинитовый меланж включает глыбы габбро, габбро-амфиболитов, габбродиабазов, породы яшмо-базальтового комплекса, но, кроме того, любые породы прорываемых протрузивно толщ. В рассмотренных выше примерах гипербазитовых валов развальцевание и сланцеватость в серпентинитовом меланже занимают близвертикальное положение, свидетельствующее о вертикальном тектоническом транспорте серпентинизированных гипербазитов.

Механизм внедрения гипербазитов представляется как сложный интрузивно-протрузивный процесс. Можно предполагать, что он возникает на больших глубинах и начинается дифференциацией вещества мантии и отделением базальтовых (габбровых) расплавов, поднимавшихся над растущим гипербазитовым валом и изливавшихся на дне геосинклинального прогиба, но отчасти внедрявшихся интрузивно, давших начало массивам габбро. По мере потери тепла с приближением к поверхности гипербазитовые расплавы в земной коре превращались в ультраосновные породы, затем на глубинах в несколько километров при температурах 400 — 500 °С в присутствии воды они испытывали серпентинизацию, возникала возможность протрузивного перемещения. Обладая большим запасом тепловой энергии, гипербазиты на глубине вначале оказывали контактовые воздействия, вызывавшие образование пироксеновых амфиболитов, габбро-амфиболитов ($t = 650 - 700$ °С, по Е.И. Кузнецову). Яс-

но, что холодное твердофазовое внедрение гипербазитов не может объяснить образование таких пород. Внедрение серпентинитов в верхние структурные этажи приводило к насыщению их обломками и глыбами любых прорываемых ими пород и образованию серпентинитового тектонического меланжа. Приповерхностное вязкое течение и внедрение тектонизированных серпентинитов происходило протрузивным путем при значительной потере тепла. Малые вязкость и плотность гипербазитов определяют возможность их протрузивного внедрения и специфику гипербазитовой тектоники¹. Используя удачный термин Е.И. Паталахи, перемещение развальцованных серпентинитов по близпараллельным вертикальным или крутонаклонным плоскостям можно называть тектоническим потоком. Начальное перемещение гипербазитов, очевидно, связано с их выдавливанием с глубины в виде магматического расплава в зонах раздвигов.

Многочисленные протрузивные внедрения, размыты и переотложение гипербазитов в пределах одного и того же гипербазитового вала, существование местных источников сноса обломочного материала свидетельствуют о длительности роста мантийного вала и перемещении мантийного вещества. Поступление мантийного вещества к земной поверхности порождало поднятия, образование тектонически расчлененного контрастного рельефа в эвгеосинклиналях, что приводило к появлению грубообломочных терригенных и эдафогенных отложений, олистростром, небольших местных надвиговых смещений. Причиной последних могло быть "разваливание" геантиклинальных поднятий в соседние прогибы, а также наложившиеся значительно более поздние деформации. Усложнение структуры зон тектонического меланжа происходило на протяжении всей последующей истории, причем их наиболее существенные структурные преобразования были связаны с поздними складчатостями. Намеченная схема процесса исходит главным образом из геологических соотношений; необходима ее обстоятельная петрологическая доработка.

Реконструируемые палеотектонические обстановки жизни геантиклиналей над растущими мантийными валами не имеют ничего общего с тектонической обстановкой океанов. Участки мантийных выступов в геантиклинальных поднятиях нельзя сравнить с "океаническим дном" ни по масштабам, ни по их тектонической роли. Из приведенных материалов также очевидно безнадежность поисков здесь зон спрединга. Раздвиги земной коры, предопределившие возникновение мантийных валов, шириной не более ширины самого вала (до 10–20 км), при заложении эвгеосинклиналей, несомненно, имели место, возможно, были повторные раздвиги (в Тектурмасском антиклинории), но нет решительно никаких доводов в пользу существования поясов перманентного длительного раздвигания земной коры, необходимого для механизма спрединга.

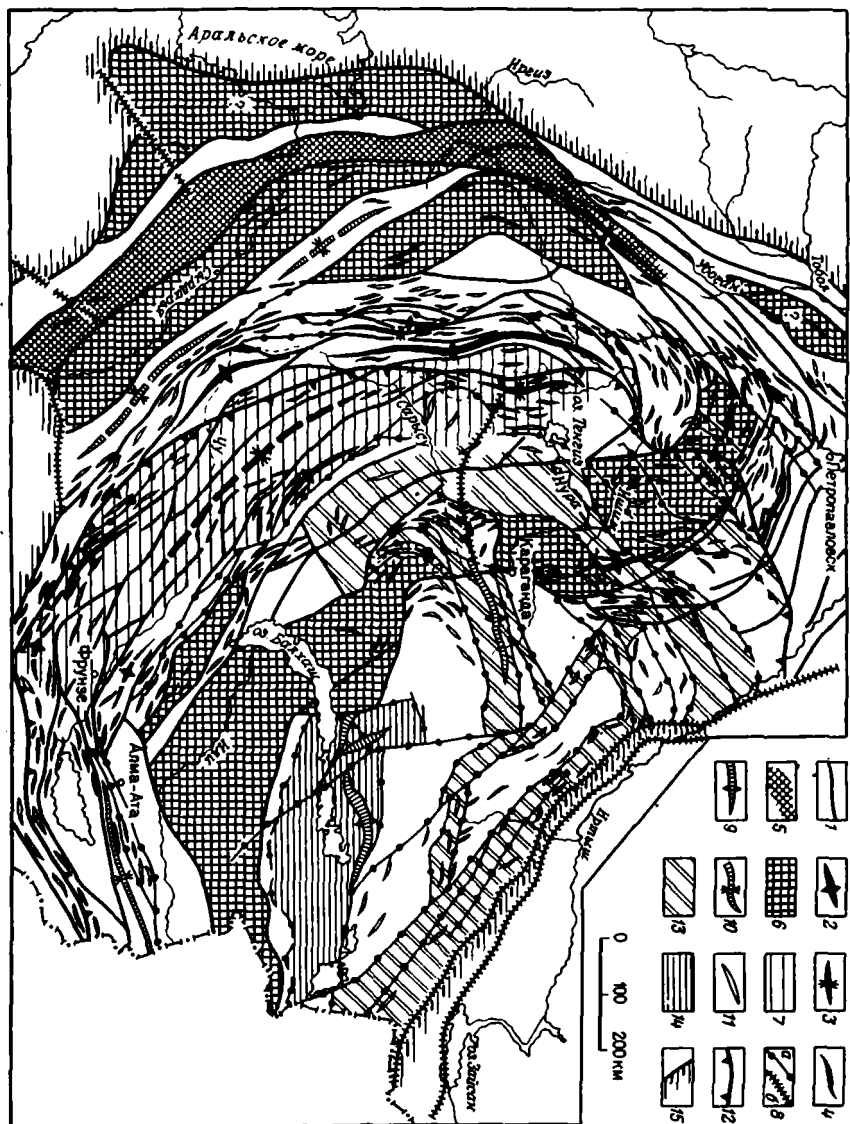
¹ Неизмененные гипербазиты имеют плотность 3,0–3,2 г/см³, серпентиниты (хризотил, антигорит, тальк, хлорит и др.) – 2,2–2,6, в среднем 2,5 г/см³, вмещающие базальты – 2,8–2,9 г/см³.

**Эмбриональная стадия геосинклинального
этапа — заложение позднебайкальско-
палеозойских геосинклиналией**

Эмбриональная стадия геосинклинального этапа понимается как последовательность событий, отражающих заложение геосинклиналией. Эти события ознаменовались разрушением континентальной земной коры на всей площади возникшей геосинклинальной области. Тектоно-магматическая геосинклинальная активизация привела к возникновению особого тектонического режима, обладавшего тектонической лабильностью (неустойчивостью) и значительной латеральной неоднородностью, — пояса кислого липаритового вулканизма соседствуют с базальтовым вулканизмом, близким вулканизму геосинклиналией. Сосуществуют тектонические режимы, близкие эвгеосинклинальному и орогенному, причем эти режимы проявляются не только в соседних близко расположенных прогибах, но замещаются аксиально внутри одной и той же нарождающейся геосинклинальной системы или даже единого геосинклинального прогиба. Эмбриональная стадия геосинклинальных систем сменяется раннегеосинклинальной. Переход к раннегеосинклинальной стадии в различных частях геосинклинальной области происходит не одновременно, рубеж между эмбриональной и раннегеосинклинальной стадиями скользящий. Временной объем эмбриональной стадии весьма велик, отвечает второй половине позднего рифея и венду (850—570 млн. лет), т. е. второй половине байкальской тектонической эры. Только с началом кембрия на всей территории палеозойд устанавливается режим раннегеосинклинальной стадии (см. рис. 2).

Нами было показано, что байкальская тектоническая эра в палеозойдах Казахстана была эпохой разрушения существовавшей континентальной коры и заложения геосинклиналией [21]. Байкальская складчатость на территории палеозойд Казахстана и Средней Азии не проявилась. Исключения представляют Каратау-Таласская и, возможно, Киргизско-Терскайская структурно-фациальные зоны, где байкальский складчатый комплекс может быть обособлен. На всей остальной площади палеозойд тектонические кульминации байкальской эры (850, 670 и 625 млн. лет) приходится на эмбриональную стадию геосинклинального этапа и ознаменовались вовлечением в геосинклинальное развитие все более обширных площадей. Характерные черты эмбриональной стадии геосинклинального этапа следующие.

1. Критерием принадлежности к эмбриональной стадии является крайняя палеотектоническая неоднородность нарождающейся геосинклинальной системы — сосуществование близко расположенных прогибов и поднятий с различными обстановками осадконакопления и магматизма, даже с разными тектоническими эндогенными режимами. Характерна неустойчивость режимов, их быстрая сменяемость как поперек, так и вдоль возникших геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий.



2. Сочетание линейных прогибов эвгеосинклинального типа с поясами континентального липаритового вулканизма, сопровождаемого щелочными гранитоидами; молассовые серии могут замещаться эвгеосинклинальными комплексами.

3. На протяжении эмбриональной стадии происходит последовательное заложение геосинклинальных систем. Процесс заложения начинается в периферических частях геосинклинального овала, смещаясь затем к его центру.

4. Сохранение обширных поднятий, где происходил размыв гранитно-метаморфического фундамента. Области поднятий постепенно вовлекались в геосинклинальное погружение; отдельные непогрузившиеся блоки играли в дальнейшем роль остаточных срединных массивов.

Заложившиеся во второй половине байкальской тектонической эры геосинклинальные системы Казахстана наложились на существовавшую структуру метаморфического фундамента в целом резко несогласно. Это обстоятельство было подчеркнуто нами ранее, хотя ныне степень доказательности геологических материалов (структурных, стратиграфических, возрастных) стала значительно большей. Возникший позднерифеско-палеозойский геосинклинальный овал с центром в Джунгаро-Балхашской системе оказался смещенным по отношению к древнему карельско-исседонскому овалу, центральной части которого отвечала внутренняя Улутауско-Терская геосинклинальная система (см. рис. 3,4). Величина этого смещения составила по широте около 600–700 км. В позднем рифее и венде был создан новый структурный план, определивший овальное концентрически-зональное тектоническое строение и все главные черты последующего развития палеозойского Казахстана.

Рис. 20. Схема структурных соотношений Казахстанско-Тяньшаньского позднебайкальско-палеозойского и Казахстанского протерозойского геосинклинальных складчатых овалов

Элементы структуры Казахстанского карельско-исседонского овала: 1 – глубинные разломы (в большинстве унаследованные в палеозое); 2 – антиклинории; 3 – синклинории (в том числе предполагаемые); 4 – простираения складок по геологическим и геофизическим данным; 5 – Кошмурунско-Жусалинская региональная положительная магнитная аномалия, интерпретируемая как пояс раннекарельского складчатого комплекса со спилитовой джеспилитонической формацией карсакпайского типа; 6 – сохранившиеся и относительно слабо переработанные в начале каледонского этапа части остаточных докарельских срединных массивов; 7 – центральная часть овала. *Элементы структуры Казахстанско-Тяньшаньского позднебайкальско-палеозойского овала:* 8 – глубинные разломы (а – заложены в начале позднебайкальско-палеозойского геосинклинального цикла, б – в варисийской эре); 9 – магнитные гипербазитовые валы в ядрах антиклинорий; 10 – отдельные синклинории (в том числе предполагаемые); 11 – простираения складок по геологическим и геофизическим данным; 12 – граница Кокчетавско-Каратауской хемизгеосинклинальной и Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной систем (треугольники в сторону последней); 13 – офиолитовые зоны; 14 – центральная часть Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала (офиолитовая), обладающая максимальной длительностью геосинклинального развития; 15 – границы с варисийскими линейными геосинклинальными системами

При образовании позднебайкальско-палеозойского геосинклинального овала, несмотря на его в целом наложенный характер, в отдельных частях были унаследованы некоторые раннекарельские структурные элементы — главным образом глубинные граничные разломы, общие простирания структуры, хотя нигде не было прямого унаследования позднебайкальско-палеозойскими геосинклинальными прогибами и геоантиклинальными поднятиями конкретных структурно-фациальных зон карельского и исседонского этапов развития. Явления резкого наложения новообразованной геосинклинальной структуры наиболее четко выявляются в Северном и Северо-Восточном Казахстане (Кокчетавском массиве, Степнякском, Селетинском синклинориях, Ишкеольмесском антиклинории и др.). Здесь устанавливается несоответствие древнего и более молодого позднебайкальско-палеозойского структурных планов, приводящие к явлению "пересечения складчатостей" (рис. 20), глубинных разломов, частных разрывов. В отдельных участках несоответствия в простираниях разновозрастных складчатых комплексов достигают 90° . Констатация несоответствий структурных планов, как бы важна она ни была, сама по себе еще не объясняет механизма заложения геосинклиналей. Для того чтобы понять, как возникли палеозойские геосинклинали Казахстана, следует рассмотреть структурно-фациальную зональность, палеотектонические обстановки и особенности их развития в эмбриональной стадии.

Вся территория палеозойд Казахстана для эмбрионально-геосинклинальной стадии по положению относительно нарождавшегося геосинклинального овала должна быть разделена на две крупные области: внешний пояс прогибов и поднятий и центральное ядро. Пояс прогибов и поднятий охватывает полукольцом центральное ядро, близко совпадает с площадью ранних каледонид, отвечает Кокчетавско-Каратауской хемизвгеосинклинальной системе, Киргизско-Терской и, возможно, северо-западной части Степняк-Бетпакдальской структурно-фациальной зоны. Центральное ядро по площади близко соответствует поздним каледонидам и Джунгаро-Балхашской вариссийской системе, вместе взятым.

Поздний рифей. Во второй половине позднего рифея во внешнем поясе возникли крупные и протяженные дугообразные поднятия и прогибы (рис. 21). К этому времени относится обособление относительно узкой (60—150 км) и протяженной (до 2500 км) системы прогибов Калмыккульского и Байконурского синклинориев, синклинория Большого Каратау и Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны. На всем протяжении этой зоны позднебайкальские прогибы приспособились к древним структурным элементам — разломам, границам тектонических блоков. От Кокчетавского массива к Южному Улуту, в Большой Каратау, Чаткало-Нарынскую зону и хр. Куруктаг протягивается вулканический прогиб, по периферии которого накапливались главным образом липаритовые толщи, часто сочетающиеся с конгломератами [25]. В центральных частях прогиба изливались щелочные базальтоиды (типа жаксакаиндской свиты Улуту) или контрастные липарит-базальтовые серии (кайнарская свита Большого Каратау). Наземные излияния липаритов, образование игнимбритов позволяют относить эти толщи к континентальной липарито-

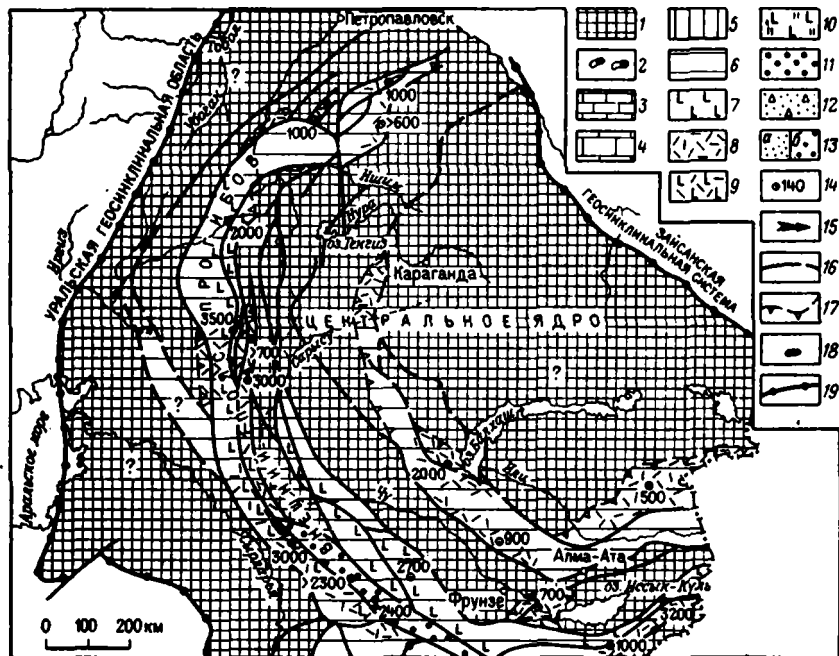


Рис. 21. Гипотетическая палеотектоническая схема второй половины позднего рифея – начала эмбрионально-геосинклинальной стадии

Относительные поднятия: 1 – области размыва; 2–3 – области накопления геоантиклинальных формаций (2 – спарагмитовой малой мощности, 3 – карбонатной малой мощности). *Центральное погружение:* 4 – карбонатная формация относительно большой мощности; 5 – континентальные прогибы с молассовым накоплением; 6 – хемизеогeosинклинальные прогибы; 7 – базальтовые (диабазовые) серии, в том числе по геофизическим данным; 8 – липаритовые серии; 9 – контрастные базальт-липаритовые серии; 10 – яшмо-диабазовая формация. Терригенные формации: 11 – морская песчаниковая, отчасти вулканогенно-обломочная (в Каратау-Таласской зоне – пестроцветная молассовидная), 12 – спарагмитовая, 13 – молассовая (а – песчанниковая, б – грубая конгломератовая); 14 – мощность в м; 15 – доказанное направление сноса обломочного материала; 16 – глубинные разломы; 17 – предполагаемые границы прогибов; 18 – трещинные интрузии щелочных гранитов (650–670 млн. лет); 19 – границы Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала

вой и контрастной базальт-липаритовой формациям. В небольшом прогибе Южного Улутая в это же время (800–960 млн. лет) накопилась вулканогенная белеутинская серия несколько иного состава – преобладали базальты и их туфы; им подчинены лавы и туфы липаритов, конгломератовые толщи. Белеутинский прогиб Улутая к югу сливался с прогибом Байконурского синклинория и Большого Каратау. В Каратау-Таласском прогибе отложились терригенные толщи и карбонатно-терригенный флиш (Р.А. Максумова). Только здесь впоследствии образовались вендские эпи-геосинклинальные молассы и проявилась байкальская складчатость [25].

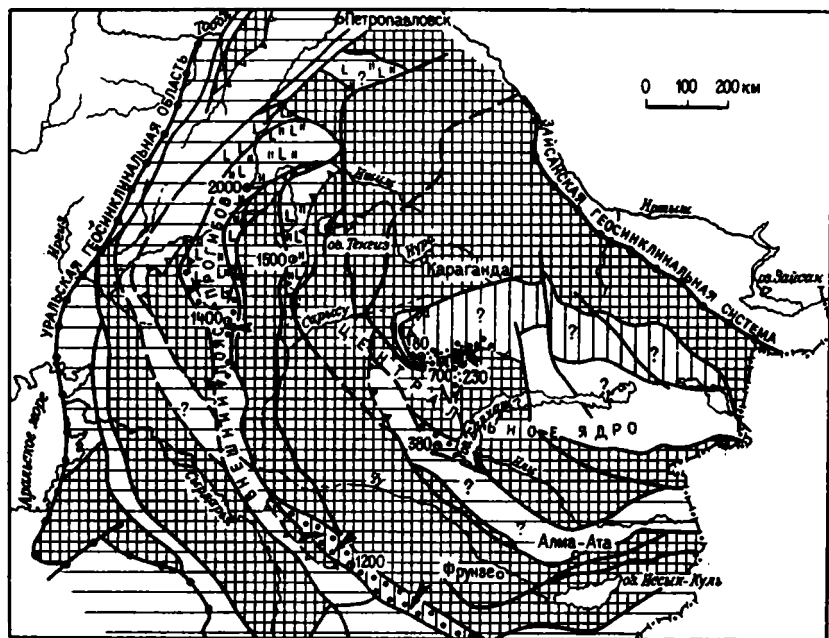


Рис. 22. Палеотектоническая схема первой половины венда – середины эмбрионально-геосинклинальной стадии.

Условные обозначения см. на рис. 21

Характерны трещинные интрузии щелочных гранитоидов в Южном Улутау и Большом Каратау (Актасский массив Улутау – 650 ± 20 млн. лет) и такое же радиометрическое омоложение всех более древних пород докембрия.

Вторым позднерифейским прогибом, но уже эвгеосинклинального типа был Киргизско-Терскойский. По В.В. Киселеву и В.Г. Королеву, здесь преобладают щелочные базальты, заключающие в верхах известняки и яшмы (2500–3000 м) [25]. Этот прогиб имел ширину около 100 км и большую протяженность – от р. Чу до крайней восточной части Киргизско-Терской зоны. Базальтоидная серия (терекская свита) на западе Киргизского хребта налегает на кварцитовую джелдысуйскую свиту, принадлежащую эпинеосонскому платформенному чехлу [40]. Таким образом, во внешнем поясе геосинклинального овала в позднем рифее обособился ряд прогибов, часть из которых была близка ортогеосинклинальным, другая характеризовалась кислым липаритовым, контрастным базальт-липаритовым вулканизмом, присутствием конгломератовых толщ.

Во внутреннем ядре позднерифейские толщи известны лишь в Сарытумском и Джалаиро-Найманском (хр. Кендыктас) прогибах. Здесь они представлены липаритовыми вулканитами (орумбайская и кокпатаасская

свита), близкими развитым в прогибах внешнего пояса, лежат на метаморфическом фундаменте. Это единственный прогиб в пределах внутреннего ядра, где известны верхнерифейские толщи подобного состава (см. рис. 21). Вероятно продолжение этого прогиба под Илийскую впадину. Следы кислого вулканизма в позднем рифее отмечает И.И. Никитченко на востоке Балхашского массива в Джунгарии. На всей остальной территории внутреннего ядра верхнерифейские образования отсутствуют. После работ Р.А. Борукаева предполагалось широкое распространение рифейских базальтоидных и яшмо-базальтовых серий на востоке Казахстана. К позднему рифею до последнего времени относили еремантаускую серию. После находок в кремнистых породах этой серии радиолярий и установления положения многочисленных находок трилобитов стала ясна ее принадлежность к палеозою. В настоящее время в Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системе нет решительно никаких доказательств в пользу выделения толщ более древних, чем кембрийские¹.

Ранний венд. Толщи нижнего венда выделены лишь во внешнем поясе в Каратау-Таласской структурно-фациальной подзоне Тянь-Шаня и Байконуро-Ишимской зоне на западе Центрального Казахстана (рис. 22). Соответственно о геологической истории начала венда можно судить лишь применительно к указанным структурно-фациальным зонам и их непосредственному обрамлению. Осадконакопление происходило в сравнительно узких протяженных прогибах.

Молассовые накопления, представленные в Каратау-Таласской зоне красноцветными песчанико-конгломератовыми толщами малокарской серии, обладали изменчивыми (от 200 до 1200 м) мощностями (Р.А. Максумова). Они отложились в сравнительно узком (25—40 км) прогибе. Состав обломков, направление косых серий в Малом Каратау, по Р.А. Максумовой, свидетельствуют о сносе обломочного материала из областей поднятий, находившихся на месте позднепалеозойской Чуйской впадины, а также с поднятий на месте Киргизского хребта и Большого Каратау. Молассоидные образования Каратау-Таласского прогиба свидетельствуют об оживлении тектонических движений в соседних областях. Прогибы раннего венда наследовали позднерифейские прогибы.

Ранневендские Байконурский и Кальмыккульский геосинклинальные прогибы, располагавшиеся на простирании молассовых прогибов Каратау-Таласской подзоны (см. рис. 22), были заполнены вулканогенно-терригенной и яшмо-диабазовой формациями. "Степень геосинклинальности" этих формаций и их мощность увеличивались с юга на север вдоль прогиба. Акбулакская вулканогенно-терригенная серия Байконурского прогиба занимает промежуточное положение между эвгеосинклинальной яшмо-диабазовой братолюбковской серией Кальмыккульского прогиба и орогенными молассовыми толщами малокарской серии. По простиранию еди-

¹Исключение представляет лишь Балхашский остаточный массив и Западное Прибалхашье — см. далее.

ного прогиба молассы замещаются морскими терригенно-вулканогенными накоплениями, а последние в свою очередь — яшмо-диабазовой ассоциацией. К востоку от Байконурского прогиба находилось обширное Улуту-Северотяньшаньское поднятие, к западу — Южно-Тургайское. Ширина Байконурского прогиба 60—80 км. Северное ограничение Калмыккульского прогиба определялось выступами метаморфических толщ в Кокчетавском поднятии и находилось, возможно, вблизи Новокронштадтского глубинного разлома. Во внутреннем ядре вендские толщи, в том числе и нижний венд, практически отсутствуют.

Предполагаемый нижний венд известен в Балхашском массиве (Ақтау-Моинтинском антиклинории) и, возможно, в Сарытумском синклинории в Западном Прибалхашье. Большая часть Балхашского массива в раннем венде была поднятием, но в его северо-западной части существовали широкие прогибы, заполнявшиеся красноцветными и пестроцветными континентальными толщами — кварцевыми, аркозовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами байэпшинской и кенелинской свит мощностью от 150 до 700 м [21]. Возможно, Байэпшинский прогиб был не единичен. Вероятно, что такие прогибы могли образоваться на крупных блоках фундамента, погруженных впоследствии под геосинклинальные комплексы в периферических частях Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны (см. рис. 22).

Проблема венда в эвгеосинклинальной Казахстанско-Северотяньшаньской системе пока не решена. В раннем палеозое эвгеосинклинальные прогибы занимали здесь обширные пространства на востоке и северо-востоке Казахстана — от Кокчетавского массива до Чингиза. Такие же эвгеосинклинальные прогибы предполагались здесь ранее в венде и позднем рифее. Единственным способом их выделения являлось "подвешивание" условных венда и рифея к эвгеосинклинальному кембрию. Аналогии с указанными выше регионами (Ишкеольмесский антиклинорий и др.) позволяют предполагать, что венд, так же как и верхний рифей, в эвгеосинклинальном виде в пределах центрального ядра отсутствовал. Независимо от того, будет ли доказан эвгеосинклинальный венд в отдельных районах или нет, определенно можно отрицать его повсеместное распространение в эвгеосинклинальном комплексе каледонской Казахстанско-Северотяньшаньской геосинклинали. Только инерцией можно объяснить попытки сохранить здесь позднепротерозойские эвгеосинклинальные комплексы [41, 12]. Этот подход пытался проводить и автор до тех пор, пока не убедился в его ошибочности. В соответствии с принятой точкой зрения об отсутствии венда в эвгеосинклинальном комплексе мы предполагаем (см. рис. 22) в центральном ядре существование широких поднятий с отдельными неглубокими прогибами, заполненными терригенными пестроцветными толщами типа байэпшинской свиты.

Поздний венд. Поздневендская геологическая история Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала восстанавливается с большей уверенностью. Сохранились прежние тенденции — расширение геосинклинальных прогибов и продолжающаяся тектоническая дифференциация.

Расположение прогибов и поднятий в позднем венде (рис. 23) было унаследовано от ранневендского времени, хотя в отдельных случаях произошло смещение их границ. Так, на месте молассового Каратау–Таласского прогиба в позднем венде установился режим геантиклинального поднятия, а прогиб Большого Каратау оказался смещенным по отношению к прежде существовавшему Каратау–Таласскому прогибу к юго-западу. В позднем венде происходит вовлечение ряда геантиклинальных поднятий в относительное погружение — на них отлагаются карбонатные толщи и спарагмитовая формация геантиклинального типа, отличающаяся малыми мощностями, тесной связью с однообразными карбонатными толщами [21]. Сочетание двух формаций — карбонатной и геантиклинальной спарагмитовой — характерно для крупнейших поздневендских поднятий — Улутая–Северотяньшаньского, Балхашского массивов. Поздневендские геантиклинальные формации были распространены главным образом по периферии поднятий и остаточных массивов. В пределах самих поднятий находились местные источники размыва, поставлявшие обломочный материал в соседние прогибы.

Значительная северо-западная часть Балхашского массива испытала незначительное погружение — здесь накапливалась маломощная спарагмитовая и карбонатная формации (копальская свита). В восточных частях массива в Центрально-Джунгарском антиклинории И.И. Никитченко также установлены маломощные тиллитоподобные конгломераты.

Поздневендские геосинклинальные прогибы внешнего пояса имели облик узких трогов, протягивавшихся в виде лент на многие сотни и первые тысячи километров при ширине 60–100 км (см. рис. 23). Наиболее протяженным был трог, включающий Калмыккульский, Байконурский прогибы, а также прогибы Большого Каратау и Чаткало–Нарынской зоны (более 2500 км). Подобные прогибы окружали Сырдарыинский и Южно-Тургайский остаточные массивы. В хр. Чаткал устанавливается прямое продолжение прогибов Среднего Тянь-Шаня и Большого Каратау к западу. Такой же прогиб, по-видимому, существовал и по юго-западному обрамлению Сырдарыинского массива в Северных Кызылкумах.

Большая часть верхнего венда в прогибах внешнего пояса сложена спарагмитовой формацией прогибов с акватиллитами, и лишь низы верхнего венда в Байконурском прогибе представлены терригенно-кремнистой фосфатонесной формацией [21]. Спарагмитовая формация прогибов максимальных мощностей (до 2000 м) достигает в Байконурском синклинории, Большом Каратау и Чаткало–Нарынской структурно-фациальной зоне. Характерная ее черта — присутствие двух уровней тиллитоподобных конгломератов (Е.И. Зубцов, В.Г. Королев, Ю.А. Зайцев, Т.Н. Хераскова). Мощность каждого из уровней тиллитоподобных конгломератов меняется от 10–20 до 300–400 м (даже до 1000 м). В строении спарагмитовой формации прогибов отмечается общая закономерность — присутствие в ее средних частях между тиллитами толщи пестроцветных, отчасти красноцветных песчаников и алевролитов с пачками ленточно-слоистых известняков. Тиллитоподобные конгломераты формировались в

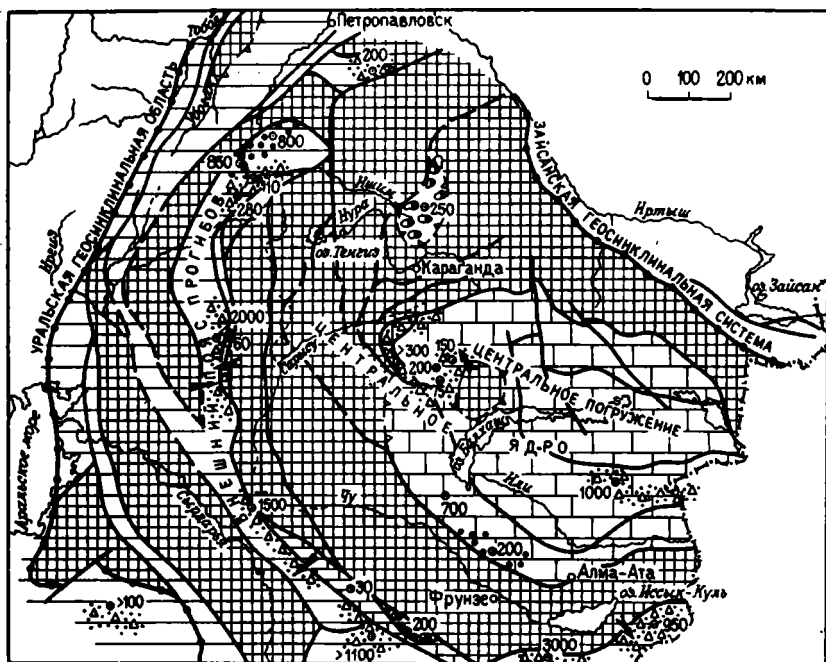


Рис. 23. Палеотектоническая схема второй половины венда – конца эмбрионально-геосинклинальной стадии.
Условные обозначения см. на рис. 21

морском бассейне, соседствующем с горными цепями, поставлявшими обломочный материал. Отчасти они накапливались у подножий горных хребтов – в образовании обломочного материала конгломератов, вероятно, наибольшую роль играл аллювиальный материал горных рек, пролювиальные и селевые выносы, долинные горные ледники, подводные оползни. Присутствие тиллитоподобных конгломератов в удаленных и разобценных геосинклинальных прогибах и геантиклинальных поднятиях (см. рис. 23), приуроченность их к одним и тем же стратиграфическим уровням – свидетельство энергичной тектонической активности в венде.

Согласное залегание кембрийских толщ и подстилающего их поздневендского спаргамита, характерное для различных зон, свидетельствует о непрерывности развития от венда к кембрию как во внешнем поясе, так и в центральном ядре Казахстано-Тяньшаньского геосинклинального овала.

✱ ✱

✱

В эмбриональной стадии происходит заложение геосинклинального овала – возникает четко выраженная субконцентрическая структурно-

фациальная зональность, предопределяемая закономерно расположенными новообразованными глубинными разломами, отчасти постумно унаследовавшими древние структурные ограничения, частично создавшими новые структурные планы. Субконцентрические системы глубинных разломов четко выражены как во внешнем поясе, так и в центральном ядре.

Геосинклинальный цикл начинается с разрушения — деструкции ранее существовавшей земной коры. Поэтому для эмбриональной геосинклинальной стадии весьма специфичен набор формаций. Начало эмбриональной стадии характеризовалось широким проявлением липаритового (калиевого, натрово-калиевого типа, при участии трахилипаритов), контрастного базальт-липаритового, участками щелочного базальтового вулканизма [12]. Особенно примечательно образование кислых липаритовых и липарит-дацитовых вулканических континентальных серий, возникших в разных частях геосинклинального овала, но проявленных наиболее отчетливо в его внешнем поясе. Континентальная липаритовая формация сопровождается с ряде районов трещинными интрузиями щелочных гранитов (Актасский массив Улутау, Кайнарский в Большом Каратау) с возрастом 650 ± 20 млн. лет. Обычно липаритовые порфировые позднерифейские формации находятся в геоантиклинальных зонах вблизи с рядом расположенными геосинклинальными прогибами. В соседних геосинклиналях одновременно накапливались базальтовые вулканогенные и терригенно-вулканогенные толщи, липарит-базальтовые и базальтовые комплексы.

К этим выводам независимо пришли авторы (на материалах Казахстана), В.Г. Королев и В.В. Киселев, затем Е.Д. и А.Е. Шлыгины (по Северному Тянь-Шаню). Заложение геосинклиналей на консолидированном метаморфическом основании в результате его дробления и тектоно-магматической переработки сопровождалось генерацией кислых палингенных коровых магм. В обрамлении всех нарождавшихся геосинклинальных прогибов кислые вулканические серии образовали узкие и протяженные вулканические пояса. Обычно, следуя широко распространенной схеме, кислые вулканы подобного типа с игнимбритами, гранитными интрузиями стремятся связать с орогенным этапом геосинклинального цикла. Однако в нашем случае такая интерпретация историко-геологической роли кислого вулканизма неприемлема, так как в рассматриваемых зонах нигде нет и следов предшествующего геосинклинального этапа. Поэтому кислый вулканизм приходится связывать с тектонической активизацией прежде консолидированной области, деструкцией уже существовавшей континентальной земной коры, сопровождавшейся значительными тепловыми потоками. В условиях затрудненного теплообмена эти потоки приводили к разогреву коры и образованию коровых магматических очагов.

Яшмо-базальтовые и базальтовые толщи нижнего венда и верхнего рифея близки по составу базальтоидов, принадлежащих щелочным разностям, а в Северном Тянь-Шане — трапповым базальтам [12]. Присутствие щелочных базальтов — характерная черта не только рассмотренных позднепротерозойских геосинклинальных серий Казахстана.

Тектонические режимы венда отличались крайней невыдержанностью: одновременно сосуществуют или даже аксиально замещаются прогибы с эвгеосинклинальным и орогенным режимами (ранний венд). Для венда характерен тектонически расчлененный рельеф во внешнем поясе и слабо дифференцированные поднятия в центральном ядре. Венд — эпоха интенсивной нарастающей тектонической геосинклинальной дифференциации, еще более усугубившейся в раннегеосинклинальной стадии.

Рассмотрение тектонических обстановок и режимов эмбриональной стадии во внешнем поясе и центральном ядре позволяет наметить кинематическую схему эволюции геосинклинального овала в ранние моменты его развития. Возникновение концентрически расположенных зон вулканизма различного типа, особенно проявление подкорового глубинного базальтового вулканизма, свидетельствует о значительной проницаемости коры, об общих условиях относительного растяжения (меньшего сжатия), проявившегося во внешнем поясе овала. В центральном ядре сохранялись условия меньшей тектонической дифференциации, но впоследствии в раннегеосинклинальной стадии в центре овала возникнут типичные эвгеосинклинали и зоны максимального растяжения. Вывод о возникновении обстановки радиального растяжения вначале по периферии рождавшегося геосинклинального овала весьма важен.

Главным результатом байкальской эры в палеозоидах Казахстана было заложение геосинклинальных прогибов, разрушение ранее образованного консолидированного фундамента — всей совокупности событий эмбриональной стадии геосинклинального этапа. В это время был заложен каркас глубинных структур — геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий, которые существовали далее в течение всего палеозоя.

Палеотектонические обстановки раннегеосинклинальной и позднегеосинклинальной стадий

Как было показано выше, в эвгеосинклинальной Казахстанско-Северотяньшаньской системе широко развиты типичные офиолитовые ассоциации — базальтоидов (от толентовых до субчелочных), ачим, гипербазитов. В хемизвгеосинклинальной Кокчетауовско-Каратауовской системе доля основных вулканиов ничтожна и толщи, принадлежащие раннегеосинклинальной стадии, сложены кремнисто-терригенными накоплениями небольших мощностей — от 200 до 500, редко 1500 м (см. рис. 12). В обеих геосинклинальных системах раннегеосинклинальные серии в общем случае сменяются ассоциациями позднегеосинклинальной стадии — андезитово-базальтовыми, флишoidalными и др. Все это дает основание полагать, что в Казахстане мы встречаемся с обычным для многих регионов строением геосинклинальных комплексов. Раннегеосинклинальная стадия закономерно сменяет эмбриональную. Она устанавливается для всех геосинкли-

нальных прогибов, но обладает в различных частях палеозойской разной длительностью, от 25 до 145 млн. лет (табл. 6). Различна длительность и стадий зрелых геосинклиналей. Последовательное развитие раннепалеозойских геосинклинальных систем Казахстана изображено на палеотектонических схемах (рис. 24–26).

Главной особенностью палеозойской геосинклинальной области Казахстана и Тянь-Шаня на ранне- и позднегеосинклинальных стадиях является овално-концентрическое строение, частично унаследованное от эмбриональной геосинклинальной стадии, отчасти возникшее в кембрии. Концентрически-зональное расположение структурно-фациальных зон (см. рис. 10), геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий разных типов, остаточных срединных массивов, глубинных разломов существует начиная с самых ранних моментов развития палеозойских геосинклиналей Казахстана и до консолидации земной коры в раннем, среднем и позднем палеозое. В раннегеосинклинальную стадию был окончательно сформирован структурный план палеозойской.

В начале раннегеосинклинальной стадии произошло разделение геосинклинальной области на две системы – западную, Кокчетауовско-Каратауовскую, хемизвгеосинклинальную, и восточную, Казахстанско-Северотяньшаньскую, эвгеосинклинальную. Меньшая "геосинклинальность" свойственна западной (Кокчетауовско-Каратауовской) системе, унаследовавшей внешний пояс эмбрионально-геосинклинальной стадии. Типичные эвгеосинклинали возникли на месте бывшего центрального ядра, по существу, без предшествующей тектонической подготовки в эмбриональной стадии. Западная, Кокчетауовско-Каратауовская, система включает крупные остаточные срединные массивы, отличается явной унаследованностью развития геосинклинальных прогибов и геантиклинальных поднятий в венде и раннем палеозое. Впоследствии на месте прогибов возникли синклинории, на месте поднятий – антиклинории.

Восточная, Казахстанско-Северотяньшаньская, эвгеосинклинальная система обладает более сложным строением и историей, значительной тектонической дифференциацией на протяжении всего геосинклинального этапа, широким распространением офиолитовой ассоциации с кембрия и до конца ордовика, развитием гипербазитовых поясов разного типа, в том числе мантийных гипербазитовых валов. Офиолитовая ассоциация ложится на древний фундамент; при этом местами предполагается его значительное погружение и отчасти раздвижение. Здесь также велика роль остаточных срединных массивов, но некоторые из них существуют короткое время, вовлекаются в геосинклинальное прогибание и захороняются. В раннем палеозое здесь нет явного унаследования в развитии эвгеосинклинальных прогибов и поднятий. Исключения представляют лишь некоторые наиболее крупные поднятые тектонические блоки типа Балхашского остаточного массива. В отдельных частях Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы раннепалеозойские складчатости проявляются не однажды, т.е. развитие геосинклинали происходит полициклически.

Таблица 6

Продолжительность геосинклинального этапа и его стадий в палеозоидах Казахстана (в млн. лет)

Структурно-фациальные системы и зоны	Геосинклинальный этап в целом		Стадии геосинклинального этапа					
	Рубежи	Длитель- ность	эмбриональная		ранняя		поздняя	
			Рубежи	Длитель- ность	Рубежи	Длитель- ность	Рубежи	Длитель- ность
Кокчетауvsко-Каратауская хемивгеосинклинальная	850; 440	410	850; 570	280	570; 475	95	475; 440	35
Киргизско-Терскойская	850; 440	410	850; 670	180	570; 545	25	545; 440	105
Степнякско-Бетпакдалинская	570; 440	130	—	—	570; 475	95	475; 440	35
Чингизско-Тарбагатайская:								
а. Бошекульская подзона	570; 410	160	—	—	570; 515	55	515; 410	105
б. Западно-Чингизская подзона	570; 410	160	—	—	570; 475	95	475; 410	65
Тектурмасская	570; 330	200	—	—	570; 440	230	440; 370	70
Причингизская	570; 330	240	—	—	570; 440	130	440; 330	110
Северо-Балхашская	575; 265	305	—	—	570; 425	145	425; 265	160

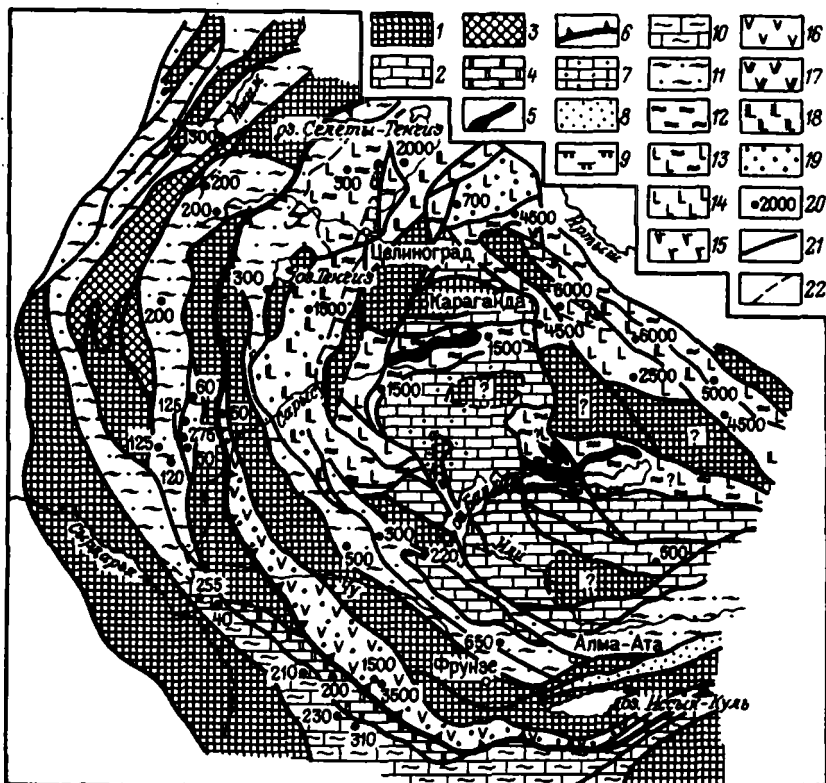


Рис. 24. Палеотектоническая схема раннего-среднего кембрия. По Ю.А. Зайцеву, Е.А. Бабичеву и др.

Устойчивые поднятия – остаточные срединные массивы: 1 – области размыва; 2 – перекрытые маломощным чехлом известняковых, кремнисто-известняковых и кремнисто-терригенных ассоциаций. *Новообразованные геосинклинальные поднятия:* 3 – размывавшиеся; 4 – перекрытые маломощным чехлом известняковых, известняково-терригенных и кремнисто-терригенных ассоциаций; 5 – мантийные гипербазитовые валы; 6 – границы Кокчетавско-Каратауской хемизвгеосинклинальной и Казахстано-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной систем (треугольнички – в сторону эвгеосинклинальной системы). *Ассоциации горных пород геосинклинальных прогибов:* 7 – известняково-терригенная; 8 – терригенная; 9 – терригенная флишевая; 10 – кремнисто-известняковая; 11 – терригенно-кремнистая; 12 – яшмовая; 13 – яшмо-базальтовая; 14–18 – вулканогенные преимущественно лавовые (14– базальтовая, 15 – андезито-базальтовая, 16 – андезитовая, 17 – андезито-дацитовая, 18 – дифференцированная); 19 – вулканогенные преимущественно туфовые и вулканогенно-осадочные (добавляется к знакам лав соответствующего состава); 20 – мощность в м; 21 – региональные глубинные разломы; 22 – фациальные границы

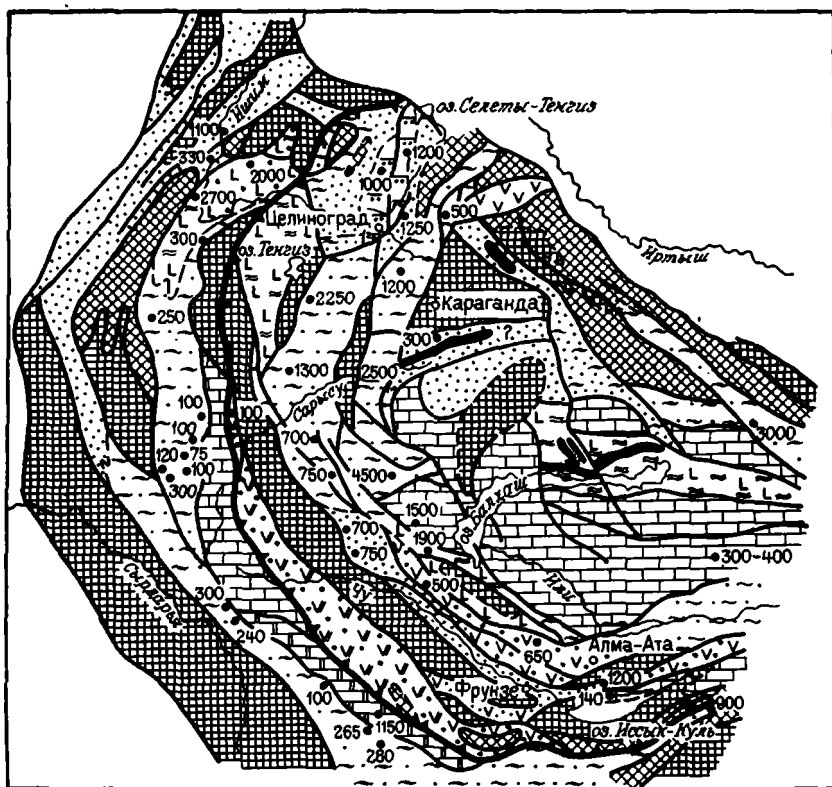


Рис. 25. Палеотектоническая схема раннего ордовика – лаявирна. По Ю.А. Зайцеву, Е.А. Бабичеву и др.

Условные обозначения см. на рис.24

В прогибах Кокчетауовско-Каратауской хемизвгеосинклинальной системы в раннегеосинклинальную стадию происходило кремнисто-карбонатное и терригенно-кремнистое осадконакопление (кембрий – ранний ордовик). Это были узкие линейные некомпенсированные прогибы шириной до 100 км, длиной до 2500 км. Накопившиеся толщи обладают весьма небольшими мощностями (200–500 м), характерно фосфатонакопление. Мощности меняются незначительно, они несколько сокращаются при приближении к геосинклинальным поднятиям. При этом происходит замещение кремнистых толщ и пачек известняками и кварцевыми песчаниками. В центральных частях прогибов в известняках присутствуют остатки придонной фауны, что заставляет считать кремнисто-карбонатные осадки неглубоководными (прогибы – Байконурский, Большого Каратау, Чаткало-Нарынской зоны, Марьевский и др.). В Калмыккульском прогибе резко увеличивается прогибание в раннем ордовике, когда накопилась яшмо-терригенная толща мощностью более 2500 м. Существовавшие в раннегеосинклинальной стадии поднятия были плоскими протяженными

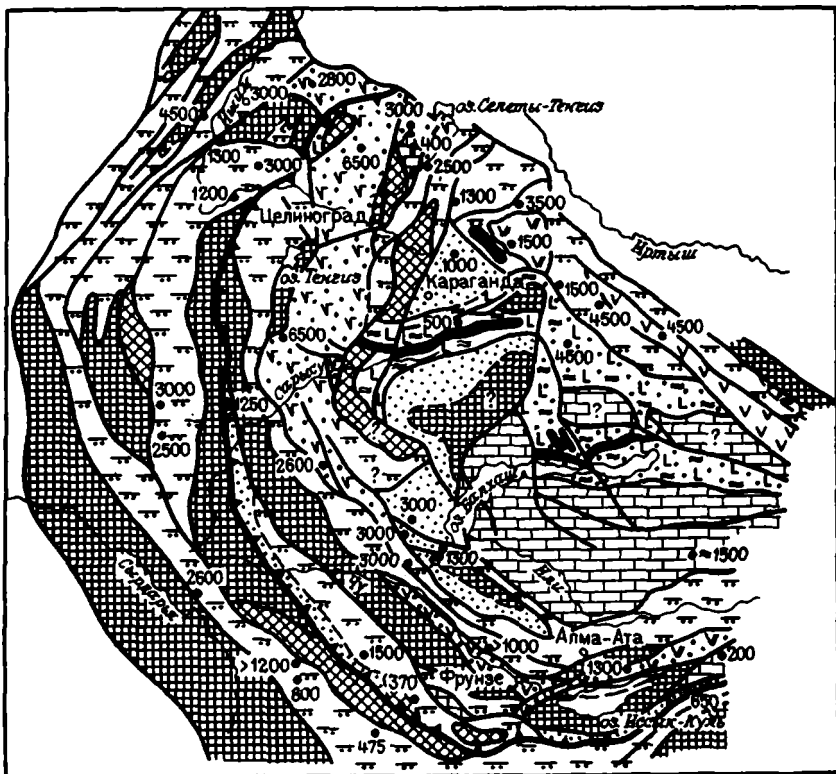


Рис. 26. Палеотектоническая схема среднего ордовика (ландлоуэло–поздний кародок).
По Ю.А. Зайцеву, Е.А. Бабичеву и др.
Условные обозначения см. на рис. 24

островами, обрамлявшимися обширными шельфами. В Кокчетауовско-Кара-тауской системе в позднегеосинклинальную стадию (зрелых геосинклиналей) со среднего ордовика произошло резкое оживление тектонических движений – стали интенсивно развиваться унаследованные прогибы, заполнявшиеся флишоидными, а в верхах базальтовыми толщами (3500 м). Унаследованными были не только прогибы, но и поднятия, длительно поставлявшие обломочный материал.

Главная черта строения Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы – близкоконтцентрическое расположение геосинклинальных прогибов и поднятий (см. рис. 24–26). Отдельные эвгеосинклинальные прогибы протягивались в виде относительно узких (100–200 км) дугообразно изгибающихся лент, разделенных протяженными геантиклинальными поднятиями и остаточными срединными массивами, т.е. внутренняя структура Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы принципиально не отличалась от располагавшейся западнее гемизвгеосинклинальной Кокчетауовско-Кара-тауской.

Периферическое положение в системе эвгеосинклинальных прогибов занимает Киргизско-Терскойский, примыкающий с востока к Улуту-Каратау-Таласскому геантиклинальному поднятию. Этот прогиб заложился и имел черты эвгеосинклинали с позднего рифея [25]. В нем отсутствует венд. С кембрия здесь начинается новый геосинклинальный цикл, завершившийся складчатостью в конце ордовика. В раннекембрийском прогибе образовалась андезит-базальтовая толща мощностью до 1500 м (В.В. Киселев). По составу она ближе к вулканитам зрелой стадии геосинклиналей, хотя здесь начинается каледонский геосинклинальный цикл. Для кембрийских базальтовых и андезит-базальтовых толщ Киргизско-Терской прогиба характерно отсутствие яшм. В позднем кембрии и раннем ордовике по периферии прогибов за счет размывавшихся Монкумского и Исыккульского массивов происходило накопление грубообломочных толщ, в среднем – позднем ордовике – флишоидных.

Второй протяженный (около 1800 км) пояс эвгеосинклинальных прогибов отвечает Степняк-Бетпакалинской структурно-фациальной зоне и ее возможному продолжению под Илийской кайнозойской предгорной впадиной. В кембрии в северной части зоны эвгеосинклинальный прогиб находился на месте Селетинского и Восточно-Кокчетавского синклинория (см. рис. 24), был заложен на докембрийском метаморфическом фундаменте. Он был узким (до 50 км), располагался между Ерментау-Ниязским, Ишкеольмесским поднятыми тектоническими блоками. Э.М. Спиридоновым в 1980 г. установлено присутствие под вулканогенными яшмо-базальтовыми сериями на северо-востоке Ишкеольмесского антиклинория ангидрит-доломитовой толщи (около 250 м), отнесенной к кембрию, может быть к верхам венда. Кокчетавский массив и юг Ишкеольмесского антиклинория составляли единое крупное поднятие. Селетинский прогиб следовал северо-восточным разломам, пересекавшим докембрийскую структуру резко несогласно (по 60°). Восточно-Кокчетавский прогиб унаследовал древние северо-западные разломы Атансорской зоны. Для раннегеосинклинальных формаций, по Э.М. Спиридонову, здесь характерны щелочные и "океанические" толеитовые базальты, туфы, подчиненные яшмы, фтаниты, кварцевые песчаники. Прогибание составило не менее 2500 м.

В конце тремадока – начале аренига в конце раннегеосинклинальной стадии обстановка осадконакопления и сам характер геосинклинальных прогибов резко меняется (см. рис. 25), накапливаются кремнисто-яшмотерригенные, песчанико-яшмо-фтанитовые толщи большой мощности, заключающие местами мощные пачки лав и туфов толеитовых базальтов (ишкеольмесская, сазинская и ирадырская свиты – 1500 м). Характерно смещение центров прогибания на ранее выступающие и размывавшиеся блоки фундамента (Ишкеольмесский, Ерментау-Ниязский), тогда как на площади прежних кембрийских прогибов в арениге закономерно возникают относительные поднятия или накапливаются терригенные и кремнисто-терригенные толщи сокращенной мощности (зорьевская и софиевская свиты, до 300 – 400 м). В начале аренига отмечается максимум трансгрессии, а затем в позднем арениге вновь происходит обращение прогибов

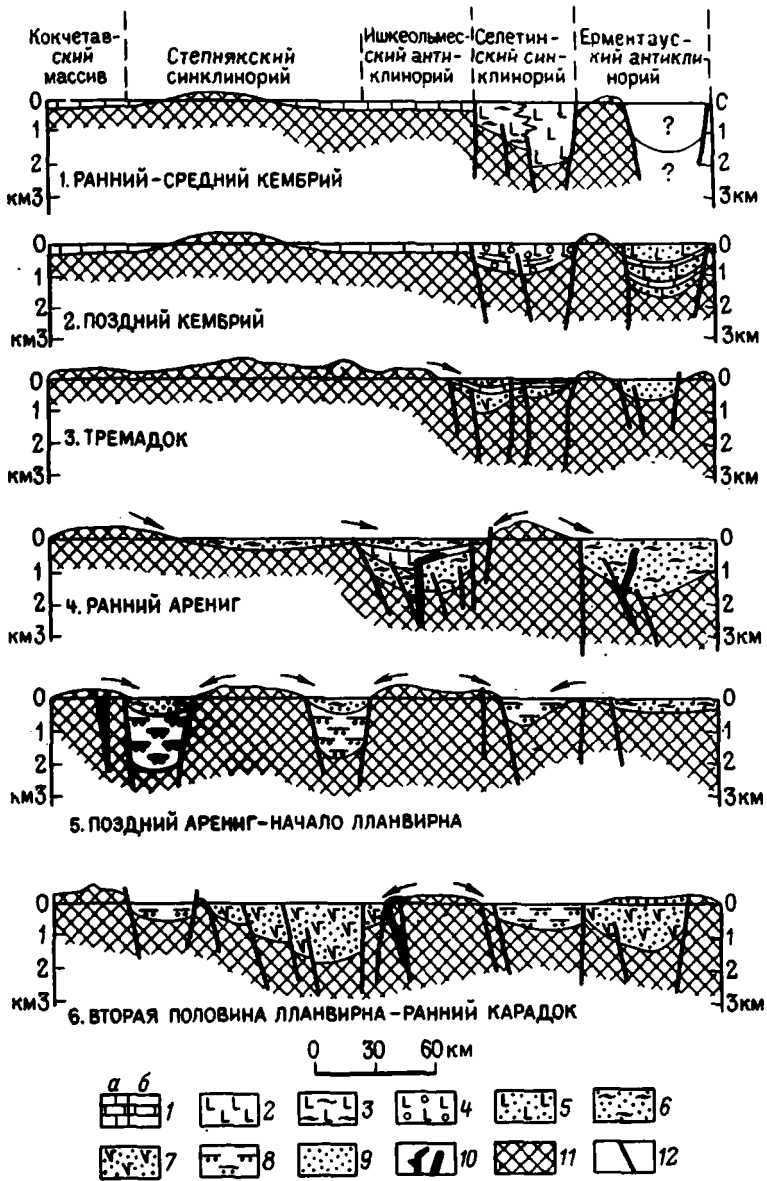
и поднятий (рис. 27). Для низов аренига характерны кварцевые песчаники (до 50 %), местами с цирконовыми россыпями. В среднем – позднем ордовике центр прогибания сместился на запад в Степнякский синклинорий на место аренигского шельфового морского бассейна. Ареал андезитобазальтового вулканизма здесь был весьма значителен, мощность вулканитов велика – 6500 м.

Эвгеосинклинальные вулканогенные прогибы, постепенно сужаясь, протягивались на юг через Конский прогиб вплоть до Джалаири-Найманского прогиба, заметно уменьшилась мощность вулканитов, происходило их замещение вулканогенно-осадочными толщами. Типичный эвгеосинклинальный прогиб перерождался по простиранию в хемизвгеосинклиналь. В западном ограничении ордовикского Селетинского прогиба по саю р. Акжар В.И. Борисенком, М.З. Новиковой установлены олистостромы с глыбами нижне- и среднекембрийских известняков, свидетельствующие о существовании по восточной периферии Степнякской подзоны отдельных поднятий с карбонатным осадконакоплением в кембрии и размывавшихся в среднем – позднем ордовике. Андезитобазальтовые серии Степнякского синклинория и Сарысу-Тенизского поднятия по тектоническому положению на краю переработанного остаточного срединного массива и своей предысторией не имеют ничего общего с островными дугами, хотя сам вулканизм по составу, особенностям излияний и химизму близок островодужному.

Ерментау-Чулийский новообразованный раннеордовикский линейный протяженный прогиб, заполненный терригенно-кремнистыми отложениями, наложился на метаморфический фундамент в горах Ерментау и Нияз, на подобные Бурунтауский и Западно-Балхашский выступы в Западном Прибалхашье.

Р.М. Антонюк и др. рассматривали терригенно-кремнистые толщи типа акдымской серии как маркирующие положение континентального склона по западной периферии "океанической" эвгеосинклинальной позднепротерозойско-кембрийской системы Казахстана [41]. Установленный ныне раннеордовикский возраст акдымской серии, манадырской и каратаской свит однозначно доказывает существование Ерментау-Атасуйско-Чулийского глубокого прогиба, развивавшегося весьма короткое время в арениге – лланвирне. Поперек прогиба мощности разновозрастных кремнистых и кремнисто-терригенных толщ симметрично сокращаются к западу до 300–400 м (софиевская, зорьевская свиты), к востоку до 200–400 м (ержанская свита И.Ф. Никитина). Обращает на себя внимание сочетание в разрезе нижнего ордовика кремнистых сланцев, фтанитов, яшм, марганцевых руд, полимиктовых песчаников и алевролитов с кварцевыми, местами фосфатоносными, песчаниками. Невозможность отнесения кремнисто-терригенной акдымской серии и ее аналогов к образованиям континентального склона, по-видимому, не требует дополнительных пояснений. Так как возраст самой серии оказался раннеордовикским, должно быть снято предположение о замещении кремнисто-терригенных толщ к востоку базальтоидами, имеющими средние и позднекембрийский возраст (бошекульская и ерментауская серии).

Обращает на себя внимание несоответствие прогибов и поднятий среднего ордовика и аренига. Так, флишевые прогибы среднего ордовика, а также и позднеордовикские прогибы с терригенным осадконакоплением (типа ранних морских моласс) вновь смещаются, причем снова на те участки, где ранее был максимум прогибания в кембри. Так образуется Селетинский прогиб (см. рис. 27). Характерно одновременное образование и даже частичное замещение флишевой и андезито-базальтовой формаций



(средний – верхний ордовик Степнякского и Селетинского синклинориев). На месте Атасуйского аренигского прогиба в позднем ордовике возникает поднятие Атасуйского антиклинория.

Эвгеосинклинали раннего – среднего кембрия Чингиз-Тарбагатайской зоны также неоднородны, разделяются небольшими остаточными массивами, некоторые из них, возможно, имеют в своем основании погруженные блоки фундамента. Выступы метаморфического основания в горах Муржик и Эдрей на севере, в горах Акчатау на юге как будто бы подтверждают существование погруженного в кембрии крупного Абралинского блока впервые выявленного В.Ф. Беспаловым, Ш.Е. Есеновым в 1974 г., отвечающего Западно-Чингизской подзоне. Л.Т. Протасевич в кембрии Западно-Чингизской подзоны установил увеличение к западу количества кварцевого обломочного материала, который мог возникнуть лишь за счет размывавшихся "сиалических" более древних толщ. Вероятно существование в раннем – среднем кембрии к западу от Чингиза размывавшихся, но впоследствии захороненных Калмакэмельского и Баканасского остаточных массивов. Погребенный впоследствии остаточный массив находился в центре Жарминской структурно-фациальной зоны Зайсанской геосинклинальной системы (выступы метаморфического фундамента на водоразделе рек Жарма и Кокпекты: кварцевый обломочный материал в ранне-среднекембрийских прогибах Восточно-Чингизской подзоны). Таким образом, по этим данным начинают вырисовываться естественные ограничения и очертания раннегеосинклинальных линейных прогибов Чингиза (см. рис. 24).

Бошекульский разрез кембрия был, очевидно, связан с единым обособленным прогибом, заполненным базальтоидами и терригенными породами. Здесь не было яшм и вообще типичной офиолитовой ассоциации. После салаирской складчатости в Чингиз-Тарбагатайской зоне на поднятиях был отложен маломощный верхний кембрий в пестроцветных терригенно-карбонатных фациях, лежащий резко несогласно, как это было установлено Р.А. Борукаевым в 1955 г. В раннем ордовике (тремадоке) в Бошекульской и Центрально-Чингизской подзонах проявился андезитобазальтовый вулканизм, близкий вулканизму островных дуг [41], но он возник здесь после салаирской складчатости и образования шельфовых пестроцветных толщ верхнего кембрия. Для Бошекульского антиклинория характерно накопление относительно маломощной (до 400 м) терригенно-кремнистой ержанской свиты и мощных терригенных, отчасти флишиоидных толщ среднего ордовика. В кембрии к югу от Бошекульского

Рис. 27. Палеотектонические разрезы каледонских прогибов Северного Казахстана. Составлены В.И. Борисенком и Ю.А. Зайцевым (1980 г.) по материалам Е.А. Бабичева, В.И. Борисенка, Н.А. Герасимовой, О.В. Минервина, М.З. Новиковой, Э.М. Спиридонова и др.

Породные ассоциации и формации: 1, а – карбонатная; 1, б – отдельные пласты известняков; 2 – базальтовая; 3 – яшмо-базальтовая; 4 – дифференцированная трахибазальт–трахидацитовая; 5 – вулканогенно-осадочная андезит-базальтовая; 6 – яшмо-фтанито-песчаниковая; 7 – андезит-базальтовая; 8 – флишиодная; 9 – граувакковая песчаниковая; 10 – субвулканические интрузии преимущественно основного состава; 11 – более древние толщи; 12 – конседиментационные разломы

прогиба существовали Верхнешидертинский и Александровский (Баян-ульский) остаточные массивы с карбонатным осадконакоплением.

Джунгаро-Балхашская зона прогибов с яшмо-базальтовыми сериями приурочена к центральной части эвгеосинклинальной области, имеет очертания овала. Она целиком возникла на древнем центральном ядре эмбрионально-геосинклинальной стадии. Заложение эвгеосинклинальных прогибов происходит, скорее всего, в начале кембрия, так как здесь нет доказательств присутствия вендских толщ. Образование эвгеосинклинальных прогибов произошло в результате опускания, частичного раздвижения блоков гранитно-метаморфического фундамента. Так образовались Тектурмасский и Северо-Балхашский прогибы, в каждом из которых в зонах раздвигов с самого начала существования прогибов возникли мантийные гипербазитовые валы. Вторая стадия раздвижения блоков в среднем ордовике повлекла за собой излияния слабо дифференцированных толеитовых базальтов и дальнейшее развитие мантийных валов. К этому этапу было приурочено "обламывание" южного края Верхнешидертинского массива и заложение узкого Байдаулетовского прогиба. Как указывалось выше, Р.М. Антонюк [2] высказал предположение о меланократовом океаническом фундаменте в Джунгаро-Балхашской системе. Как ясно теперь, все приводимые им примеры принадлежат к выступам мантийного вещества в ядрах гипербазитовых валов. По появлению мантийных валов можно предполагать, что в Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинали разрушение фундамента и интенсивное раздвижение его блоков было наибольшим.

Эвгеосинклинальный Северо-Балхашский прогиб, занимающий центральное положение в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, обрамляется полукольцом остаточных массивов, переработывавшихся и отчасти погружавшихся в течение всего раннего-среднего палеозоя. В это кольцо входят Балхашский массив и предполагаемые по косвенным геологическим и геофизическим данным погребенные массивы под Жамансарыуским синклинорием, Калмакэмельской и Баканасской позднепалеозойскими впадинами, а также Джунгарский массив (см. рис. 1). По аналогии с Балхашским массивом можно предполагать, что опущенные массивы в кембрии и венде характеризовались карбонатным осадконакоплением, отложением маломощных терригенных пород и тиллитоподобных конгломератов. Это предположение подкрепляется установленными И.А. Ротаршем в ордовике в Акчатауском антиклинории карбонатными олистолитами с фауной кембрия. Позднеевгеосинклинальная стадия начинается в разное время — в Тектурмасской геосинклинали с позднего ордовика, в Джунгаро-Балхашской — в начале силура (см. рис. 2). Для нее характерно накопление терригенных морских толщ большой мощности (до 4—5 км), заполнивших образовавшиеся дочерние геосинклинальные прогибы (Нуринский, Успенский и др.) или остаточные прогибы в центре Джунгаро-Балхашской системы.

Раннепалеозойская обстановка Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала является типично геосинклинальной. С начальных стадий развития геосинклинальной области в ней сосуществуют геосинклинальные прогибы и остаточные массивы. Контуры геосинклинальных про-

гибов приспособлены к последним, а их ограничения предопределяются положением глубинных разломов. В раннем палеозое отдельные остаточные массивы сохранялись как геосинклинальные поднятия, другие — постепенно разрушались по периферии и иногда целиком были захоронены под геосинклинальными накоплениями. Часть массивов была областями размыва на протяжении всего геосинклинального этапа или же обладала устойчивым мелководным карбонатным осадконакоплением (Балхашский массив, юг Улутау-Каратау-Таласского массива). Массивы третьего типа — эфемеры — существовали короткое время, а затем были погружены в конце раннегеосинклинальной или в позднегеосинклинальную стадии.

Следует теперь суммировать некоторые наиболее общие особенности развития эвгеосинклинальной Казахстанско-Северотяньшаньской системы. Вначале о вулканизме и его связях с определенными тектоническими

единицами и обстановками. Характер вулканизма — показатель степени проницаемости земной коры. Обстановке растяжения, определяющей большую проницаемость коры, соответствуют недифференцированные базальтовые серии — толеиты траппового и океанического типов. В условиях относительного сжатия образуются дифференцированные и контрастные базальто-риолитовые серии, связанные с генерацией промежуточных, а также самостоятельных коровых очагов кислых палингенных магм.

С момента заложения эвгеосинклинальной системы базальтовый вулканизм связан с концентрически располагавшимися зонами относительного радиального растяжения по глубинным разломам, вдоль которых в отдельных случаях возникли узкие и протяженные раздвиговые пояса. В последнем случае приходится предполагать растяжение, вызывавшее зияния в земной коре, сразу же заполнявшиеся мантийным веществом. Базальтовый вулканизм во всех эвгеосинклинальных структурно-фациальных зонах начинает разрез; особенно ясна его связь с начальными стадиями развития прогибов с офиолитовой ассоциацией. Следует заметить, что подавляющая часть базальтов, по Э.М. Спиридонову, принадлежит к группе щелочных и субщелочных, хотя известны и типичные толеиты траппового и океанического типов [12]. С течением времени скачкообразно происходит сужение ареалов раннегеосинклинального базальтового вулканизма и сохранение его до позднего ордовика лишь в Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинали.

Самостоятельный кислый вулканизм в раннегеосинклинальной стадии крайне редок. Он установлен лишь в одном случае — в ядре небольшого остаточного Матакского массива, несомненно окруженного со всех сторон эвгеосинклинальными прогибами с офиолитовым магматизмом (Тектур-масским и Байдаулетовским). Кислый вулканизм имел здесь местное значение и был связан с очагами коровой магмы в глубинных частях земной коры самого остаточного массива. Появление кислого магматизма в раннегеосинклинальную стадию тем не менее симптоматично. Оно свидетельствует об одновременно проявлявшемся магматизме разных типов в некотором унаследовании тенденций в развитии магматизма от эмбрионально-геосинклинальной стадии.

Проявления андезито-базальтового ("островодужного") вулканизма связаны в рассмотренных примерах с различными по предшествующей

тектонической истории структурными зонами. Андезито-базальтовые серии заполняют обширные прогибы на "жестком" гранитно-гнейсовом, но интенсивно переработанном основании (Степнякский средне-позднеордовикский прогиб), находятся в областях поднятий, испытавших складкообразование (Бошекульский антиклинорий), а также на краях остаточных массивов (ордовикский Агалатасский прогиб Кендыктаса). Если тектоническая позиция андезито-базальтов столь разнообразна, то возникает сомнение в правильности идеальных "вертикальных" схем, когда андезито-базальтовому ("островодужному"?) вулканизму отводится строго определенная историко-геологическая роль. В ранних и поздних каледонских андезито-базальтовый вулканизм одновременен началу флишевого осадконакопления. Его массовое появление вместе с флишем отражает большую степень дифференциации тектонических вертикальных движений. Особенно четко эти взаимоотношения видны на примере Степнякского синклинория, где флишевые толщи низов среднего ордовика сочетаются с андезито-базальтами. Обращает внимание приуроченность андезито-базальтовых излияний к прежде поднятым тектоническим блокам (Степнякский синклинорий, Агалатасский синклинорий, Бошекульский антиклинорий). Очевидно, объяснения этому нужно искать не в эволюции геосинклинальных прогибов, а значительно глубже — в общем состоянии верхней мантии и степени проницаемости земной коры.

В Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклиналиной системе отчетливо выявляются три эпохи массового вулканизма. При этом устанавливаются довольно неожиданные латеральные связи.

Первая эпоха отвечает раннему — среднему кембрию, когда в большинстве эвгеосинклинальных прогибов происходили обильные базальтовые излияния, сочетающиеся с образованием яшмовидов, кремнистых и терригенных пород (вплоть до кварцевых песчаников). Базальты принадлежат к разным типам — от щелочных базальтов до нормальных толентов. Обильный вулканизм щелочно-базальтового типа продолжается в отдельных прогибах (Восточно-Кокчетавский и Селетинский прогибы) и в позднем кембрие, хотя в это время он резко убывает. Амагматичной для подавляющей части геосинклинального пространства была раннеордовикская эпоха и особенно аренигский век, ознаменовавшийся интенсивной, широко проявленной подводной эксталятивной деятельностью.

Вторая эпоха массового вулканизма соответствует среднему ордовику: характерен вулканизм разных типов, но происходивший одновременно в различных эвгеосинклинальных прогибах. Так, в Тектурмасском и Северо-Балхашском прогибах в условиях максимального растяжения продолжались излияния толентовых базальтов, сопровождавшиеся образованием яшм, в других — накопились только что рассмотренные андезито-базальтовые вулканы "островодужного" типа (см. рис. 26).

Третья эпоха вулканизма в позднем ордовике в области каледонид характеризуется излияниями андезито-базальтов, андезито-дацитов, в большинстве случаев сочетающихся с молассаами; в центре Джунгаро-Балхашской системы продолжается офиолитовый вулканизм.

Тектонические движения начала раннегеосинклиналиной стадии при-

вели к возникновению геосинклинальных прогибов и поднятий, фундамент был разбит дугообразными разломами, образовавшими близконцентрическую систему. Вертикальные перемещения по разломам составляют первые тысячи метров (2–4 тыс. м). Появление огромных масс базальтоидов несомненно мантийной природы свидетельствует о большой проницаемости земной коры. Очевидно, в начале раннегеосинклинальной стадии следует предполагать обстановку общего тектонического растяжения. Степень тектонического растяжения в это время была наибольшей в центральной части эвгеосинклинальной системы, где возникли мантийные диапировые гипербазитовые валы; зоны больших раздвигов имели амплитуды до 10 км. Для участков, соседних с раздвигами – зияниями в коре, логично предполагать максимальную степень переработки гранитно-метаморфического фундамента, насыщение его базальтоидами и гипербазитами. О значительной переработке фундамента в таких участках можно судить по присутствию большого количества щелочных и недифференцированных толентовых базальтов, раздвигов с мантийными валами, насыщению земной коры базитами и гипербазитами, исчезновению геофизического гранитного слоя. Такие блоки коры предполагается именовать квазиокееантическими.

Таким образом, в раннегеосинклинальной стадии обстановка тектонического растяжения смещается от периферии к центру геосинклинального овала, в Джунгаро-Балхашскую эвгеосинклиналь (до конца ордовика). В эмбрионально-геосинклинальную и раннегеосинклинальную стадии от периферии к центру овала "прокатывается" волна последовательного тектонического растяжения.

Рассматривая тектонические движения в Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системе, следует оценить возможность существования здесь зон спрединга, на которых настаивает в своих работах Л.П. Зоненшайн [23] и др. Он предполагает зоны спрединга в поясах гипербазитовых массивов в Северном Прибалхашье и Тектурмассе, т.е. на месте описанных нами мантийных валов. Известно, что зоны спрединга подразумевают постоянное (но не непрерывное) раздвигание. Поэтому не всякий раздвиг может быть принят за зону спрединга. Выше было показано, что мантийные гипербазитовые валы в кинематическом отношении ничем не похожи на зоны спрединга. Предполагавшееся при этом Л.П. Зоненшайном омоложение возраста офиолитов к центру Джунгаро-Балхашской системы, столь необходимое для механизма спрединга, также не выдерживает критики. Выше нами было показано, что к центру эвгеосинклинальной системы растет возрастная объем раннегеосинклинальной стадии и соответственно появляются более молодые офиолиты, но при этом тут же накапливались и более древние офиолитовые серии.

Каковы были ландшафтно-геоморфологические особенности каледонских геосинклинальных систем Казахстана? Хемизвгеосинклинальная Кокчетавско-Каратауская и эвгеосинклинальная Казахстанско-Северотяньшаньская системы на протяжении раннего палеозоя характеризовались значительной тектонической дифференциацией – сосуществованием эвгеосинклинальных прогибов разных типов, геоантиклинальных поднятий, мантийных валов, остаточных массивов. Несомненно, что длительное время

здесь были единые морские бассейны (резко ландшафтно-геоморфологически дифференцированные) – участки шельфов и островных гряд чередовались со впадинами, где происходили излияния базальтоидов разного типа и накопления яшмовых, яшмо-терригенных и кремнисто-терригенных толщ большой мощности, а также с некомпенсированными прогибами, где происходило маломощное кремнисто-карбонатное осадконакопление. Вблизи границ поднятий и прогибов, предопределяемых положением глыбинных разломов, на крутых склонах возникли мутьевые потоки, выходявшие в прогибы большое количество обломочного материала. Последние обстановки осадконакопления были присущи эпохам оживления вертикальных тектонических движений и образования мощных терригенных и вулканогенно-осадочных толщ в позднем кембрии и тремадоке, вероятно, также в среднем и позднем ордовике.

Для сторонников образования эвгеосинклиналей на океаническом фундаменте и из океанов каледонида Казахстана вызывают непреодолимые трудности из-за обилия в пределах геосинклинальной области остаточных массивов с сохранившейся допозднерифейской континентальной корой. Это и понятно, так как ни в одном из океанов нет ничего подобного. Даже если называть эти массивы, как делает В.Е. Хаин [47], микроконтинентами, затруднения не снимаются. Навешивание "океанических" ярлыков, создавая видимость некоей ясности, только мешает разрешению проблемы.

В соответствии с представлениями сторонников образования геосинклиналей на месте океана догеосинклинальная (океаническая) стадия развития должна была завершиться "скупиванием" океанической коры, "захлопыванием" океана в результате грандиозных горизонтальных перемещений. По В.Е. Хаину [47], Л.П. Зоненшайну и другим исследователям, такое "скупивание" должно было произойти в середине кембрия. Естественно ожидать какое-то структурное выражение этого процесса в виде складчатости, крупных структурных несогласий и т.п. Однако, как показывает анализ стратиграфических разрезов и конкретных структурных соотношений, нигде ни в одном из рассмотренных регионов Казахстана нет ничего подобного. Даже если имеются выпадения из стратиграфических разрезов отдельных толщ внутри раннегеосинклинального комплекса (в связи с вертикальными движениями) и отмечаются параллельные несогласия, нигде нет структурных несогласий, позволяющих предполагать моменты "скупивания" океанической коры и ее горизонтальных перемещений. Наоборот, все складчатые структуры, сложенные ранне- и позднегеосинклинальными комплексами в Селетинском прогибе, Ерментау-Ниязском, Тектурмасском, Северо-Балхашском антиклинориях, оказываются конформными, свидетельствуют о складчатости, охватившей их в конце соответствующих геосинклинальных циклов.

Здесь уместно еще раз обратиться к рассмотрению построений Р.М. Антоюка, Н.Г. Марковой и других геологов, развивавших идею о заложении эвгеосинклинальной системы востока Центрального Казахстана на океанической коре [41, 35]. В предполагаемых ими реконструкциях прежде всего обращает на себя внимание неверно выполненное районирование, даже если использовать принятые авторами принципы. Разделение

на Кокчетавско-Чуйский континентальный и Ерментау-Балхашский океанический "блоки" непропорционально, особенно после установления аригского возраста акдымской серии и других подобных ей терригенно-кремнистых толщ. В качестве признака границы континентального и океанического "блоков" Р.М. Антонюк и др. принимают распространение терригенно-кремнистой формации, связанной с обстановкой "континентального склона и его подножия" (акдымской серии и ее аналогов). Следует подчеркнуть, что распространение терригенно-кремнистых толщ типа акдымской серии связано с Ерментау-Чуилийской структурно-фациальной зоной, секущей границу "континентального" и гипотетического "океанического" блоков. Как отмечалось, терригенно-кремнистые толщи большой мощности прослеживаются из град Ерментау в Атасуйский антиклинорий и далее в Северо-Восточную Бетпакадалу и Чуилийские горы. Ранее они везде здесь выделялись как рифейские (А.А. Богданов и др., Н.Г. Маркова, А.В. Пейве). Установление ордовикского возраста несколько не поколебало прежнего вывода об их принадлежности к единой структурно-фациальной зоне. Таким образом, получается, что "формации континентального склона и подножия" или уходят глубоко внутрь "Кокчетавско-Чуйского микроконтинента" [41, 35], или Балхашский массив целиком должен попасть в пределы "океанического блока". Следует также иметь в виду, что после установления аригского возраста терригенно-кремнистых толщ их нельзя сопоставлять с кембрийскими яшмо-базальтовыми толщами более восточных районов, например хр. Чингиз.

Непропорциональность деления на "континентальный" и "океанический" блоки видна также при рассмотрении их границы в Северном Казахстане, принятой Р.М. Антонюком и др. Неясно, почему в пределах "Кокчетавско-Чуйского микроконтинента" оставлены характерные эвгеосинклинальные Селетинский, Восточно-Кокчетавский прогибы, ничем не отличающиеся по вулканизму от прогибов востока Ерментау, Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и др. По-видимому, только тем, что к западу от предполагаемого континентального склона находятся обширные выступы гранито-метаморфического фундамента, который, согласно разрабатываемой Р.М. Антонюком и другими концепции, не должен быть под эвгеосинклиналями (!). Но такой же фундамент, как показано нами выше, в небольших выходах имеется и к востоку от так называемого континентального склона. Эти данные попросту игнорируются, хотя в литературе они известны давно [14]. Не может быть также оправдана попытка Р.М. Антонюка и др. исключить из геосинклинального класса многие структурные элементы палеозойского внутри "Кокчетавско-Чуйского микроконтинента" — Степнякский, Селетинский и Конский синклинории, прогибы в обрамлении Кокчетавского массива, Джалаиро-Найманский прогиб и т.п. Как показано выше, это обычные геосинклинальные прогибы. Как их ни называть — "структурами вторичного растяжения", относить ли к "рифтинговому типу" [41], — геосинклинальная сущность их не меняется.

Косвенным свидетельством о характере фундамента могут быть особенности состава базальтоидов. В связи с попытками сравнения базальтоидных комплексов Урало-Монгольского пояса с океаническими и "... распространения гипотезы отсутствия материковой коры..." в его преде-

лах группой петрологов была выполнена работа по обобщению имевшихся материалов по химизму вулканитов [12]. Были обобщены все известные материалы по вулканитам Урало-Монгольского пояса и Казахстанско-Тяньшаньского региона в том числе. Авторы сводки приходят к выводам о крайней "... редкости metabазальтовых комплексов, имеющих специфическую аналогию состава с современными океаническими", отмечают присутствие базальтоидов субщелочного уклона, близких трапам молодых платформ, указывают при этом на появление незначительных по объему базальтов — аналогов океанических — в районах с широким распространением гранито-гнейсового фундамента. Они приходят к заключению, что: "... состав докембрийского ¹ вулканизма в основном не выходит за рамки составов, свойственных областям с материковой и переходной корой", и далее — "... прямая и широкая аналогия с обстановкой современных океанов, проводимая для докембрия провинции некоторыми исследователями, не подтверждается. ... Большинству авторов кажется более правдоподобной точка зрения об эпиконтинентальной природе докембрийских (отчасти позднекембрийских и раннепалеозойских. — Ю.З.) бассейнов накопления ... и о возможности лишь ограниченного, местного рифтообразования или других процессов с океанизацией коры" [12, с.75]. Анализ вулканитов, таким образом, позволяет предполагать эпиконтинентальный характер эвгеосинклинали и присутствие в их основании древнего сиалического фундамента.

Принципиальная целесообразность подхода, использующего формации-индикаторы для реконструкции палеотектонических обстановок геологического прошлого, не вызывает сомнений. Однако принадлежности формаций той или иной тектонической обстановке должна быть доказана. Очевидно, что теперь после накопления большого материала по офиолитовому магматизму, в частности химизму и составу вулканитов, строению вулканических серий, их мощностям как для геосинклинальных систем (по палеозоидам Казахстана, Урала, в частности), так и для океанов, уместно высказать сомнения в правильности постулата об исключительной связи офиолитовых серий с океанической стадией развития.

Анализируя всю совокупность материалов по офиолитам Казахстана, следует предполагать существование некоторых конвергирующих признаков океанов и эвгеосинклинальных интраконтинентальных областей, породивших проблему. Возможно, эта конвергенция обусловлена некоторыми общими особенностями в развитии эвгеосинклинали и океанов — значительной тектонической активностью, большой проницаемостью земной коры для мантийных базальтовых магм и образовавшихся вулканических и вулканогенно-осадочных ассоциаций. При рассмотрении проблемы нельзя игнорировать разительные отличия эвгеосинклинали и океанов, выраженные характерными особенностями геосинклинали и неизвестными в океанах, — огромными мощностями яшмо-базальтовых се-

¹ Следует иметь в виду, что все рассматриваемые в данной работе основные вулканы "Ерментау-Ниязской провинции" в действительности принадлежат нижнему палеозою, как это доказано теперь многочисленными палеонтологическими находками (см. выше).

рий, их сочетаниями с мелководными, часто грубообломочными толщами, обычным присутствием обломочного сиалического материала (до кварцевых песчаников), проявлениями кислого вулканизма в начале геосинклинального цикла, наличием размывавшихся выступов гранитно-метаморфического фундамента и др.

Рассмотренные особенности строения и развития Кокчетавско-Каратауской и Казахстанско-Северотяньшаньской систем — характер осадконакопления и вулканизма, заложение на гранитно-метаморфическом докембрийском фундаменте, структурные взаимоотношения, реконструированные палеотектонические обстановки — не оставляют возможности для предположения об их образовании на месте океанических пространств и на океанической коре. Все эвгеосинклинальные прогибы, как это было подчеркнуто М.В. Муратовым, в момент своего заложения являлись узкими и протяженными поясами разрушения материковой континентальной коры вдоль систем глубинных разломов, представляли собой типичные интраконтинентальные новообразования.

Орогенные комплексы каледонид и Казахстанский девонский краевой вулканический пояс

Орогенные комплексы каледонид имеют широкий возрастной диапазон — от конца ордовика до позднего девона. Их образование сопряжено с каледонскими складчатостями — таконской в конце ордовика, чингизской в середине силура, тельбесской в середине девона (см. рис. 2). Каждая из складчатостей сопровождается образованием молассовых толщ, связанных с протоорогенезом, завершившим геосинклинальный цикл и проявившимся на месте прежде существовавшей геосинклинальной системы. Помимо того, обособляется дейтероорогенный комплекс, связанный с тектонической активизацией ранее консолидированных пространств. Понимание автором протоорогенеза и дейтероорогенеза находится в соответствии с предложениями К.В. Боголепова. С обособлением орогенных комплексов каледонид связана проблема тектонической роли Казахстанского девонского краевого вулканического пояса, образовавшегося после консолидации внешних частей Казахстанско-Тяньшаньского палеозойского геосинклинального овала. Возникновение краевого вулканического пояса как пограничной структурно-фациальной зоны теснейшим образом связано с развитием соседней варисцидской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы [7]. Вместе с тем также несомненна латеральная связь вулканического пояса с раннедевонскими молассами орогенных впадин на теле консолидированных каледонид (табл.7).

Орогенный комплекс ранних каледонид включает толщи силура, отчасти самых верхов ордовика. В области раннекаледонской складчатости силурийские орогенные толщи крайне редки (в Киргизском хребте, Степнякском синклинии и др.).

Главной особенностью ранних каледонид в силуре было общее поднятие, захватившее обширную территорию (рис. 28). Обломочный материал свосился с поднятия к востоку, заполняя унаследованные геосинклинальные прогибы — Селетинский, Нуринский и другие. По периферии области

Корреляция орогенных комплексов каледонид (заштрихованное – области дейтероорогенеза)

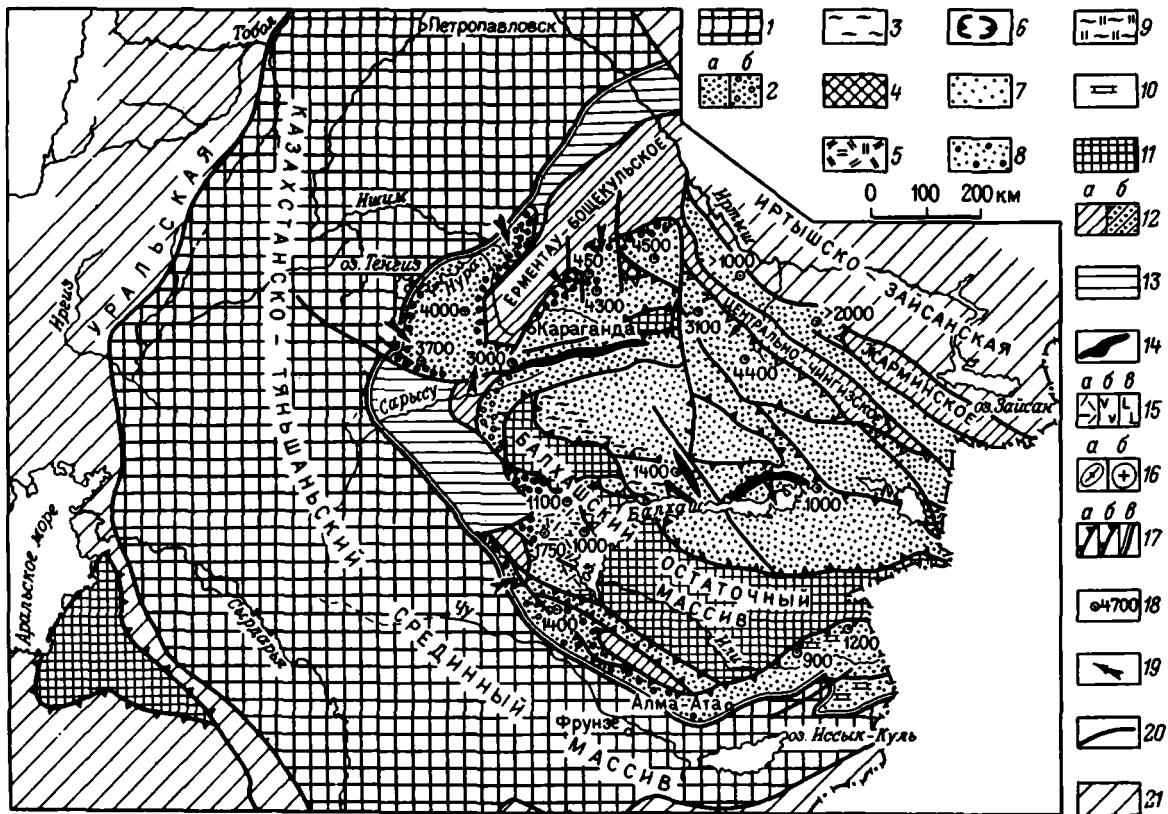
Геохроно-логическая шкала	Ранние каледониды	Поздние каледониды – область чингизской складчатости			Поздние каледониды – область тельбесской складчатости
		Краевые части поднятий	Внутренние орогенные впадины	Казахстанский край в вулканический пояс	
Средний-поздний девон (франкский век)	Дейтероорогенные молассовые комплексы, местами вулканогенные молассы с щелочными базальтоидами. Большие области размыва	Дейтероорогенные молассовые комплексы, местами размыв Гранитоиды Вулканогенные молассы (с щелочными базальтами и редко с липаритоидитами)			Орогенные молассовые комплексы. В Успенском вулканическом поясе – базальтоидные и липаритоидитовые вулканические серии
Ранний девон	Гранитоиды Размыв, местами молассы и вулканогенные молассы (с базальтами и липаритами) Гранитоиды	Молассовые орогенные комплексы с щелочными базальтоидами (дифференцированные серии)		Тельбесские движения. Липаритовые серии – типичная формация пояса Гранитоиды; базальтовые и дифференцированные базальт-липаритовые серии	Тельбесская складчатость; гранит-гранодиоритовый комплекс Позднеоснигилиальные серии
Силур	поздний	Размыв	Молассовые орогенные комплексы		Обширные области размыва
	ранний	Молассовые орогенные комплексы в отдельных впадинах. Интенсивные поднятия и размыв	Молассовые орогенные комплексы по периферии поднятия	Чингизская складчатость; гранит-гранодиоритовый комплекс Позднегеоснигилиальные терригенные серии	
Конец позднего ордовика	Размыв, местами накопление карбонатных толщ Таконская складчатость; гранит-гранодиоритовые комплексы. Позднегеоснигилиальные комплексы				Позднегеоснигилиальные терригенные серии

раннекаледонской консолидации накапливались молассовые красноцветные и пестроцветные серии. К востоку они быстро замещались сероцветными морскими молассами и далее терригенными (до граувакковых) геосинклинальными толщами. В поздних каледонидах в конце ордовика в связи с таконскими движениями возникали отдельные крупные поднятия. Такие поднятия в конце ордовика и силура, например, существовали на месте Ерментау-Ниязского и Бошекульского антиклинориев. По их периферии точно так же, как и по окраинам ранних каледонид, накапливались красноцветные, преимущественно конгломератовые толщи. Молассы, возникшие после раннекаледонской таконской складчатости и заполнившие геосинклинальные прогибы к востоку от консолидированной в конце ордовика области, являются аллохтонными, были деформированы в середине силура, а на значительных площадях в Восточной Бетпакдале, Прибалхашье — вблизи рубежа раннего и среднего девона, т.е. они повсеместно входят в позднекаледонский складчатый комплекс.

Орогенные комплексы поздних каледонид сложены молассами верхнего силура, отчасти нижнего девона. В области позднекаледонской чингизской складчатости верхний силур не доказан. Однако его здесь в ряде мест следует предполагать, судя по непрерывным разрезам от палеонтологически документированного лландовери до флористически доказанного нижнего или среднего девона. Непрерывная последовательность молассовых толщ от силура к нижнему девону устанавливается для всей области позднекаледонской складчатости — в Шокшанском синклинии и Шидертинской впадине, в Юго-Восточной Бетпакдале и Западном Прибалхашье. Это свидетельствует об отсутствии здесь несогласия между силуром и девонем, которое предполагалось в Центральном Казахстане как главное каледонское несогласие. Несмотря на существование в отдельных регионах параллельного несогласия и перерыва в осадконакоплении, перед ранним девонем не было складчатости. Перерыв в осадконакоплении при подобном параллельном несогласии в Западном Прибалхашье может отвечать всему силуру или только позднему силуру. Несмотря на возможные перерывы, силурийские и девонские пестроцветные толщи здесь принадлежат единой молассовой формации, деформированной в середине девона.

Главными палеотектоническими элементами орогенного этапа в области поздних каледонид были межгорные впадины разных типов (рис. 29). В Западном Прибалхашье находились широкие и плоские впадины, унаследовавшие позднеордовикские геосинклинальные прогибы. В этих впадинах полнота разреза молассовой силурийско-девонской серии увеличивается к востоку, в том же направлении в силуре уменьшается красноцветность, происходит замещение моласс мелководными морскими толщами.

Впадины иного типа распространены на северо-востоке Казахстана, к северу от девонского краевого вулканического пояса. Одни из них развивались в силуре, другие — в силуре—раннем девоне, в среднем — позднем девоне. Наиболее глубокие внутренние впадины унаследовали позднеордовикские геосинклинальные прогибы. Полнота разрезов определяется



приуроченностью к различным блокам, разделившимся длительно жившими разломами. Значительная часть обломочного материала позднекаледонских моласс перемещается в соседние геосинклинальные прогибы, молассы замещаются геосинклинальными терригенными толщами.

Казахстанский девонский краевой вулканический пояс, как было показано А.А. Богдановым [7], расположен на границе каледонид и варисцид. На широтном отрезке пояса раннедевонские, отчасти среднедевонские, вулканические серии к югу в области варисцид замещаются морскими вулканогенно-обломочными, отчасти терригенными геосинклинальными. К северу и западу в поздних каледонидах вулканы нижнего девона сменяются молассовыми накоплениями, заключающимися в отдельных впадинах мощные толщи щелочных базальтов и андезито-базальтов. Характерной, присущей только краевому вулканическому поясу ассоциацией является краснокаменная наземная липарит-дацитовая, состоящая из игнибритов, туфов, лав, сопровождающаяся гранитоидами — от гранодиоритовых до лейкократовых. Обычно сочетание кислых вулканитов с грубообломочными породами. Во внутренних частях вулканического пояса появляется большее число пачек туфов, тефроидов, туфопесчаников и туффитов — происходит постепенное замещение вулканогенно-обломочными отложениями, находящимися уже в варисцидских геосинклинальных прогибах Джунгаро-Балхашской системы. Мощность кислых вулканитов до 4000 м. Базальтоидные толщи в большинстве случаев четко отделены от липаритовых и обычно тождественны базальтам и андезито-базальтам орогенных внутренних впадин каледонид.

Возраст толщ, слагающих вулканический пояс, определяется в известной мере условно как ранне-среднедевонский. Верхняя граница определяется несогласным налеганием живетского яруса и прорыванием вулканогенных толщ гранитоидами с возрастом 370 ± 5 млн. лет, что соответствует началу среднего девона. Однако в юго-западной части вулканического

Рис. 28. Палеотектонические схемы раннего силура. По опубликованным материалам С.М. Бандалетова и др.

Области консолидации, отражающие постепенный рост эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского среднего массива: 1 — поднятия; 2 — внутренние впадины и орогенные прогибы, заполненные тонкообломочными (а) и грубообломочными (б) молассами; 3 — "черносланцевые" прогибы; 4 — орогенные поднятия в пределах области тельбесской складчатости. *Краевой вулканический пояс*: 5 — преимущественно липаритовая порфирировая формация; 6 — вулканогенно-тектонические структуры. *Остаточный геосинклинальный прогиб*, заполненный: 7 — терригенными и отчасти вулканогенно-осадочными сериями; 8 — пестроцветная моласса по периферии геосинклинального прогиба, 9 — кремнисто-терригенная формация (с яшмами и базальтами); 10 — накопление карбонатов. *Поднятия разного типа*: 11 — остаточные массивы; 12 — внутригеосинклинальные поднятия (а — области размыва, б — с маломощным осадконакоплением); 13 — недеформированные более древние размывающиеся геосинклинальные комплексы; 14 — геоантиклинальные поднятия над мантийными валами; 15 — вулканизм (а — липарито-дацитовый, б — андезито-базальтовый, в — базальтовый — (знаки накладываются на другие знаки формаций); 16 — гранитоиды (а — "соскладчатые", б — в вулканическом поясе и участках тектоно-магматической активизации); 17 — границы (а — прогибов, б — погруженных остаточных массивов; в — остаточного геосинклинального прогиба); 18 — мощность в м; 19 — снос обломочного материала; 20 — глубинные разломы; 21 — линейные геосинклинальные области

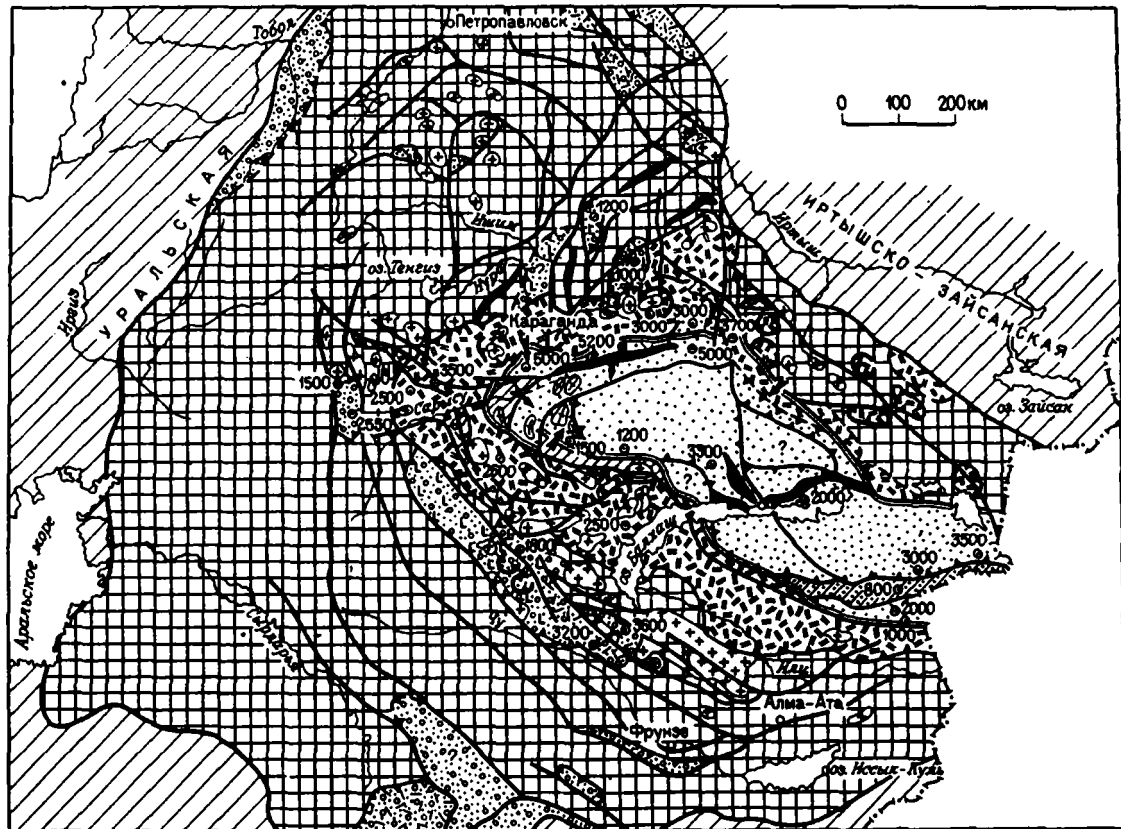


Рис. 29. Палеотектоническая схема раннего-среднего девона

Условные обозначения см. на рис. 28

пояса, от гор Актау до Северо-Западного Прибалхашья, присутствуют значительные по мощности среднедевонские толщи кислого состава.

Казахстанский девонский краевой вулканический пояс представляет собой новообразование, возникшее в раннем девоне на разновозрастном гетерогенном основании (см. рис. 29). В одних его частях, например в Чингизе и к юго-востоку от Караганды, он наследует каледонские структурные направления, в других местах сечет их поперек (Ерментау-Ниязский антиклинорий), в третьих — накладывается на Балхашский остаточный массив (юго-западный сегмент пояса). На участке от Сарысу-Тенизского водораздела до Чуйской "глыбы" в Восточной Бетпакале вулканические комплексы легли на недеформированные терригенные толщи позднего ордовика и были смяты с ним вместе в середине девона. От вулканического пояса внутрь Джунгаро-Балхашской геосинклинали устанавливаются участки, где проявлялась позднекаледонская складчатость. Внутри варисцид оказываются отчлененными и тектонически переработанными блоки Балхашского остаточного массива, участки каледонской складчатости в Спасском антиклинории и под Карасорским синклинорием. Таким образом, краевой вулканический пояс возник не на границе существовавшей ко времени его заложения геосинклинали. Наоборот, в момент его образования устанавливается новое положение границы Джунгаро-Балхашской геосинклинали и эпикаледонского срединного массива. Это заставляет рассматривать вулканический пояс как раннедевонское новообразование, связанное с тектоно-магматической переработкой края каледонского консолидированного массива и обязанное агрессивному термальному воздействию геосинклинали. Происходит не только заложение вулканического пояса, но и экспансия самой геосинклинали на ранее консолидированные каледонские и более древние блоки земной коры (см. рис. 29) путем их "обламывания" и вовлечения в прогибание.

Общая протяженность девонского краевого вулканического пояса около 1700 км при ширине от 100 до 150 км. Он образует почти замкнутый овал, если рассматривать его вероятное продолжение на территории Китая. Объем извергнутого кислого вулканического материала колоссален — по приблизительным подсчетам он несколько больше 850 тыс. км³. Общий объем кислого вулканизма в краевом поясе на три порядка больше, чем весь раннедевонский магматизм, связанный с отдельными зонами вдоль разломов в ранних и поздних каледонидах. Несопоставимость масштабов кислого магматизма каледонид и краевого пояса указывает на его исключительность и невозможность отнесения к категории обычных орогенных образований.

Орогенные позднекаледонские комплексы, связанные с тельбесскими движениями. В середине девона северо-западная часть Джунгаро-Балхашской геосинклинали была охвачена складчатостью. Эпигеосинклинальный орогенез (протероорогенез) привел здесь к образованию сравнительно небольших наложенных внутренних впадин (рис. 30), а также средне-позднедевонского вулканического пояса, протягивающегося, по В.М. Шужанову, вдоль Успенской зоны смятия и поворачивающего на юго-восток вдоль

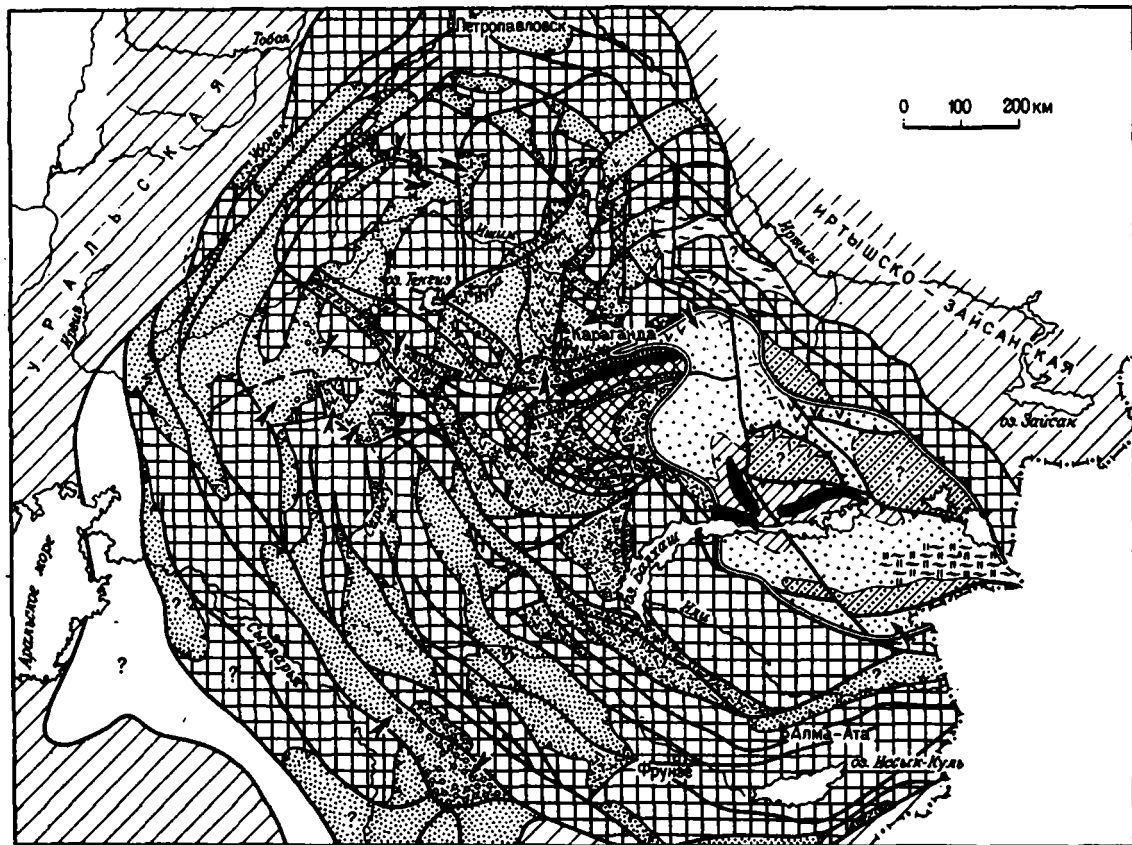


Рис. 30. Палеотектоническая схема среднего девона—франского века

Условные обозначения см. на рис. 28

выступов докембрия к западу и востоку от Актау-Моинтинского антиклинория. Впоследствии этот относительно небольшой и узкий вулканический пояс был унаследован геосинклинальными прогибами Успенской зоны. Тельбесские движения и орогенез захватили также значительную часть девонского краевого вулканического пояса.

Пожалуй, наиболее важным тектоническим последствием среднедевонских тельбесских движений было вовлечение в тектоническую переработку значительных площадей эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского массива. Орогенез, проявившийся внутри массива, имел характер дейтероорогенеза, отражал тектоническую активизацию массива. Участками наиболее интенсивного дейтероорогенеза были заложившаяся в это время поперечная к древним структурным направлениям Сарысу-Тенизская система глыбовых дислокаций, а также значительная часть поздних каледонид на северо-востоке Казахстана и в хр. Чингиз. Глубокие прогибы, образовавшиеся на каледонском массиве или на месте девонского краевого вулканического пояса, были заполнены молассами и мощными базальтоидными сериями (4000–5000 м).

В своем большинстве средне-позднедевонские дейтероорогенные прогибы северо-восточной части Центрального Казахстана унаследовали более древние силурийско-раннедевонские орогенные впадины, несмотря на повсеместно выраженную структурную постройку в середине девона.

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ВАРИСЦИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Общие сведения о варисцийских геосинклинальных складчатых системах Казахстана и сопредельных территорий

Положение варисцийских складчатых систем в палеозоидах Казахстана и соседних частей Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса различно (см. рис. 1). Джунгаро-Балхашская поздневарисцийская система находится в центре Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального складчатого овала, унаследовав общие очертания от каледонской эвгеосинклинальной системы. В среднем и особенно в позднем палеозое она являлась типичной остаточной геосинклиналью. Сарысу-Тенизская миогеосинклинальная глыбово-складчатая система в своем развитии тесно связана с Джунгаро-Балхашской, располагаясь на ее северо-западном продолжении. Ее характерная особенность — резко несогласное наложение варисцийских глыбовых складок на сформированную ранее каледонскую складчатую структуру (пересечение складчатостей Н.Г. Кассина). Сарысу-Тенизская система глыбовых складок — пример складчатой системы, воз-

никшей при тектонической активизации ранее консолидированных пространств, т.е. при процессе, связанном с развитием соседней Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Варисцийские линейные складчатые области определяют внешние ограничения Казахстано-Тяньшаньского геосинклинали овала. Линейная Уральская геосинклинали складчатая область находится между эпикаледонским Казахстано-Тяньшаньским срединным массивом ранней консолидации¹ и Восточно-Европейской платформой. Складчатая область Южного Тянь-Шаня расположена между Казахстано-Тяньшаньским срединным массивом и цепочкой крупных остаточных срединных массивов, находящихся к югу, — Каракумским, Таджикским и Таримским. Все линейные варисцийские складчатые области обрамления Казахстано-Тяньшаньского геосинклинали овала имеют небольшую (300—400 км) ширину. Упомянутые линейные геосинклинали области оказывают непосредственное влияние на ранее консолидированные периферические части Казахстано-Тяньшаньского геосинклинали овала в среднем и позднем палеозое.

Боровская многогеосинклинали система под Тургайским платформенным прогибом, ее южное продолжение в Северных Кызылкумах несомненно связаны с Уральской геосинклинали областью. Для Чаткало-Нарынской многогеосинклинали системы и многогеосинклинали системы Большого Каратау характерны преимущественно карбонатные и карбонатно-терригенные стратиграфические разрезы верхнего девона и нижнего карбона, линейная складчатость, местами с надвиговой структурой. Несомненна их генетическая обусловленность тектонической активизацией окраин ранее консолидированного Казахстано-Тяньшаньского эпикаледонского массива, а также связь с тектонической эволюцией смежной варисцийской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, выраженная одновременностью смен тектонических режимов, проявлений складчатости и др.

Иное тектоническое положение имеет линейная Иртышско-Зайсанская геосинклинали поздневарисцийская область. Она отделяет Казахстано-Тяньшаньский геосинклинали овал от других подобных геосинклинали областей — Саянской и располагающейся южнее Монгольской. Зайсанская геосинклинали система обладает чертами типичной эвгеосинклинали, характеризуется обилием основных вулканитов, в частности, присутствием яшмо-базальтовых толщ силура, девона, раннего карбона (до виле включительно). В центральной части Зайсанской системы находится Чарский гипербазитовый мантийный вал, выраженный в

¹Тектоническое положение и история развития Казахстано-Тяньшаньского массива, являющегося тектонотипом срединных массивов ранней консолидации, рассматривались нами ранее [17].

структуре в виде антиклинория, а палеотектонически — как устойчивое геантиклинальное поднятие. Принадлежность Чарского пояса гипербазитов к категории глубинных мантийных валов рассмотрена нами ранее [19]. Соседствующий с Зайсанской системой Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, принадлежащий Казахстанско-Тяньшаньскому геосинклинальному овалу, в варисийской эре играл роль устойчивого геантиклинального поднятия, был ареной интенсивного девонского и позднепалеозойского магматизма.

Все варисийские линейные геосинклинальные области, обрамлявшие Казахстанско-Тяньшаньский геосинклинальный овал, располагались вокруг последнего в виде своеобразного геосинклинального бордюра шириной от 200 до 400 км и заложились, по-видимому, несколько позже, в середине или конце ордовика.

Джунгаро-Балхашская складчатая система

Джунгаро-Балхашская складчатая система является центром тектонической активности на протяжении всей истории Казахстанско-Тяньшаньского овала с раннего палеозоя до перми. Ее очертания близки к правильному овалу, вытянутому в северо-западном направлении на 1200 км (включая ее продолжение в Китай) при максимальной ширине в 300 км. Границы ее во времени непостоянны. Помимо общего сокращения в связи с центростремительной прогрессирующей консолидацией земной коры, Джунгаро-Балхашская геосинклиналь в раннем девоне расширялась — в геосинклинальное развитие были вовлечены прежде консолидированные пространства.

Джунгаро-Балхашская система со всех сторон обрамляется каледонскими складчатыми зонами. На севере и юго-западе, на юге в Западном Прибалхашье и Джунгарии она соприкасается с Казахстанско-Тяньшаньским эпикаледонским средним массивом, на северо-востоке граничит с Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием с четко обособленным позднекаледонским складчатым фундаментом (рис. 31). На протяжении среднего и позднего палеозоя, постепенно сужаясь, она окаймлялась краевыми вулканическими поясами с характерным дацит-липаритовым и контрастным базальт-липаритовым вулканизмом, гранитоидным магматизмом, которые наиболее широко проявились в раннем — начале среднего девоне, позднем палеозое.

Граница Джунгаро-Балхашской системы на севере проходит по крупным глубинным разломам в южном обрамлении Карагандинского синклинория. Такие же разломы отделяют Джунгаро-Балхашскую систему от Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Юго-западная и южная ее границы отвечают Коунрад-Борлинскому и Южно-Джунгарскому глубинным разломам. Граница между Сарысу-Тенизской и Джунгаро-Балхашской системами проходит по дугообразно изгибающимся Сарысу-Атасуйскому и Атасуйскому глубинным разломам (см. рис. 31). Конформно следуя указанным выше ограничениям Джунгаро-Балхашской системы и в то же

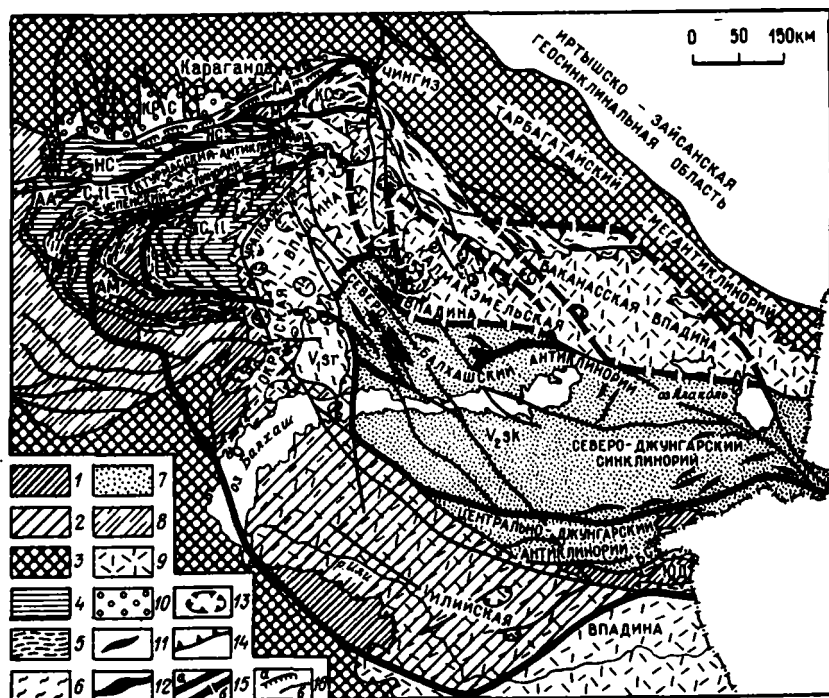


Рис. 31. Схема строения вариссийской Джунгаро-Балхашской складчатой системы:

1 – выступы докембрийского фундамента; 2 – докембрийский фундамент Балхашского остаточного массива, скрытый под более молодыми комплексами; 3 – область каледонской складчатости; Джунгаро-Балхашская вариссийская система (4–7): 4 – тельбесский складчатый комплекс, 5 – наложенный ранневариссийский саурский многогеосинклинальный комплекс, 6 – саурский складчатый комплекс хемизвгеосинклинального типа, 7 – поздневариссийский саякский складчатый комплекс; 8 – восточная часть вариссийской Сарысу-Тенниской многогеосинклинальной глыбовоскладчатой системы; 9 – Балхашско-Илийский позднепалеозойский краевой вулканический пояс; 10 – малый краевой прогиб; 11 – простирации складок; 12 – мантийные гипербазитовые валы; 13 – вулканотектонические структуры; 14 – границы впадин; 15,а – первичные границы Балхашского остаточного срединного массива; 15,б – границы погруженных остаточных массивов; 16,а – надвиги; 16,б – прочие разломы. Синклинии: КРС – Карагадинский; КС – Карасорский; НС – Нурийский; БС – Барталинский; антиклинории: СА – Спасский; АА – Атауский; АМ – Актау-Монитинский; ЮД – Южно-Джунгарский; М – Матакский горст

время резко несогласно накладываясь на разновозрастные более древние (каледонские и докембрийские) складчатые сооружения, располагается девонский Казахстанский краевой вулканический пояс.

В соответствии с общей конфигурацией Джунгаро-Балхашской системы находится и ее внутреннее концентрически-зональное строение

(см. рис. 31). Внешняя зона, прилежащая к областям каледонской складчатости, располагается большей частью на переработанном каледонском фундаменте — область неустойчивой каледонской консолидации, по Е.Д. и А.Е. Шлыгиным [49]. Главная складчатость, завершившая геосинклинальное развитие, произошла здесь в середине визейского века — саурская. Во внутренних частях Джунгаро-Балхашской системы главная складчатость проявилась позже, в середине ранней перми — саякская, по данным В.Я. Кошкина.

Наиболее сложной историей обладает северо-западная часть Джунгаро-Балхашской системы, включающая Тектурмасский, Атасуйский, Актау-Моинтинский антиклинории, прилежащие к ним Нуринский, Успенский, Жаман-Сарысуйский синклинории. Складкообразование здесь произошло дважды — в середине девона и середине визейского века.

После тельбесской складчатости эта часть Джунгаро-Балхашской области вместе с прилегающими с запада частями вулканического пояса превратилась в орогенную область, поставившую большое количество обломочного материала. Впоследствии в позднедевонскую эпоху и в начале раннего карбона здесь существовала многогеосинклиналь, завершившая свое развитие саурской складчатостью в середине визейского века. Саурская складчатость проявилась также и по другим окраинам Джунгаро-Балхашской системы.

Особенностью центральной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Северное Прибалхашье) является сквозное геосинклинальное развитие в каледонской и варисийской тектонических эрах (Н.А. Афоничев). Здесь имеется непрерывный стратиграфический геосинклинальный разрез от ордовика до перми. При этом раннегеосинклинальная стадия развития принадлежит ордовик (см. выше). В силуре, а также в варисийской эре Джунгаро-Балхашская геосинклиналь представляла собой постепенно сужающийся остаточный геосинклинальный бассейн, заполнявшийся вулканогенно-обломочными и терригенными позднегеосинклинальными толщами.

Внутренняя часть Джунгаро-Балхашской системы обрамлена краевым позднепалеозойским вулканическим поясом, состоящим из серии вулканических впадин — Токрауской, Илийской, Калмакэмельской, Баканаской. Вулканический пояс прослеживается далеко на восток в китайскую Джунгарию (см. рис. 1 и 31). Впервые он был выделен Н.Г. Марковой в 1964 г., впоследствии назван В.Я. Кошкиным Балхашско-Илийским. Балхашско-Илийский пояс наложен на разновозрастную более древнюю структуру — частично на саурский складчатый комплекс, на докембрийские, позднекаледонские структуры в Юго-Западном Прибалхашье, Джунгарии и Северном Тянь-Шане. Это обстоятельство, а также латеральная смена липаритовых, липарит-дацитовых, базальт-липаритовых континентальных вулканических толщ морскими вулканогенно-осадочными средне-позднекаменноугольными и раннепермскими отложениями в центральных частях Джунгаро-Балхашской геосинклинали (см. рис. 2) свидетельствуют о принадлежности Балхашско-Илийского пояса к типу краевых.

Структура Джунгаро-Балхашской системы весьма разнообразна. Наибольшей сложностью строения и полициклическим развитием отличается ее северо-западная часть. Основные структурные элементы этой области были сформированы среднедевонской тельбесской складчатостью и рассмотрены выше при характеристике позднекаледонской структуры. Последующий саурский миегеосинклинальный цикл имел здесь меньшее значение, хотя возникшая структура была непростой. Повсеместно саурский складчатый комплекс, лежащий не тельбесском несогласно, сложен вулканогенным молассовым средним — верхним девоном, кремнисто-карбонатными и терригенно-карбонатными толщами фаменского — визейского ярусов.

Главный элемент ранневарисийской структуры — Успенский синклиниорий, вытянутый в близширотном направлении на 250 км при максимальной ширине на западе в Приортаусской ветви в 30 км. Он представляет собой узкий приразрывный синклиниорий, вытянутый вдоль системы близширотных разломов, возможно, разграничивающих на глубине блоки земной коры различного строения (В.Ф. Беспалов, Т.Н. Шелепова). В западной части синклинорий поворачивает к югу, разделяется на две ветви, огibaющие выступы докембрийского фундамента в горах Ортау и Актау. На западе Успенский синклиниорий смыкается со складками Жайльминской наложенной синклинали. Для Успенского синклинория характерна линейная складчатость, интенсивный кливаж, крутая сланцеватость, многочисленны продольные взбросы, надвиги. К северу до Спасского антиклинория и к юго-востоку до Уралбайского разлома саурский комплекс слагает наложенные плоские мульды и брахисинклинали. В виде наложенных мульд он известен в Жамансарысуйском и Нуринском синклинориях. Особый тип структуры характерен для Актау-Моинтинского антиклинория — Акжал-Аксоранская и Акбастауская грабен-синклинали северо-западного простираения. Резко несогласно (до 60–90°) Акбастауская грабен-синклираль наложена на докембрийскую близмеридиональную складчатую структуру. В западной части складки эти соотношения напоминают пересечение складчатостей типа известного в Сарысу-Тенизской глыбово-складчатой системе. Длина грабен-синклиналей около 150 км, ширина 10–12 км. Несомненно, что саурский складчатый комплекс покрывал северо-западную часть Джунгаро-Балхашской системы, но был размыт в позднем визе и серпуховском веке перед накоплением вулканогенных толщ палеозоя.

Другими участками проявления саурской складчатости являются Карасорский и Причингизский синклинории, Центрально-Джунгарский антиклинорий, центральные и северо-восточные части Джунгаро-Балхашской системы. Саурский складчатый комплекс здесь сложен терригенными и вулканогенными толщами. В тех местах, где саурский складчатый комплекс залегает несогласно на каледонском фундаменте или на докембрийском основании, его разрез начинается нижним или средним девоном, но известны также структурные зоны (восток Нуринского синклинория, Предчингизский синклиниорий), где саурский комплекс включает силур и,

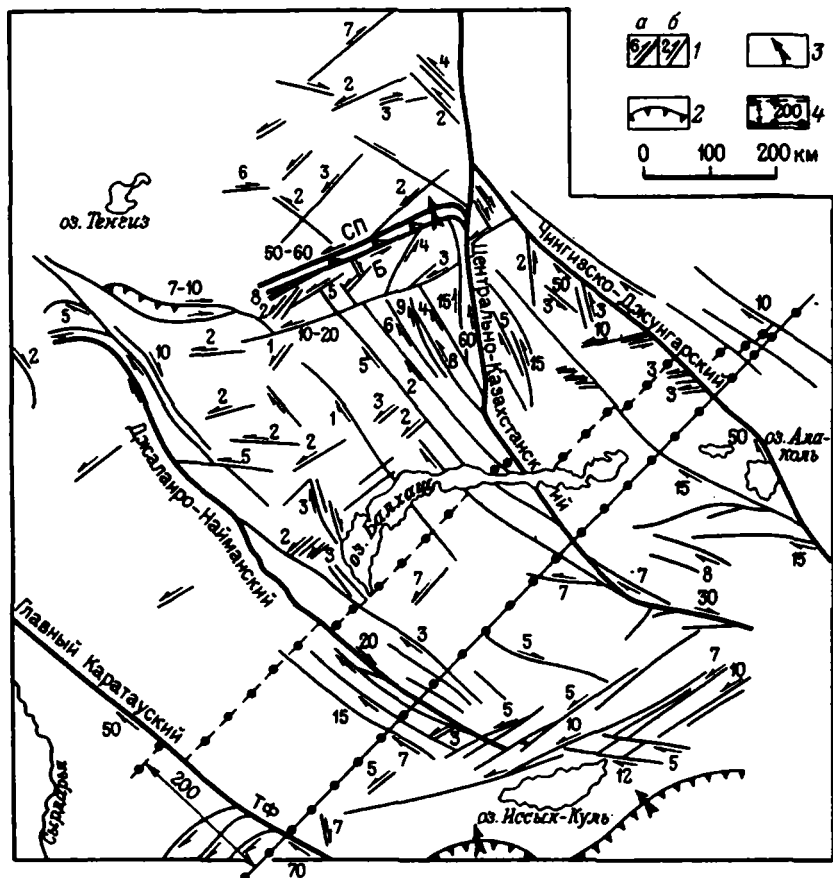


Рис. 32. Поздневарисскийские горизонтальные смещения, валожившиеся на структуру Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала. По Ю.А. Зайцеву, А.Ф. Читалину:

1 - сдвиги (а - крупные, б - малые; цифры - величина смещения в км); 2 - надвиги; 3 - направления надвиговых смещений; 4 - линия для подсчета суммарного горизонтального смещения по правосторонним сдвигам. СП - зона Спасских надвигов; Б - Байдаулетовский сдвиг; ТФ - Талассо-Ферганский сдвиг

возможно, верхний ордовик, т.е. в подобных участках геосинклинальное прогибание с раннего палеозоя до раннего карбона было непрерывным. Стиль структуры здесь несколько иной - развиты главным образом крупные простые линейные складки близширотного и северо-западного (Причингизье) простираний. Часто они осложнены мелкой складчатостью, нарушены разрывами в позднем палеозое, когда проявились наложенные горизонтальные смещения (рис. 32).

Спасский антиклинорий прослеживается по выступам нижнего палео-

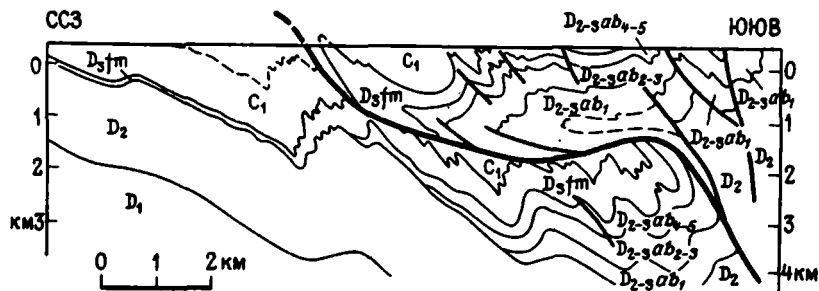


Рис. 33. Геологический разрез через восточную часть Кызылтекинской лежачей складки на северном крыле Спасского антиклинория, правобережье р. Нуры. По О.Е. Беляеву, Ю.А. Зайцеву, А.Ф. Читалину

Жирные линии – разломы; пачки акбастауской свиты ($D_{2-3}ab_{1-5}$)

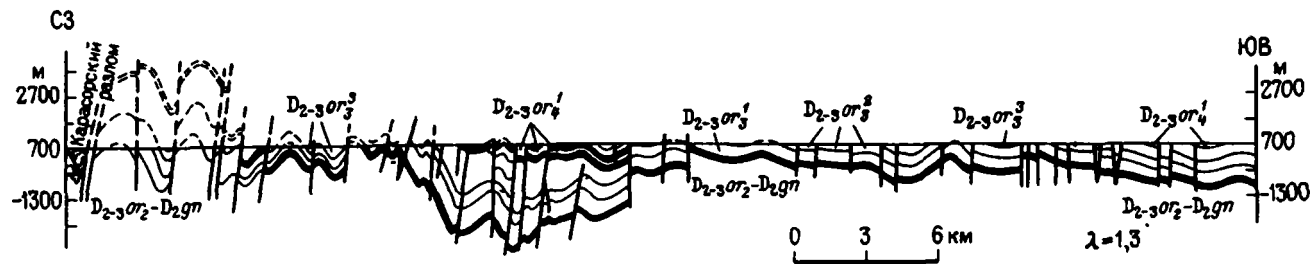


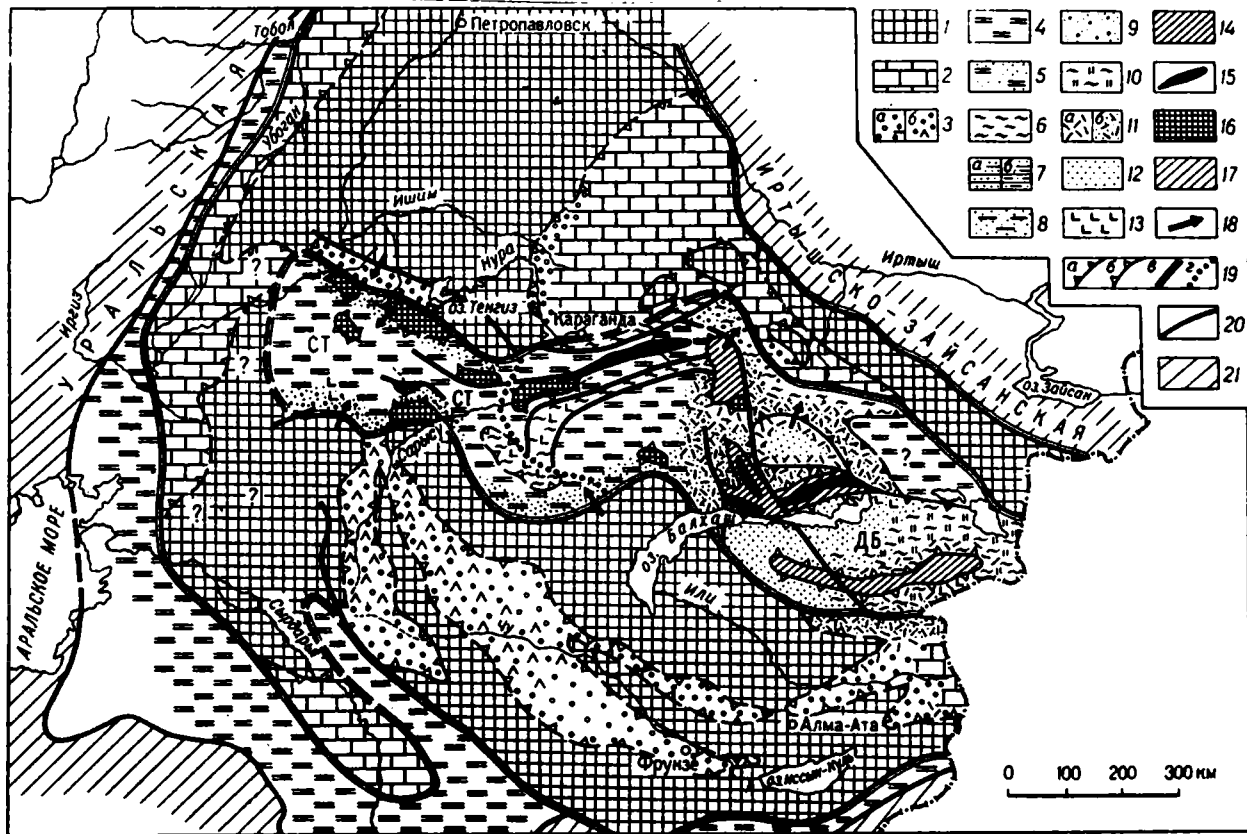
Рис. 34. Складки Карасорского синклинория в вулканогенно-осадочной толще среднего – верхнего девона. По А.Ф. Читалину
Жирными линиями показаны маркирующие горизонты тефрондов; пачки орумбайской ($D_{2-3}or$) и жандарской (D_{2gn}) свит

зою и метаморфических толщ докембрия, низов девона по южной периферии Карагандинского синклинория примерно на 200 км. Он принадлежит к типичным унаследованным антиклинориям, сформировавшимся на месте остаточного массива, который в раннем палеозое и силуре был геантиклинальным поднятием. Здесь четко выражены несогласия в основании нижнего и середине среднего девона. Вдоль северного крыла Спасского антиклинория, по данным Ю.Ф. Кабанова, широко развиты надвиговые структуры, опрокинутые складки; амплитуды горизонтальных перемещений составляют 10–12 км. Складчатые деформации на южном крыле Карагандинского синклинория захватывают толщи верхнего девона и нижнего карбона, т.е. являются заведомо позднепалеозойскими, возможно пермскими, соответствующими саякской складчатости. Часть надвиговых смещений возникла из сорванных крыльев лежащих и опрокинутых антиклинальных складок, вероятно, выжатых из узкой зоны, прилегающей к Байдаулетовскому левостороннему сдвигу (рис. 33). Этот сдвиг ограничивал с севера крупный блок, смещавшийся горизонтально с юга на север по системам правосторонних сдвигов (Центрально-Казахстанскому и др. — см. рис. 32), что отмечалось ранее многими геологами. Следует заметить, что все горизонтальные смещения являются наиболее поздними, усложнившими складчатую структуру геосинклиального овала.

Поля палеотектонических напряжений в центральных частях Нурина синклинория в складках тельбесского комплекса непосредственно южнее Спасского надвигового пояса, по А.Ф. Читалину, свидетельствуют об их образовании (см. рис. 17) в обстановке вертикального сжатия и горизонтального осепоперечного растяжения. Этот вывод весьма важен. Он позволяет заключить — обстановка горизонтального сжатия, несомненно существовавшая на северном крыле Спасского антиклинория, являлась местной, возникшей на границе двух крупных блоков земной коры. Южный блок, включавший ранее сформировавшуюся позднекаледонскую тельбесскую складчатую структуру Нурина синклинория, Тектурмаского и Спасского антиклинориев, представлял собой единое монолитное тело, перемещавшееся к северу (по Байдаулетовскому сдвигу к СВ), что послужило причиной образования Спасского позднепалеозойского пояса надвигов, опрокинутых и лежащих складок.

Карасорский синклинорий представляет собой систему дугообразно изогнутых к северу линейных складок, сложенных средним и верхним девоном до фаменского яруса включительно (рис. 34), которые несогласно перекрыты андезито-базальтами каркаралинской свиты. С севера Карасорский синклинорий ограничен дугообразно изогнутым Карасорским глубинным разломом. По расчетам Ю.В. Юнаковской, в Карасорском синклинории под девонскими толщами отсутствует силур, и они залегают непосредственно на каледонском складчатом комплексе, так же как в Матакском горсте и Спасском антиклинории (О.Е. Беляев и др.). Варисийские складки, по А.Ф. Читалину, образовались здесь в два этапа деформаций — саурской и позднепалеозойской.

В середине Джунгаро-Балхашской системы находится область проявления раннепермской саякской складчатости. Эта часть Джунгаро-Бал-



хашской системы продолжала геосинклинальное развитие в позднем палеозое, когда вокруг нее в области саурской складчатости и на Балхашском массиве происходил интенсивный вулканизм, связанный с Балхашско-Илийским краевым вулканическим поясом. Саякская складчатость привела к формированию поздневарисцийской структуры Северо-Балхашского антиклинория. Складчатая структура не отличается здесь большой сложностью — складки крупные, линейные, крылья весьма крутые (до 50–60°); характерны продольные крутые сбросы, многочисленны сдвиги. Саякский складчатый комплекс несогласно перекрывает вулканическими сериями верхов нижней и верхней перми. К позднепалеозойским структурам также принадлежат Бороталинский синклинорий, Центрально-Джунгарский антиклинорий и Северо-Джунгарский синклинорий. Для Центрально-Джунгарского антиклинория характерны выступы докембрийского фундамента, тельбеёской и саурской несогласия.

Таким образом, Джунгаро-Балхашская варисцийская система имеет очертания замкнутого овала, повсеместно ограничена системами длительно живших дугообразных глубинных разломов. Для нее характерно сочетание различных по происхождению структурных единиц. Это узкие приразломные синклинории, протяженные антиклинории, сопровождающиеся на крыльях значительными надвиговыми смещениями. Совершенно особый тип структур, имеющий большую глубину заложения, представляют антиклинории над мантийными валами. Предполагаются погруженные на разную глубину тектонические блоки докембрийского фундамента, обнаруживающие себя по чрезвычайно простой складчатой структуре с близгоризонтальным зеркалом складчатости (Карасорский синклинорий, участки под Баканасской, Калмакэмельской и Токрауской впадинами, Бороталинский синклинорий).

Весьма своеобразна история развития геосинклинальных прогибов Джунгаро-Балхашской системы в девоне (см. рис. 29, 30), в фаменском

Рис. 35. Палеотектоническая схема фаменского века (использованы данные А.Б. Веймарна и М.В. Мартыновой и др.)

Эпикаледонский срединный массив: 1 — поднятия. Формации: 2 — карбонатная (отчасти терригенно-карбонатная) квазиplatformенная, 3 — маломощная терригенная красноцветная и пестроцветная (а — в виле с углями, б — с эвапоритами). Многогеосинклинальные системы, формации: 4 — карбонатная большой мощности, 5 — карбонатно-терригенная, 6 — кремнисто-карбонатная; 7,а — карбонатно-терригенная большой мощности, морская; 7,б — угленосная паралическая; 8 — пестроцветная угленосная; 9 — терригенная и вулканогенно-терригенная красноцветная. Хемизвегосинклинальная система, формации: 10 — кремнисто-яшмовая, 11 — вулканогенная дацитно-липаритовая, местами наземная (а — лавы, б — туфы и туфопесчанки); 12 — терригенная, 13 — базальты. Поднятия: 14 — новообразованные, 15 — над мантийными валами, 16 — в многогеосинклинальной системе; 17 — область проявления саурской складчатости в среднем виле; 18 — направление сноса обломочного материала; 19 — границы (а — погруженных остаточных массивов, б — поднятий и прогибов, в — эпикаледонского массива и геосинклиналей, г — условная между Сарысу-Тенизской и Джунгаро-Балхашской геосинклинальными системами); 20 — глубинные разломы; 21 — линейные геосинклинальные области. СТ — Сарысу-Тенизская многогеосинклинальная система; ДБ — Джунгаро-Балхашская остаточная система

веке и карбоне (рис. 35, 36). В это время вулканизм сосредоточен в областях, окружавших геосинклинальные прогибы, или находится в их периферических частях, что приводит к накоплению главным образом вулканогенно-осадочных и отчасти вулканических дацитово-липаритовых толщ значительной мощности (более 6000 м). Характерно существование в центральной части Джунгаро-Балхашской системы длительно развивавшегося, но эпизодически проявлявшегося поднятия на месте Северо-Балхашского антиклинория (с позднего ордовика до конца карбона). Особенно примечательна картина в фаменском веке (см. рис. 35), когда в центре геосинклинали существовало поднятие, обрамляемое прогибами с пестроцветным осадконакоплением, а вне геосинклинального прогиба на Казахстанско-Тяньшаньском срединном массиве, Чингиз-Тарбагатайском поднятии, в многогеосинклинальных прогибах происходило морское карбонатное осадконакопление. Геосинклиналь значительно уменьшилась в размерах после саурской складчатости.

В варисийской эре сохранялась тенденция к сокращению геосинклинального Казахстанско-Тяньшаньского овала в связи с тельбесской, саурской, саякской складчатостями, последующей миграцией орогенеза и гранитоидного магматизма. Происходит центростремительное смещение вулканических поясов, однако последние намечают также попятные тенденции в развитии геосинклинального овала, "тепловую агрессию" геосинклинали, приводящую к тектоно-магматической активизации ранее консолидированных площадей (в раннем девоне и позднем палеозое, особенно в перми). Она выражается в интенсивных глыбовых движениях, появлении многочисленных орогенных гранитных интрузий, удаленных от геосинклинальной области очагов вулканизма.

Сарысу-Тенизская многогеосинклинальная глыбово-складчатая система

Сарысу-Тенизская система глыбовых складок занимает особое положение в Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной области. Во-первых, она целиком располагается на ранее консолидированных каледонских складчатых структурах, будучи наложена на них поперек под углом до $70-90^\circ$. На это явление давно уже обратил внимание как на "пересечение складчатостей" Н.Г. Кассин. Сарысу-Тенизская система закладывается в относительно неширокой (280 км) полосе на северо-западном продолжении Джунгаро-Балхашской системы. Во-вторых, в своем развитии она тесно связана с Джунгаро-Балхашской и вместе с ее северо-западной частью в позднем девоне и раннем карбоне составляет единую систему многогеосинклинальных прогибов [17]. Резкое увеличение мощностей карбонатной формации (в 5-6 раз), изменение фаций и характера структуры (глыбовая линейная складчатость), сопряженность тектонических движений с таковыми в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе, единство наиболее крупных зон разломов в ограничениях Сарысу-Тенизской и Джунгаро-Балхашской систем — все это, вместе взятое, заставляет обособлять Сарысу-Тенизскую систему глыбовых складок (табл. 8), противопостав-

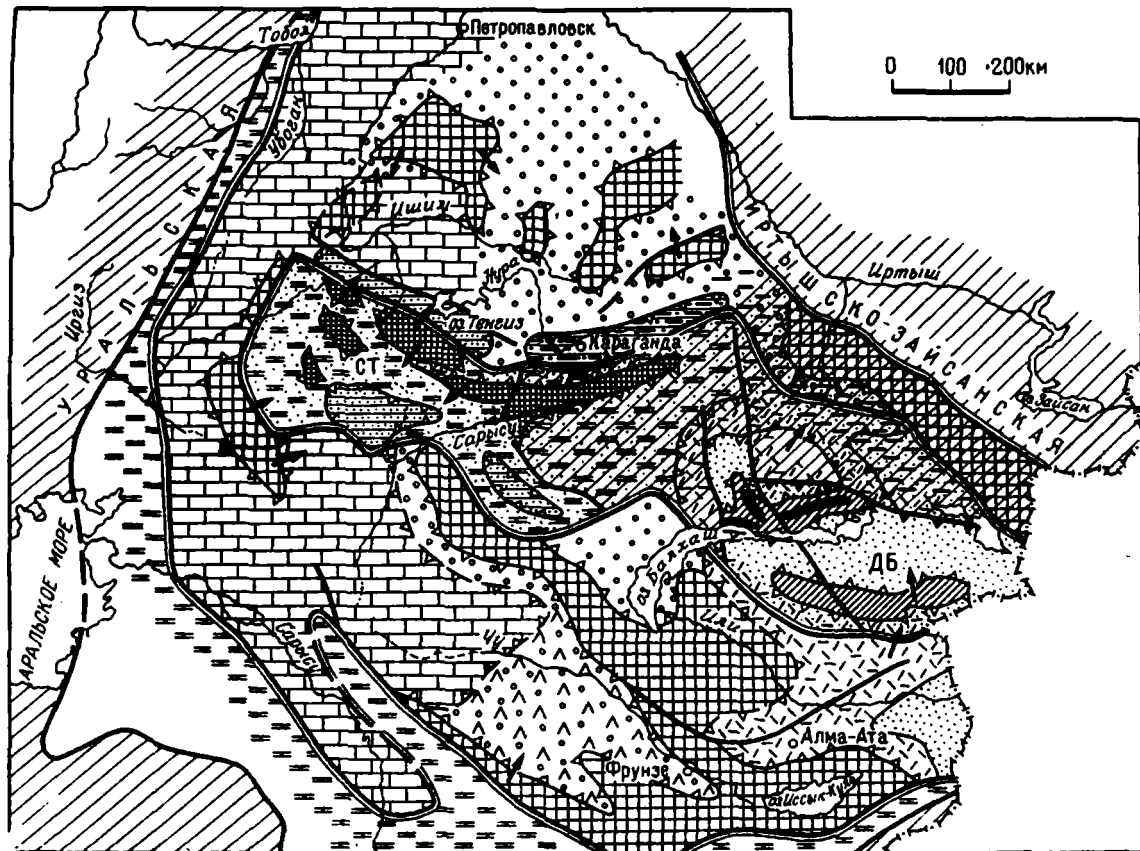


Рис. 36. Палеотектоническая схема раннего-среднего вize. По сводкам Н.В. Литвинович, М.С. Быковой, В.И. Власова, А.Б. Ли и др. [13, 14]

Условные обозначения см. на рис. 35

Корреляция тектонических движений Джуигаро-Балхашской и Сарысу-Тенизской геосинклинальных складчатых систем

Период	Эпоха, век	Джуигаро-Балхашская варисийская геосинклиналь		Сарысу-Тенизская варисийская геосинклиналь		Тенизская и Джезказганская эпокаледонские внутренние впадины		
		Остаточный прогиб	Окраинные поднятия	Поднятия (Кирейское и др.)	Прогибы			
Пермский	Поздняя	Относительные опускания, наземный вулканизм	Саякское несогласие	Устойчивые поднятия, временная наземный вулканизм	Устойчивое поднятие	Устойчивое поднятие		
	Ранняя						Устойчивое прогибание	
Камешоугольская	Поздняя	Относительные опускания, прерываемые кратковременными поднятиями	Саурское несогласие	Устойчивые поднятия, временная наземный вулканизм	Устойчивое поднятие	Относительное поднятие		
	Средняя						Относительное поднятие	
	Ранняя							s
								v
t	Устойчивое поднятие							
Девонский		Поздняя	Устойчивое прогибание	Прогибание, прерываемое кратковременными поднятиями	Относительные поднятия	Устойчивое поднятие		
Средняя	Прогибание	Устойчивое прогибание						
Ранняя							Устойчивое поднятие	Поднятие, перерыв
		Прогибание	Прогибание					

лять ее соседним областям эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива – Тенизской и Джезказганской впадинам. Как миогеосинклинальная система она возникает в фаменском веке, унаследовав заложившиеся в середине девона дейтероорогенные впадины.

Южная граница Сарысу-Тенизской системы отвечает положению широтного Теректинского глубинного разлома, поворачивающего к юго-востоку и сливающегося с северо-восточным разломом Джалаиро-Найман-

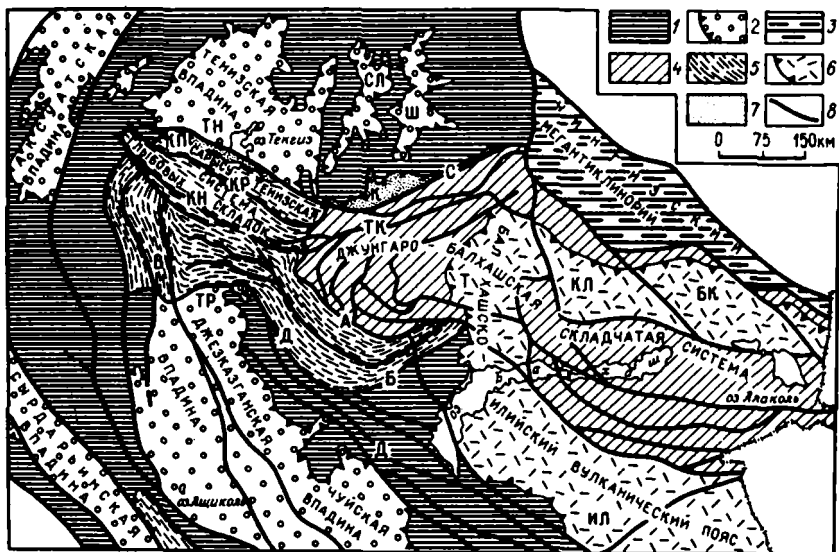


Рис. 37. Положение многоэпиклиналиной Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок и ее соотношение с Джунгаро-Балхашской варисийской системой

Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив: 1 – область каледонской складчатости, 2 – наложенные внутренние впадины эпикаледонского квази-платформенного чехла, 3 – область каледонид, испытавшая интенсивную варисийскую тектоно-магматическую переработку; 4 – Джунгаро-Балхашская варисийская система; 5 – Сарысу-Тенизская многоэпиклиналиная глыбово-складчатая система; 6 – Балхашско-Илийский позднепалеозойский краевой вулканический пояс. Вулканические впадины: Т – Токрауская, ИЛ – Илийская, КЛ – Калмакэмьельская, БК – Баканасская, СЛ – Селетинская, Ш – Шидертинская; 7 – малые краевые прогибы (К – Карагандинский, КП – Кипшакский); 8 – глубинные разломы: ТН – Тенизский, КР – Кирейский, КН – Каиндинский, ТР – Теректинский, Д – Джалаир-Найманская зона, Б – Булаттауский, А – Атасуыйский, С – Спасский, ТК – Тектур-масский, В – Восточно-Улутауский

ской зоны (рис. 37). Эта граница у гор Булаттау испытывает резкий поворот и следует на северо-восток вдоль Булаттауского глубинного разлома. Северная граница Сарысу-Тенизской системы соответствует положению Кирейского глубинного разлома. Южная и северная границы близко совпадают с полосой замещения морских карбонатных фаций красноцветными толщами в фаменском ярусе. Сарысу-Тенизская система должна быть разделена на три части или сегменты (рис. 38). Для северной Кирейско-Соналинской части характерны наиболее широкие и протяженные линейные глыбовые складки (горст-антиклинали и грабен-синклинали), в южной, Теректинской, преобладают близширотные глыбовые складки, в юго-восточной Приатасуыйской части распространены главным образом брахискладки и линейные приразломные складки.

Глыбовые дислокации северного Кирейско-Соналинского сегмента

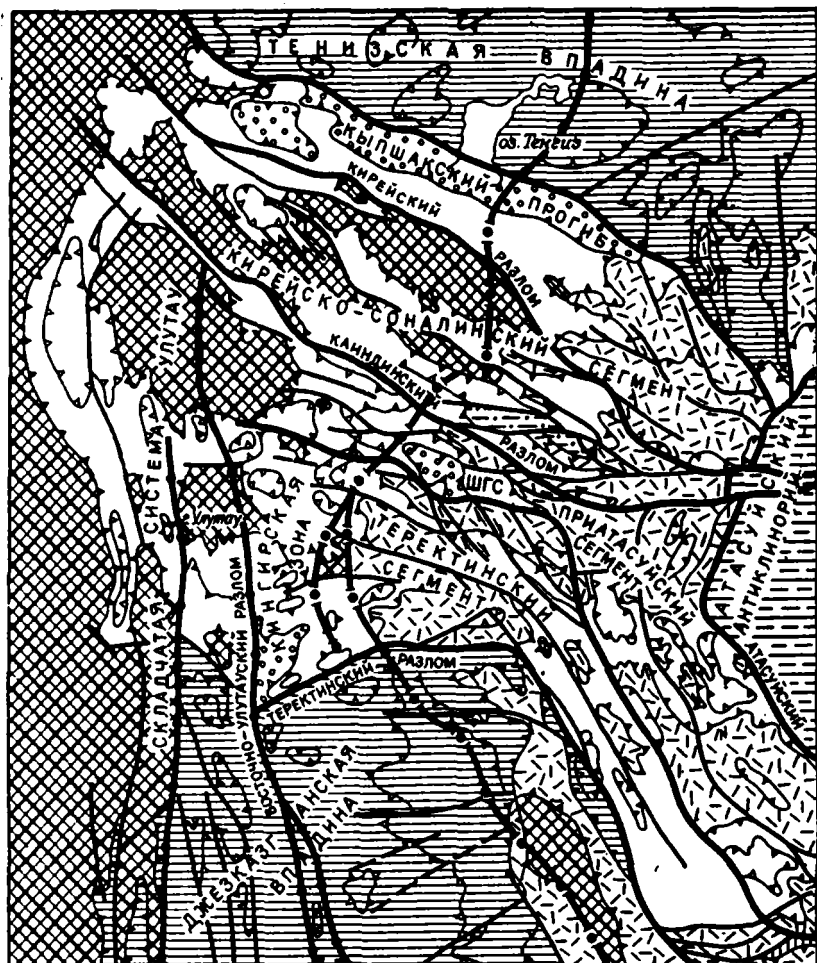


Рис. 38. Тектоническая схема Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок и ее обрамления:

1 — каледонский фундамент, включающий докембрийские складчатые комплексы и массивы гранитоидов; 2 — северо-восточная часть Джунгаро-Балхашской системы — позднекаледонский тельбесский и ранневарисийский саурский складчатые комплексы; Сарысу-Тенизская система глыбовых складок: 3 — терригенные серии силура; 4 — липарито-дацитовые и андезито-базальтовые серии нижнего — среднего девона — образования девонского краевого вулканического пояса, включает массивы комагматичных гранитов; 5 — поздневарисийский складчатый комплекс — многоосинклиальная карбонатная и карбонатно-терригенная формация фамена — нижнего

карбона и подстилающие их орогенные молассовые формации среднего – верхнего девона; б – позднепалеозойские молассы; 7 – квазиplatformенный чехол эпикаледонского срединного массива; 8 – наиболее крупные разломы (а – преимущественно варисийские, б – преимущественно докембрийского и каледонского развития, в – те же, по геофизическим данным); 9 – разрывные нарушения (а – сбросы и взбросы, б – правые сдвиги); 10 – границы несогласия. ШГС – Шубаркульская грабен-синклиналь

наиболее далеко уходят на запад, полностью пересекая меридиональный ствол линейных складок Улутауского антиклинория. Эти соотношения хорошо видны в обрамлении узкого Каиндинского грабена, заполненного толщами девона и нижнего карбона. Линейные глыбовые складки и разломы Кирейско-Соналинского сегмента прослеживаются на юго-восток до Сарысуйского разлома (см. рис. 38) и западного окончания Спасского глубинного разлома, протягивающегося сюда с востока по южному обрамлению Карагандинского синклинория. Каиндинский глубинный разлом на востоке Сарысу-Тенизской системы соединяется с близширотным Центрально-Атасуйским, пересекающим Атасуйский антиклинорий поперек на северную и южную части. В свою очередь Центрально-Атасуйский разлом прямо продолжается Тектурмасским глубинным разломом. Таким образом, устанавливается прямая структурная связь севера Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок с близширотными структурными элементами южного обрамления Карагандинского синклинория. К югу от Каиндинского разлома, как это установлено В.Н. Завражновым, отсутствует силур, широко развитый севернее. Другая особенность северного сегмента – широкое проявление андезито-базальтового вулканизма в среднем девоне – франском веке.

Теректинский сегмент имеет уже иные структурные связи. Здесь разломы образуют широкий, расходящийся к западу пучок. К востоку они изменяют простирания до юго-восточных, сближаются и соединяются с крупными разрывами системы Джалаиро-Найманских разломов, образуя структурный рисунок типа "конского хвоста" и изгибы в виде хоккейных клюшек. В центральной и восточной частях Теректинского сегмента известен ряд правосторонних сдвигов со смещением до 5–6 км. Для части широтных разрывов, ограничивающих глыбовые складки, установлены взбросовые смещения. Таким образом, структурный парагенез глыбовых складок, взбросов и сбросов, правосдвиговых перемещений (структура "конского хвоста") существенно иной по сравнению с севером Сарысу-Тенизской системы (см. рис. 38). Устанавливается связь глыбовых складок и взбросов Теректинского сегмента с крайними северо-восточными разломами Джалаиро-Найманской системы, обладающими правосдвиговыми смещениями. Активными являлись юго-западные крылья сдвигов, что легко заключить, видя их соотношения с сопряженными взбросами и структурой других сегментов Сарысу – Тенизской системы. Суммарные горизонтальные смещения по ним составляют 10–15 км.

Юго-восточный Приатасуйский сегмент имеет очертания треугольника, вершина которого находится на западе под Шубаркульской грабен-синклиналью, а основание — у Сарысу-Тенизского разлома, ограничивающего с востока Сарысу-Тенизскую систему. Складки здесь представлены дугообразно изгибающимися линейными синклиналями и брахисинклиналями в соответствии с древним каледонским структурным планом, унаследованным здесь в варисцидской эре. Варисцидские дислокации южнее прямо продолжаются в складки Жайльминской синклинали. Приатасуйская часть Сарысу-Тенизской системы, таким образом, представляет собой совершенно отличный структурный элемент — ту ее часть, которая была не затронута северо-западными и широтными девонскими и позднепалеозойскими глыбовыми дислокациями.

Автор еще в 1957 г. обратил внимание на расположение Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок во "входящем углу", образованном границей каледонид и варисцид Казахстана, отметив связь сарысу-тенизских разрывов с системами джалаиро-найманских разрывов и Спасского разлома. Из рис. 37 видно, что Сарысу-Тенизская система глыбовых складок находится на простирании северо-западной длинной оси геосинклинального овала, сохранившегося в варисцидской эре в виде остаточной Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Ось овала коленаобразно изгибается, как бы приспособляясь к системам разломов в ограничениях варисцид. Северо-западные простирания варисцидских складок и разломов появляются вначале в виде грабен-синклиналей Актау-Моинтинского антиклинория, но далее к западу складки и разломы вновь наследуют каледонский дугообразный структурный план. Таким образом, на всем протяжении рассматриваемой полосы варисцид, от Жамансарысу-Тенизского синклинория и Актау-Моинтинского антиклинория вплоть до Улутау на западе, попеременно меняется, одновременно сосуществуя, унаследованный дугообразный и новообразованный наложенный более молодой северо-западный структурные планы. Северо-западный структурный план Сарысу-Тенизской системы возник, как отмечалось выше, в среднем девоне одновременно с тельбесской складчатостью на северо-западе Джунгаро-Балхашской геосинклинали (см. рис. 30); в фаменском веке он был выражен интенсивным опусканием в осевой части Сарысу-Тенизской системы (см. рис. 35) и сохранялся далее до конца палеозоя. Для всей полосы варисцидских геосинклиналей следует предполагать единство глубинных причин тектогенеза, проявленного в ее разных частях по-разному.

Устанавливаемая аксиальная связь структурно-фациальных варисцидских систем заставляет считать, что глубинные энергетические источники, послужившие причиной тектогенеза в Джунгаро-Балхашской остаточной геосинклинали, а также приведшие к деформации ранее консолидированной земной коры Сарысу-Тенизской системы, были едиными. Вдоль своей оси к северо-западу Сарысу-Тенизская многогеосинклиналь постепенно вырождалась — исчезали северо-западные дискордантные разломы и глыбовые складки, интенсивность деформаций и вертикальных движений становилась все меньшей, но все большую роль приобретали унаследованные структурные элементы.

Характерной чертой Казахстанско-Тяньшаньской складчатой области является блоковое строение земной коры. Большая часть разломов, разделяющих блоки коры, принадлежит к категории *глубинных*. Особенности геологической истории отдельных структурных элементов палеозоид — их унаследованное развитие или, наоборот, резко несогласное наложение на предшествующую более древнюю структуру — определяются жизнью *глубинных разломов*. Как показывает анализ эволюции структуры палеозоид Казахстана, *глубинные разломы* являются наиболее консервативными ее элементами. Некоторые из них проявляют себя постоянно в течение нескольких тектонических эр, движения по другим возобновляются эпизодически, разделяясь эпохами тектонического покоя.

Анализ пространственного положения, конфигурации *глубинных разломов*, разрывов в верхних частях земной коры привел автора к выводу о существовании в палеозоидах Казахстана закономерно располагающихся систем трещин и крупных разломов, образующих относительно правильную сетку. Эти разрывы обладают северо-западными и северо-восточными, меридиональными и широтными простираниями, закономерно расположены по отношению к странам света, группируясь в диагональные и ортогональные системы. Наиболее протяженные и крупные *глубинные разломы* четко дугообразны, образуют системы дуг, отвечающих генеральному структурному плану Казахстанско-Тяньшаньского овала (рис. 39). Дугообразные разломы отчетливо приспособлены к диагональным и ортогональным системам трещиноватости. Так как дугообразные разломы разделяют различные структурно-фациальные раннегеосинклинальные зоны, следует признать большую древность и постоянство во времени диагональных и ортогональных систем. Независимость от конкретных тектонических обстановок в течение длительного времени, единство направлений в разных частях палеозоид позволяют считать их принадлежащими к планетарной сети тектонической трещиноватости, или линейментной регматической сети, как ее назвал Р. Зондер.

Планетарная (регматическая) сетка разломов и глубинные разделы тектонических мегаблоков земной коры

Характерная черта разрывов сетки планетарной трещиноватости — постоянство их направлений в разновозрастных складчатых системах (от докембрийских до позднепалеозойских).

Среди разломов, принадлежащих планетарной (регматической) сетке, преобладают следующие направления: 1) широтное (аз. пр. $265-275^\circ$); 2) меридиональное (аз. пр. $355-5^\circ$); 3) северо-восточное (аз. пр. $35-40^\circ$) и северо-западное (аз. пр. $310-320^\circ$). Морфолого-кинематические типы этих разломов различны, хотя главная их черта — близвертикальное положение сместителей; это — сбросы, взбросы и сдвиги. Для многих разломов

устанавливаются различная интенсивность и характер смещений в разное время их жизни. Так, сбросы могут впоследствии стать сдвигами, превратиться в раздвиги. У широтных и близширотных разломов могут возникать надвиги. Вероятно предположение, что разломы планетарной сетки изначально возникли как сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги.

Размеры разломов планетарной сетки различны: от трещин с малыми смещениями до протяженных разрывов в несколько сотен километров с заметными смещениями. Судя по тем участкам, где сеть разломов была наименее преобразована, их протяженность обычно составляет от первых десятков до одной-полутора сотен километров, а вертикальные смещения — максимально первые километры. В то же время существуют гигантские глубинные разломы протяженностью до 1000 км, принадлежащие планетарной сетке. Эти разломы разделяют земную кору и, вероятно, всю литосферу Казахстанско-Тяньшаньской области на крупные блоки (рис. 40). В этих блоках степень насыщения малыми разрывами планетарной сети резко различна. Да и сам характер сетки планетарной трещиноватости также различается — в одних блоках преобладают разрывные нарушения какого-то одного диагонального направления (северо-западного или северо-восточного), в других — разрывы обоих диагональных направлений. Также по-разному в различных блоках ведут себя и ортогональные разрывы. Каждый из выделенных блоков отличается характером регматической сетки — плотностью, ориентировкой разрывов, их равной представительностью или, наоборот, преобладанием разрывов каких-то одних направлений. Обращает на себя внимание близкое соответствие рассматриваемых блоков подобным блокам, выделенным по региональным геофизическим полям [14].

Наиболее характерной регматической сеткой обладает Целиноградский блок, ограниченный на западе Александровско-Дороговским и Новочеркасским, а на востоке Центрально-Казахстанским разломами. Здесь равно распространены диагональные и ортогональные разрывы. Часть из них весьма невелика, другие, крупнее, развивались длительно, конседиментационно. Особенно четко как конседиментационные в девоне были прояв-

Рис. 39. Схема разломов казахстанско-тяньшаньских палеозоид:

1 — глубинные и отдельные наиболее крупные разломы Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала, заложенные в разное время (*a* — в раннем протерозое и унаследованные в позднем протерозое и палеозое; *b* — в кембрии и частично в конце позднего протерозоя; *c* — в позднем ордовике и силуре; *z* — в девоне); 2 — крупные раздвиги земной коры, возникшие в Казахстанско-Тяньшаньском геосинклинальном овале в начале кембрия, в Зайсанской системе в конце ордовика (?); 3 — глубинные разломы обрамления Уральской, Южно-Тяньшаньской и Иртышско-Зайсанской линейных геосинклинальных областей; 4 — второстепенные разрывные нарушения, принадлежащие планетарной (регматической) сетке разломов; 5 — граничные глубинные разделы мегаблоков земной коры (литосферы?); 6 — пояс наиболее широкого проявления правосдвиговых смещений в поздней перми — триасе; 7 — сдвиговые смещения; 8 — надвиговые смещения (*a* — установленные, *b* — предполагаемые)

лены северо-западные, северо-восточные и меридиональные разломы на западном склоне и на востоке гряд Ерментау, а также восточнее в обрамлении силурийско-девонской Шидертинской внутренней впадины (см. рис. 29). Некоторые меридиональные разломы, по М.П. Щебуняеву, разделяют участки различной металлогенической специализации. Движения по диагональным разломам в различных частях Целиноградского мегаблока приводили к появлению соответствующих по направлению глыбовых складок в толщах девона и карбона, явлению "перекрестной" складчатости на стыке горных гряд Нияз и Ерментау. Широтные разломы преобладают в Петропавловском, Кочетавском, Целиноградском мегаблоках; широтные и северо-восточные — в Иртышско-Зайсанском, северо-восточные — в Восточно-Тяньшаньском и т. д. (см. рис. 39, 40).

Разделы тектонических мегаблоков — наиболее крупные глубинные разломы, пересекающие земную кору и, возможно, всю литосферу. Несомненна их связь с сеткой планетарной трещиноватости и приспособление к ним структуры геосинклинального палеозойского овала. Подобные глубинные разломы в одних случаях секут границы структурно-фациальных зон и разновозрастных складчатых систем, в других случаях определяют их положение. К таким разломам принадлежат, например, Центрально-Казахстанский, Кызыловско-Серебрянский, продолжающийся в Спасский глубинный разлом, и другие. Тектонические блоки, разделяемые разломами рассматриваемого типа, обладают различным внутренним строением и историей развития, в отдельных случаях различаются мощностью земной коры (например, Центрально-Казахстанский мегаблок имеет максимальную для палеозойца мощность 55 км).

На западе палеозойца крупнейшими разломами являются Главный Каратауский, Амангельдинский, Жаманшинско-Ишимский (Марьевский); Центрально-Тургайский. По геофизическим данным (ГСЗ, гравимагнитным) все они прослеживаются до глубины в 40–50 км, обладают близвертикальным (80–90°) положением сместителей [44]. Перечисленные разломы ограничивают мегаблоки коры, сложенные главным образом докембрийскими и каледонскими складчатыми комплексами (см. рис. 40). Джалаиро-Найманские глубинные разломы, разделяющие Джезказганско-Киргизский (Бетпақдалинский) и Балхашский мегаблоки, падают на запад под углом в 60° и прослеживаются по ГСЗ на глубину в 50 км. Александровско-Дороговский и его южное продолжение Новочеркасский разломы близвертикальны, по ним возможны поздние левосдвиговые смещения, они, несомненно, приспособлены к регматической сети. Целиноградский разлом падает к западу под углом в 75°, пересекает границу Мохоровичича на глубине 40 км.

Центрально-Казахстанский разлом выражен четкой градиентной зоной в поле силы тяжести. По В.Н. Любецкому, он пересекает всю земную кору, характеризуется близвертикальным сместителем [44]. Центрально-Казахстанский разлом пересекает границы областей разновозрастной складчатости, ограничивает с востока Целиноградский и Центрально-Казахстанский мегаблоки (см. рис. 40), на севере является сбросом, в южной части — правосторонним сдвигом с амплитудой смещений от 15 до



Рис. 40. Схема расположения глубинных мегаблоков земной коры (литосферы?) в палеозоидах Казахстана и сопредельных территорий

Мегаблоки земной коры (литосферы), сложенные: 1 – преимущественно докембрийскими складчатыми комплексами (К – Кокчетавский, Кр – Каракумский, Тр – Таримский); 2 – докембрийскими и каледонскими складчатыми комплексами (П – Петропавловский, ТК – Тургайско-Кураминский, Т – Тенизский, ДК – Джезказганско-Киргизский (Бетпакдалинский), Ц – Целиноградский, Б – Балхашский, ВТ – Восточно-Тяньшанский); 3 – главным образом варисийскими складчатыми комплексами (ВУ – Восточно-Уральский, КЗ – Кызылкумский, СТ – Сарысу-Тенизский, ЦК – Центрально-Казакстанский, Д – Джунгарский, ИЗ – Иртышско-Зайсанский); 4 – варисийскими и каледонскими складчатыми комплексами, испытавшими значительную тектоно-магматическую переработку (ЧТ – Чингиз-Тарбагатайский, ГА – Горно-Алтайский); 5 – глубинные разделы мегаблоков – разломы и системы разломов (цифры в кружках): 1 – Главный Уральский, 2 – Челябинский, 3 – Центрально-Тургайский, 4 – Жаманшино-Ишимский, 5 – Амангельдинский, 6 – Ново-Крошадатский, 7 – Новочеркасский, 8 – Александровско-Дороговский, 9 – Тенизский, 10 – Теректинский, 11 – Казалинский, 12 – Урало-Тяньшанский, 13 – Главный Каратауский, 14 – Северо-Кызылкумский, 15 – Джалаиро-Найманская система, 16 – Спасский, 17 – Булаттауский, 18 – Бектауатинский, 19 – Центрально-Казакстанский, 20 – Калба-Чигизский, 21 – Кызыловско-Серебрянский, 22 – Кара-Иртышский, 23 – Калмакэмельский, 24 – Коунрад-Борлинский (Южно-Дунгарский), 25 – Алтынэмельский, 26 – Талассо-Ферганский

50 км по различным оценкам. Южно-Джунгарский и являющийся его продолжением к северо-западу Коунрад-Борлинский разломы определяют северо-восточную границу Балхашского мегаблока. Они выражены зоной высоких градиентов поля силы тяжести. По ГСЗ этот глубинный раздел прослеживается на 40–55 км и смещает границу Мохоровичича. Из широт-

ных и близширотных глубинных разломов особенно разительной пример представляет собой Кызыловско-Серебрянский разлом, пересекающий на востоке структурно-фациальные зоны Рудного Алтая, прослеженный В.Н. Любецким по геофизическим данным под варисийскими структурами Иртышско-Зайсанской системы [44]. На его западном продолжении в южном обрамлении Карагадинского синклинория находится Байдаулетовский глубинный разлом.

Спасская зона разломов представляет собой полосу надвигов и опрокинутых складок вблизи поверхности, сменяющихся на глубину крупным разломом, падающим к югу под углом в $60-70^\circ$ (Байдаулетовский сдвиг. Этот разлом смещает границу Мохоровичича на глубине примерно в 40—45 км. По Байдаулетовскому разлому устанавливается левосдвиговое смещение, величина которого пока достоверно не установлена и предполагается в 50—60 км (см. рис. 32). Другими близширотными и северо-западными разломами являются разломы в ограничении Сарысу-Тенизского мегаблока — Тенизский и Теректинский (см. рис. 40). Юго-восточнее их к такой же категории разломов относятся Булаттауский и Калмакэмельский. Все эти разломы выражены градиентными зонами в поле силы тяжести, прослеживаются до глубины 35—40 км. Перечисленные разломы принадлежат к категории глубинных — разделяют участки различного строения, контролируют расположение поясов гранитных массивов, проявляются как конседиментационные.

Заканчивая рассмотрение систем разломов планетарной (регматической) сети, следует отметить их главные особенности.

1. Все разделы мегаблоков коры (может быть литосферы) существовали на протяжении всей геологической истории палеозойца независимо от палеозойского геосинклинального овала, являясь самыми крупными элементами регматической сети. Геосинклинальные глубинные разломы и разделяемые ими структурно-фациальные зоны палеозойца в значительной степени приспособлены к глубинным разделам мегаблоков. Но последние оказываются более длительно живущими, пересекают границы структурно-фациальных зон и разновозрастных складчатых систем.

2. Системы трещин и разрывных нарушений закономерно расположены относительно стран света и независимы в своей ориентировке от положения в данной геосинклинальной складчатой системе, срединном массиве, т.е. являются проходящими.

3. Подавляющая часть разломов принадлежит близвертикальным сбросам и сдвигам, часть — к небольшим раздвигам (заполнение дайковыми и жильными телами).

4. Многие разломы являются конседиментационными, развивавшимися длительно. В разное время активные движения — вертикальные, горизонтальные сдвиговые — были связаны или с какими-то одними, или с сопряженными разноориентированными системами.

Глубинные разломы Казахского карельско-исседонского геосинклинального овала

Положение структурных зон, разновозрастных геосинклинальных комплексов фундамента палеозойского подчинено концентрически-зональному структурному плану, подчеркнутому расположением остаточных архейских срединных массивов (см. рис. 3). В тех участках, где структура Казахского карельско-исседонского геосинклинального овала выступает на поверхность (Улутау, Кокчетавский регион и др.), устанавливается, что все главнейшие тектонические элементы его сочленяются по крупным разломам. Там, где докембрийская структура скрыта под палеозоем, положение крупнейших разломов предполагается путем их прослеживания по геофизическим данным из обнаженных участков в закрытые. Таким образом, выполнена реконструкция общей структуры докембрийского фундамента. Далее, очевидно, можно исходить из предположения, что все главнейшие элементы допозднерифейской структуры были разделены крупными разломами, так, как это установлено в ее обнаженной части.

Наиболее обоснованы подобные предположения для территории Северного Казахстана, где глубинные разломы (Атансорский, Новокронштадтский и параллельные им) образуют четкий дугообразный разворот, обращенный выпуклостью к северу и северо-востоку (см. рис. 3, 4, 39). Новокронштадтский и Атансорский разломы ограничивают Кокчетавско-Ниязский остаточный древний массив, другие параллельные им разломы разделяют отдельные синклинии и антиклинии в докембрийской структуре. Такие же дугообразные разломы существуют под Тенизской впадиной. В южной части карельско-исседонского геосинклинального овала в Северном Тянь-Шане нет дугообразного разворота, подобного северному. Здесь все разломы обладают близширотным простиранием, приспособлены к ограничениям Таримского платформенного и Балхашского остаточного массивов. Древние разломы Тянь-Шаня (Южно-Кеминский, Центрально-Терскейский, линия Николаева) разделяют блоки фундамента, различающиеся по строению и составу слагающих их толщ, как это установлено В.Г. Королевым, Л.Н. Бельковой, В.П. Огневым и другими.

По существу, все разломы древнего Казахского овала были унаследованы в палеозое, несмотря на то, что новообразованный позднерифейско-палеозойский структурный план был иным. Даже там, где вновь образовавшиеся разломы палеозоя пересекали древние глубинные разломы почти под прямым углом, последние все-таки проявляли себя в раннегеосинклинальной стадии (см. рис. 24), а многие и значительно позже — в среднем палеозое после происшедшей здесь раннекаледонской складчатости, разделяя участки с различным осадконакоплением в турнейском и визейском веках. Это означает, что заложенные в раннем докембрии разломы были в дальнейшем законсервированы, предопределяли в земной коре латеральные, долгое время сохранявшиеся неоднородности.

Глубинные разломы Казахстанско-Тяньшаньского позднебайкальско-палеозойского геосинклинального овала

Глубинные разломы Казахстанско-Тяньшаньского овала образуют гигантские дуги во внешней Кокчетавско-Каратауской системе (см. рис. 11, 39). Эти дуги выпуклостью обращены к северо-западу, западу, юго-западу и югу. Максимальный радиус их кривизны составляет около 800–1000 км; часть этих разломов унаследована от раннекаледонско-исседонского овала. Во внутренних частях Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала значительная часть разломов новообразована, хотя имеются и унаследованные разломы. Радиус дуг разломов здесь уже меньше, составляет около 500–600 км. Область новообразованных разломов представляет собой относительно широкий пояс, примерно совпадающий с положением внешней границы эвгеосинклинальной каледонской системы (см. рис. 39, 20, 21, 24). Концентрические системы разломов Казахстанско-Тяньшаньского палеозойского овала здесь наложены резко дискордантно на протерозойскую структуру; местами разломы древнего и молодого палеозойского овалов пересекаются почти под прямыми углами, что наиболее четко устанавливается в Северном Казахстане (см. рис. 20 и 39).

К близкоконцентрической системе новообразованных разломов принадлежат Александровско-Дороговский, Целиноградский разломы в ограничениях Селетинского синклинория, Ишкеольмесского, Ерментау-Ниязского, Бошекульского и Майкаин-Алкамергенского антиклинориев, возможно, также разломы Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Несмотря на дуговые очертания, разломы приспособлены к регматической сети, наследуют ее направления (долготные и диагональные), что наиболее хорошо видно в Целиноградском мегаблоке, в частности в ограничениях Селетинского синклинория, Ишкеольмесского, и Ерментау-Ниязского антиклинориев. Практически все разломы субконцентрической системы в центре Казахстанско-Тяньшаньского овала образованы в каледонской эре. Наиболее четко дугообразное строение выражено в северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы в Атайсуйско-Успенском регионе, в структуре Жамансарысуйского синклинория. Все глубинные разломы и сопровождающие их частные разрывы конформны каледонской и варисийской складчатой структуре. Вместе с разломами Чингиза, их продолжения в южном и северном обрамлении Карагандинского синклинория, разломы Атаасуйско-Успенского региона образуют широкие дуги. Большая часть этих разломов имеет крутое положение сместителей (80–90°). Радиус дуг составляет не более 200 км. Глубина проникновения разломов концентрической системы неодинакова – или они пересекают всю земную кору, или только ее часть? [44].

Глубинные разломы Казахстанско-Тяньшаньского овала в подавляющем большинстве принадлежат сбросам и взбросам [44], на начальной стадии развития многие из них обладали раздвиговыми смещениями. Специальная работа по типизации глубинных разломов была проделана

А.И. Суворовым, выделившим глубинные взбросы, сбросы, сдвиги, надвиги и разломы комбинированных смещений. Следует заметить, что для большинства разломов им указываются умеренные горизонтальные смещения (10–20 км). Гигантские смещения в 120–150 км для Кронштадтского (Акканбурлукского), Джалаир-Найманского, Шидертинского, Чингизского глубинных разломов ничем не доказаны. Подавляющая часть горизонтальных смещений относится к позднему палеозою и не имеет отношения к развитию структуры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала. Горизонтальные смещения – сдвиги и сопряженные с ними надвиги – наложены на структуру геосинклинального овала, усложняют и искажают ее, приспособившись к уже существовавшим ранее разломам (см. рис. 32). Только для центральных частей Казахстанско-Тяньшаньского овала характерны крупные глубинные раздвиги амплитудой до 10–15 км, выраженные на начальных стадиях развития геосинклиналей мантийными гипербазитовыми валами. Протяженность раздвигов от 30 до 200 км. Таким образом, можно констатировать следующее.

1. Все дугообразные разломы, связанные с развитием геосинклинального овала, приспособлены к разрывам планетарной трещиноватости – практически для всех таких разломов, больших и малых, устанавливаются отрезки, принадлежащие элементам планетарной сети (ортогональным и диагональным). Приспособленность геосинклинальных разломов свидетельствует о значительной глубине их заложения, она заведомо больше глубины проникновения разломов сетки планетарной трещиноватости (т.е. литосферы).

2. Дугообразные и субконцентрические разломы Казахстанско-Тяньшаньского овала накладываются в целом резко несогласно на структуру Казахстанского карельско-исседонского овала. Такие соотношения характерны для центральных и средних частей Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной области. В других ее частях, во внешней Кокчетавско-Каратауской системе, где структурные направления протерозойского и палеозойского овалов совпадают, в палеозое происходит унаследование древних глубинных разломов.

3. Палеозойские разломы, возникшие в конце развития Казахстанско-Тяньшаньского овала, являются секущими не только по отношению к разломам протерозойского заложения, но также и к ранее образовавшимся разрывам палеозойского овала (например, северо-западные разрывы Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок, образовавшиеся в силуре и девоне, секут каледонские разломы).

4. Разрывы с горизонтальными смещениями (правосторонние и левосторонние сдвиги, надвиги) возникли в конце палеозоя. Они также приспособлены к разрывам сетки планетарной трещиноватости, но к развитию структуры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала прямого отношения не имеют.

Общая характеристика эпох складчатостей
Казахстанско-Тяньшаньского
геосинклинального овала

Складчатость — показатель консолидации земной коры — утраты ею былой тектонической подвижности и установления стабильного тектонического режима. Вопреки укоренившимся представлениям следует полагать, что не складчатость как таковая приводит к консолидации земной коры, а, наоборот, консолидация коры, ведущая к утрате ею и, вероятно, всей литосферой тектонической подвижности, сопровождается тектоническими движениями и складчатостью. Таким образом, складчатость — неразрывная часть и одновременно показатель процесса консолидации, но не ее причина. Поэтому по моментам проявления главной складчатости можно судить о консолидации земной коры. Наряду со складчатостью консолидация коры сопровождается общей инверсией тектонических движений, гранитоидным магматизмом, орогенезом. Внедрение значительных масс "соскладчатых" гранитоидов свидетельствует о широкой генерации очагов коровых палингенных магм, т.е. о резко изменяющемся тепловом режиме земной коры. Складчатость — только одна из составляющих процесса консолидации земной коры, хотя и очень важная.

Явление миграции складчатостей присуще практически всем геосинклинальным складчатым областям. Впервые на него обратил внимание в 1909 г. Г. Штилле в своей работе "Зональное перемещение складчатостей" [50]. Закономерное смещение складчатостей в палеозоидах Казахстана в общей форме отмечалось многими геологами, но наиболее подробно — Б.И. Борсуком [9], А.А. Богдановым [8] и автором, отметившим единство и направленность этого процесса и назвавшим его "прогрессирующей консолидацией". Была сделана попытка количественной оценки этого процесса [18]. На рис. 41 показано, как происходила миграция складчатостей в Казахстанско-Тяньшаньском геосинклинальном овале, а также отражен направленный характер процесса. Главные складчатости в Казахстанско-Тяньшаньском геосинклинальном овале, имели место в интервале с позднего ордовика до середины ранней перми.

Наибольшее значение имела таконская складчатость в конце ордовика, примерно у рубежа в 440 млн. лет. Она захватила более половины площади всего Казахстанско-Тяньшаньского овала (табл.9), проявившись в его внешней части, главным образом в Кокчетавско-Каратауской хемизгеосинклинальной системе, где имела значение завершающей. Таконские движения и складчатость местами также проявились в более восточных частях Казахстанско-Тяньшаньского овала, но были здесь слабыми, не сопровождались соскладчатыми гранитоидами и не имели характера завершающей складчатости. Такие движения устанавливаются в поздних каледонидах северо-востока Казахстана — в Ерментау-Ниязском антиклинории и его непосредственном обрамлении, Актау-Моинтинском антиклинории

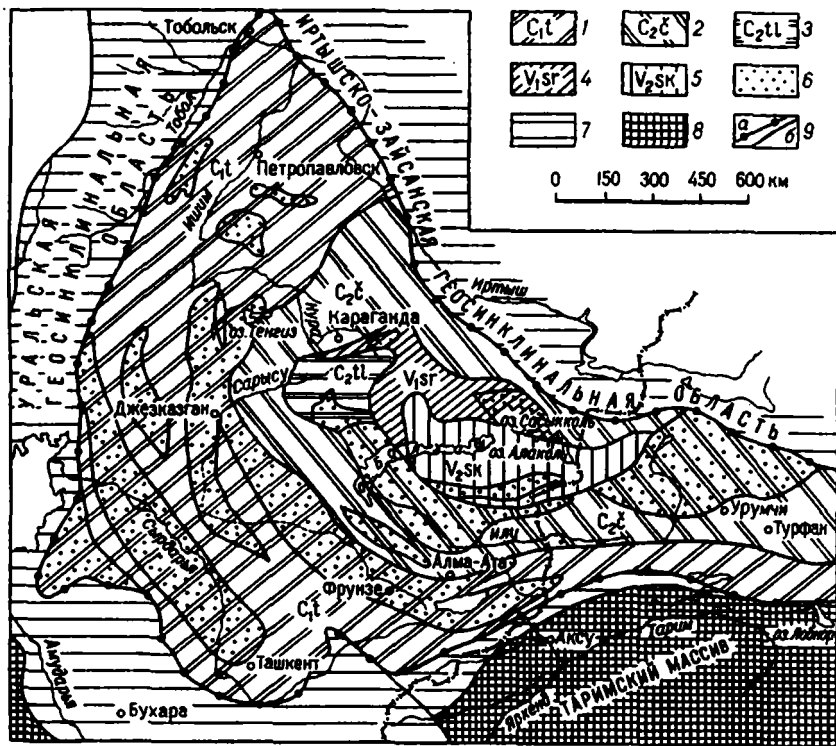


Рис. 41. Схема миграции главных складчатостей, отражающих прогрессирующую консолидацию Казахстано-Тяньшаньского геосинклинального овала (многогеосинклинальные системы и другие области возвратной, попятной, тектонической активизации – регенерации геосинклинального режима, орогенные впадины и краевые вулканические пояса – сняты)

Участки проявления палеозойских складчатостей: 1 – таконской, 2 – чингизской, 3 – тельбесской, 4 – саурской, 5 – саякской; 6 – остаточные срединные массивы; 7 – линейные геосинклинальные области в обрамлении Казахстано-Тяньшаньского овала; 8 – платформенные массивы; 9 – границы (а – Казахстано-Тяньшаньского овала, б – разновозрастных складчатых систем и остаточных срединных массивов)

и др. Доказательством времени проявления складчатости является широкое развитие моласс, принадлежащих самым верхам ордовика и нижнему силуру.

Чингизская складчатость, проявившаяся в середине силура (примерно 415 млн. лет), соответствует позднекаледонской консолидации. Она захватила северо-восток Центрального Казахстана, площади Северо-Восточной Бетпакалды и Западного Прибалхашья, Балхашский, а также, вероятно, Джунгарский остаточный срединные массивы (см. рис. 1, 41). Общая площадь проявления чингизской складчатости составляет более одной трети Казахстано-Тяньшаньского геосинклинального овала.

Площади проявления главных складчатостей
и остаточных массивов в Казахстанско-Тяньшаньском
геосинклинальном овале (многогеосинклинальные
системы исключены)

Главные складчатости и их возраст в млн. лет	Площадь в тыс. км ²			Отношение $\frac{S_{rm}}{S_k}$
	Всей геосинклинальной системы S_k	Остаточных массивов S_{rm}	Геосинклинальных	
Таконская, 440	1407,4	514,2	893,2	0,36
Чингизская, 415	707,3	202,9	504,4	0,29
Тельбесская, 370	52,3	12,3	40,0	0,23
Саурская, 332	103,8	20,3	83,5	0,19
Саякская, 265	119,5	12,7	106,8	0,11
Общая площадь палеозойского геосинклинального овала	2390,3			

Чингизская складчатость названа автором по месту ее типичного проявления — в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинория. Как показала Э.М. Великовской, на середину силура в хр. Чингиз приходится существенная тектоническая перестройка. На месте раннесилурийских прогибов во второй половине силура возникают геоантиклинальные поднятия, внедряются гранит-гранодиоритовые интрузивные массивы аццисайского и четского комплексов. В периферических частях соседних геосинклинальных прогибов в позднем силуре происходит молассовое осадконакопление за счет размывающихся более древних толщ Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Такие же перестройки, а во впадинах смена морского осадконакопления на континентальное молассовое известны и в других частях поздних палеозойских (чингизид) — в Восточной Бетпакадае и Западном Прибалхашье. Смена тектонического режима (геосинклинального на орогенный) в середине силура указывает на консолидацию земной коры и в этом регионе.

Позднекаледонская тельбесская складчатость была проявлена в середине девона (370 млн. лет) в северо-западной части Джунгаро-Балхашской складчатой системы — от Атаусуйского антиклинория до Уралбайского разлома, находящегося у западного ограничения Токрауской впадины. Площадь проявления тельбесской складчатости составляет всего около 52 тыс. км², т.е. менее 0,02 площади геосинклинального овала. В отличие от рассмотренных выше тельбесская складчатость не была завершающей — после нее были регенерированы геосинклинальные условия. Однако это были условия многогеосинклинали, не повторившие предшествующий тектонический режим. Поэтому мы включаем в свой анализ эту складчатость как завершившую позднекаледонский геосинклинальный

цикл, сопровождавшуюся своими молассами и гранит-гранодиоритовым "соскладчатым" просторненским комплексом. Тельбесской складчатости в области ранней каледонской консолидации соответствует интенсивная тектоническая переработка, захватившая пространство, во много раз большее, чем площадь самой тельбесской складчатости.

Ранневарисийская саурская складчатость проявилась в середине визейского века (330—335 млн. лет) по периферии Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Тектонические деформации, блоковые движения середины визейского века, несомненно, имели место в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории, связывая тем самым области саурской складчатости Джунгаро-Балхашской системы с участком ее тектонотипа в горах Саур в Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области¹. Площадь ее невелика — менее 0,05 площади геосинклинального овала. Доказательства саурских движений в Джунгаро-Балхашской системе очевидны — несогласие между вместе деформированными толщами верхнего девона и нижнего карбона (до нижнего визе включительно) и плащеобразно залегающими вулканогенными толщами каркаралинской свиты верхнего визе и серпуховского яруса. В Северо-Западном Прибалхашье и на юго-западном крыле Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория в среднем визе известны конгломератовые толщи, свидетельствующие о резком оживлении тектонических движений. Снос обломочного материала происходил и к западу на эпикаледонский Казахстанско-Тяньшаньский срединный массив в Карагандинский прогиб, где повсеместно в конце раннего визе появляется большое количество обломочных пород.

Поздневарисийская саякская складчатость, названная так В.Я. Кошкиным и проявившаяся в центре Джунгаро-Балхашской системы, завершила развитие Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала. Ее площадь составляет около 0,05 площади геосинклинального овала. Как установлено, саякская складчатость приходится на середину ранней перми (примерно 265 млн. лет). Доказательство этому — плащеобразное налегание вулканогенных толщ верхов нижней и верхней перми на дислоцированные толщи силура, девона, карбона и низов перми. Саякская складчатость проявилась в Северном Прибалхашье и Джунгарии, сопровождалась внедрением гранитоидов. Следует заметить, что соответствующие движения устанавливаются повсеместно в Балхашско-Илийском краевом вулканическом поясе. Местные несогласия в середине нижней перми внутри позднепалеозойского молассового комплекса проявились даже в центре и южной части Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок.

Наибольшее значение в формировании структуры Казахстанско-Тяньшаньских палеозойид имела раннекаледонская таконская складчатость, наименьшее — тельбесская, и варисийские — саурская и саякская.

¹ В области тектонотипа возраст саурской складчатости по последним данным определяется в пределах позднего визе — серпуховского века.

Миграция складчатостей в палеозойском Казахстанско-Тяньшаньском геосинклинальном овале находится в тесной связи со смещением к его центру стадий геосинклинального развития, магматизма разных типов, орогенеза. Явное смещение складчатостей отражает общую центроостремительную тенденцию эволюции геосинклинального овала. Миграция складчатостей, таким образом, предстает как отражение единого закономерного глубинного процесса прогрессирующей консолидации земной коры. Этот процесс дискретен, подчинен общей периодичности тектогенеза, что выявляется по прерывистости проявлений складчатости. После соответствующих складчатостей или одновременно с ними происходит орогенез, глубинная гранитизация и внедрение гранитоидов, а затем утрата земной корой былой тектонической подвижности. При этом внутри овала геосинклинальный процесс проявляется на все более ограниченной площади (см. табл. 10).

Миграция складчатостей — отражение постепенного закономерного смещения консолидации земной коры на столь обширной площади (около 2390 тыс. км²) геосинклинального овала — свидетельство существования глубинной (много ниже земной коры) причины геосинклинального процесса. Последний лишь следствие, внешнее поверхностное выражение глубинного тектогенеза, развивавшегося дискретно-перманентно под геосинклинальным овалом в течение всего палеозоя. Сужение ареала глубинного тектогенеза отражается внешним показателем — скачкообразным сужением площадей проявления геосинклинальных эндогенных режимов.

Автор обратил внимание на зависимость времени консолидации от доли остаточных срединных массивов, находящихся внутри разновозрастных складчатых геосинклинальных систем, — чем больше общая площадь массивов и больше их число, тем раньше в данной системе происходит главная складчатость. Степень насыщенности геосинклинальной системы остаточными массивами находится в связи с интенсивностью тектонической переработки фундамента, степенью его деструкций в эмбрионально-геосинклинальной и раннегеосинклинальной стадиях. Таким образом, устанавливается прямая связь процессов, происходящих на начальных и конечных стадиях геосинклинального этапа. Чем больше степень "геосинклинальности" образовавшихся геосинклинальных систем, чем больше степень разрушения фундамента и меньше роль остаточных срединных массивов, тем длительнее геосинклинальное развитие. Этот эмпирический вывод несомненен, но необходимо его объяснение.

Правомерно предположение об обрастании остаточных массивов складчатостями (акреция). Если считать при этом, что складчатость есть отражение консолидации как процесса глубинного тектогенеза, то напрашивается вывод о большой глубинности корней остаточных массивов, уходящих ниже коры в мантию. Очевидно, что эндогенный тектонический режим остаточных срединных массивов должен объясняться взаимодействием происходящих в мантии процессов и состоянием находящихся выше блоков земной коры. Объяснение обусловленности более

раннего проявления складчатости большой ролью остаточных срединных массивов выглядит весьма вероятным. До проведения специального изучения других геосинклинальных областей с этих позиций трудно оценить, насколько общими являются закономерности в миграции складчатости, выявляемые в Казахстанско-Тяньшаньских палеозоидах. Не исключено, что в геосинклинальных областях иного типа миграция складчатости будет отражать другие особенности их строения и эволюции. При таком анализе было бы крайне важно осмысливание закономерностей консолидации, в частности, европейских варисцид, где уже давно была установлена центробежная миграция складчатости, иные особенности структуры и общей эволюции складчатых систем. Какими бы ни были выводы по другим областям, заключения о большой роли срединных остаточных массивов при консолидации не вызывают сомнений. Миграция складчатостей, таким образом, рассматривается нами как центростремительный процесс, находящийся в связи с эволюцией геосинклинальных циклов, присущих геосинклинальным овалам с постепенно сокращавшейся центральной остаточной геосинклиналью.

Количественная оценка прогрессирующей консолидации

Нами сделана попытка оценить количественно процесс прогрессирующей консолидации земной коры, понимаемый как утрата корой относительной подвижности — переход в качественно новое состояние после складчатости. Смысл предлагаемых оценок процесса консолидации земной коры заключается в подсчете площадей проявления разновозрастных складчатостей, отношений площадей структур разного типа в областях одновременной консолидации. Для Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинальной области были подсчитаны площади разновозрастных складчатостей (площадь консолидации — S_k), площади находящихся среди них остаточных срединных массивов (реликтовых массивов — S_{rm}), а также их отношение — $\frac{S_{rm}}{S_k}$ [18]. В выполненной на-

ми ранее работе для подсчета было взято Казахстанско-Алтайское сечение Урало-Монгольского пояса от его западной и южной границ до Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области включительно. Как можно уверенно судить теперь, подобный подсчет был не вполне строг, так как в него вошли площади различных геосинклинальных областей Урало-Монгольского пояса — Казахстанско-Тяньшаньского овала и соседних линейных — Уральской, Иртышско-Зайсанской и Южного Тянь-Шаня. Этот подсчет тем не менее близко отражал консолидацию Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала, так как искажение цифровых значений за счет небольших по площади линейных геосинклинальных областей оказалось весьма незначительным.

Повторно подсчет был выполнен по вновь составленной специальной тектонической схеме только для Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала (см. табл. 9 и рис. 41). Основная закономерность, отраженная на схеме, это последовательная миграция палеозойских складчатостей как показатель процесса прогрессирующей консолидации земной коры.

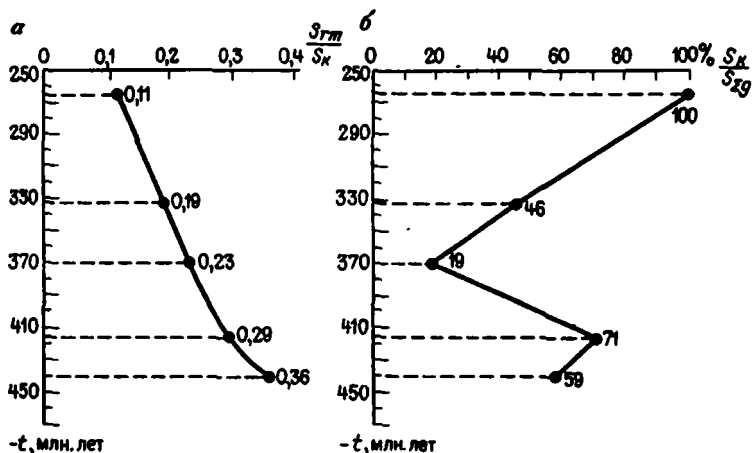


Рис. 42. Графики консолидации земной коры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала:

a – кривая, отражающая зависимость проявления главных складчатостей от степени насыщения геосинклинальных систем остаточными срединными массивами; b – график замыкания геосинклинальных систем. S_k – площадь консолидации (проявления главных складчатостей); S_{rm} – площадь остаточных массивов; S_{kg} – суммарная площадь геосинклинальной области, существовавшей к "моменту" проявления соответствующих складчатостей

При составлении тектонической схемы не учитывалась обратная (попятная) тенденция, называемая возвратной тектонической активизацией, которая приводит к деструкции консолидированной земной коры, выражается невообразованием вторичных многогеосинклиналей, дейтероорогенных впадин и т.п. Были также подсчитаны площади остаточных срединных массивов. Их строение аналогично строению комплекса основания палеозойских геосинклиналей, устанавливаемого во многих частях Казахстана и Тянь-Шаня. Следует подчеркнуть, что в наш подсчет вошли только те выступы метаморфического фундамента, которые принадлежат истинным остаточным массивам, окруженным в прошлом геосинклинальными прогибами. На протяжении геологической истории они были или устойчивыми областями размыва, или осадконакопление в их пределах было геосинклинальным. При таком подходе в подсчет не вошли известные площади выступов фундамента геосинклиналей, выведенного на поверхность после деформации и размыва некогда их покрывавших геосинклинальных комплексов. Результаты подсчета площадей приведены в табл. 9.

Отношение S_{rm}/S_k было использовано для кривой (рис. 42, a), отражающей особенности процесса консолидации земной коры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала во времени. Для построения кривой была использована геохронологическая шкала Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова. Несмотря на то что процесс консолидации земной коры дискретен, видна его направленность и зависимость проявлений главных складчатостей от степени насыщенности складчатой области остаточными массивами. Первая складчатость, таконская, происходит там, где роль ос-

точных массивов была наибольшей ($S_{rm}/S_k=0,36$). Консолидация земной коры завершается последней складчатостью в середине ранней перми в центре Джунгаро-Балхашской системы, где доля остаточных массивов составляла лишь 11% ($S_{rm}/S_k=0,11$). Полученная кривая, таким образом, отражает региональные особенности направленного процесса консолидации. Она имеет характер параболы, но не может быть продолжена ни вниз, ни вверх, так как ее конечные точки отвечают началу и концу процесса миграции складчатости в данной складчатой области (при продолжении кривой утрачивается ее геологический смысл). Более молодые или древние складчатости присущи другим складчатым областям и соответственно принадлежат уже иным кривым. Закономерная упорядоченность полученных отношений, возможность выражения с помощью простой кривой позволяют считать ее отражающей упорядоченность геологических явлений. Прежде чем перейти к рассмотрению возможных выводов из выявленной закономерности, следует оценить, насколько представительны выполненные подсчеты, правомерны сами построения и принятый подход.

Во-первых, необходимо подчеркнуть, что принятый подход не задается какой-либо теоретической концепцией или любыми другими исходными условиями, предопределяющими вывод, — производится подсчет площадей конечной складчатой структуры независимо от того, как эта структура возникла и как объясняется эволюция земной коры. Оценивается лишь результат процесса консолидации земной коры — площади складчатых систем и остаточных срединных массивов.

Во вторых, для анализа избран тектонически единый объект, отвечающий гигантской геосинклинальной области овального концентрически-зонального типа, обладающей единой направленностью тектонической эволюции. Этот объект достаточно полно изучен, что исключает возможность случайных ошибок.

Наиболее интересные выводы количественной оценки процесса консолидации земной коры и полученной кривой следующие.

1. Подкрепляется заключение о единстве процесса миграции складчатости в Казахстано-Тяньшаньском геосинклинальном овале. Консолидация земной коры, выявляемая по миграции главной складчатости, — единый дискретный направленный процесс, отражающий эволюцию состояния литосферы в данной складчатой области. Внешним его выражением, устанавливаемым историко-геологическим методом (этапы развития и складчатости), являются утрата геосинклинальными системами присущей им подвижности и структурные преобразования. Консолидация начинается там, где велика роль остаточных срединных массивов, происходит их "обрастание" складчатостями (латеральная акреция литосферы).

2. В геосинклинальном процессе и консолидации земной коры несомненно соучастие остаточных срединных массивов, так как в полученной кривой определяющим является отношение S_{rm}/S_k . Геосинклинальные прогибы и остаточные массивы (блоки древней континентальной коры) являются частями единого целого. Поэтому геосинклинальный процесс нельзя свести к эволюции одних геосинклинальных прогибов. В нем совокупно участвуют и прогибы, и остаточные массивы.

3. Складкообразование определяется местными причинами и начинается во внешних зонах Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала, где доля остаточных массивов была наибольшей.

Глубинные процессы, приводящие к прогрессирующей консолидации земной коры в палеозойской Казахстанско-Тяньшаньской области, захватывающие последовательно огромные пространства (измеряемые в поперечнике 1,5 тыс. км), имеют, по-видимому, близкий или более глубокий уровень заложения, т.е. должны находиться в нижней мантии Земли. Мало вероятно, чтобы единый грандиозный процесс прогрессирующей консолидации мог определяться преобразованиями, происходящими на малых глубинах в первые сотни и тем более десятки километров. Это заключение прямо не следует из анализа построенной кривой, но находится с данными выводами в едином логическом ряду.

При рассмотрении кривой (см. рис. 42,а) обращает внимание невыраженность границы каледонской и варисийской тектонических эр — важнейшего рубежа в эволюции земной коры различных регионов, в том числе и палеозойд Казахстана. Это объясняется избранным способом анализа, подчеркивающим региональный смысл дискретно-перманентного процесса консолидации земной коры. Как широко известно, границы тектонических эр знаменуются значительными структурными преобразованиями — складчатостями в геосинклинальных областях, перестройками структурных планов даже таких устойчивых структурных элементов континентов, как платформы, энергичным магматизмом. Эта граница может также быть намечена путем количественных оценок подсчетом доли геосинклинальных пространств, испытавших консолидацию складчатости (S_k), внутри существовавших в это время геосинклинальных областей ($S_{\Sigma g}$). Такой подсчет был выполнен для Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала (табл.10). По этим данным построен график замыкания геосинклиналей (рис. 42,б). Так же как и в первом графике (см. рис. 42, а), ось ординат служит геохронологическая шкала, на оси абсцисс даны отношения $S_k/S_{\Sigma g}$ в процентах.

Предлагаемый способ анализа приемлем при различных подходах к общим проблемам тектогенеза, так как на графике фигурируют отношения площадей. Если исходить из мобилистических концепций, то следует допускать примерно одинаковое "оокращение" площадей, основанное на примере одинаковой интенсивности складчатости в разновозрастных палеозойских складчатых системах и, следовательно, объективность оценок способом отношений площадей.

На построенном подобным образом графике четко различаются две ветви, нижняя из которых соответствует каледонской эре, верхняя — варисийской. Граница эр намечается у рубежа тельбесской складчатости в среднем девоне. Для Казахстанско-Тяньшаньского овала это время наибольшей тектонической активности и наименьшей консолидации, время существенных тектонических перестроек. Варисийская ветвь графика может быть аппроксимирована отрезком прямой, наклоненной к координатным осям и имеющей определенные начальную и конечную точки.

Площади геосинклинальных систем и консолидированных массивов Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала в течение венда – палеозоя

Главные этапы развития геосинклинального овала; главные складчатости	Общая площадь геосинклиналей в течение этапов (до "момента" главных складчатостей) в тыс. км ² ($S_{\Sigma g}$)	Площадь консолидации (проявления главных складчатостей)	
		в тыс. км ² (S_k)	$S_k/S_{\Sigma g}$ в %
Венд – поздний ордовик	2390,3		
Таконская складчатость в конце ордовика		1407,4	59
Ранний силур	982,9		
Чингизская складчатость в середине силура		707,3	71
Поздний силур – ранний девон	275,6		
Тельбесская складчатость в середине девона		52,3	19
Средний девон – средний визе	223,3		
Саурская складчатость в середине визе		103,8	46
Верхний визе – середина ранней перми	119,5		
Саякская складчатость в середине ранней перми		119,5	100

Если сравнить два графика (см. рис. 42), то видно, что граница эр как бы "накладывается" на независимо идущую кривую консолидации земной коры (рис. 42, а). Это отражает независимость процесса консолидации от глобальной тектонической периодичности и в то же время временную приспособляемость отдельных эпох складчатости к границам тектонических эр, эпох или к подчиненной им более дробной периодичности. Напрашивается, таким образом, еще один важный вывод – прогрессирующая консолидация представляет собой местный региональный процесс, в основе временного "регулирования" которого лежат общепланетарные связи. Региональная составляющая процесса прогрессирующей консолидации земной коры – закономерная эволюция геосинклинальных систем; планетарная составляющая выражается лишь положением временных рубежей различных этапов развития, моментов складкообразования, деструкции и подобных преобразований земной коры.

Можно полагать, что развитие каждого региона должно отображаться индивидуально кривой. Это может быть проверено построением таких кривых для ряда разновозрастных складчатых областей, где из-

вестна последовательная миграция складчатостей. Так как кривые консолидации земной коры легко могут быть описаны математически, предлагаемый подход даст возможность применить математические способы для корреляции тектогенеза различных регионов.

Эволюция земной коры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала

Строение земной коры предопределяется всей ее предшествующей историей — как процессами, происходящими в недрах, так и преобразованиями коры сверху за счет осадконакопления, вулканизма, разрушения и размыва. Реконструкция земной коры геологического прошлого всегда сложная задача. Разрешение ее возможно лишь при следующих условиях:

1) знании современного строения земной коры по сумме геологических и геофизических исследований при приемлемой корреляции геофизических полей и геологических тел; 2) возможности доказанных историко-геологических реконструкций — палеогеографических, палеотектонических, а также мотивированных соображений о вероятных глубинных преобразованиях коры.

Под большей частью палеозойд Казахстана присутствует допозднерифейский метаморфический фундамент, испытывавший тектоно-магматическую переработку различной степени и занимающий разное положение в геосинклинальной структуре. Представление о существовании древнего гранитно-метаморфического фундамента, т.е. коры континентального типа, в палеозойских геосинклиналях Казахстана сложилось давно, после работ Н.Г. Кассина, А.В. Пейве и В.М. Сеницына, Е.Д. Шльгина, П.Н. Кропоткина. Наиболее последовательно эта точка зрения была развита А.В. Пейве и В.М. Сеницыным, обособившими этап древней панплатформы, на месте которой впоследствии возникли все байкальско-палеозойские геосинклинали Казахстана. Эти построения перекликались с известными выводами Г. Штилле [50] о существовавшей в протерозое "Пангее" и новообразовании геосинклиналей фанерозоя ("умбрух" Г. Штилле). Представления о существовании гранитно-метаморфического фундамента в палеозойдах Казахстана имели под собой серьезную основу — существование доказанных мощных метаморфических толщ докембрия, залегающих под палеозойскими толщами.

После работ А.В. Пейве [37] и других геологов стали развиваться взгляды о возникновении эвгеосинклиналей на меланократовом фундаменте — коре океанического типа. Гранитно-метаморфический слой — результат геосинклинального процесса, складчатости и орогенеза. По-прежнему, что эвгеосинклинали возникли из палеоокеанов; океаны прошлого, предполагаемые на месте эвгеосинклиналей, имели соответствующее ландшафтное выражение (не только тип земной коры!); океанические пространства в результате тектонического скучивания океанической коры должны были сузиться ("захлопывание" океанов). Применительно к казахстанским палеозойдам подобная точка зрения была высказана

Р.М. Антониюком [2], а затем группой геологов [35, 41]. Большую часть Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклиальной системы Р.М. Антониюк и др. рассматривали возникшей на океанической коре. Выступы такой коры, как указывалось выше, видели в Тектурмасском, Северо-Балхашском гипербазитовых поясах. Западную Кокчетавско-Каратаускую хемизвгеосинклиальную систему вместе с Балхашским массивом, где широко распространены метаморфические толщи заведомо допозднерифейского возраста, пытались исключить из геосинклиальной области, отнести к "Кокчетавско-Чуйскому микроконтиненту" и зонам палеозойской "деструкции"¹. При этом совершенно неоправданно из эвгеосинклиальных каледонид были изъяты эвгеосинклиальные прогибы Северного Казахстана — Степнякский, Селетинский, Восточно-Кокчетавский и Конский синклиории, Ишкеольмесский антиклинорий, а в Южном Казахстане — Джалаиро-Найманский синклиорий. Выше было показано, что в палеозоидах Казахстана все выступы меланократового фундамента приурочены к узким линейным геоантиклинальным поднятиям над мантийными гипербазитовыми валами.

Современное строение земной коры. В наблюдаемой структуре земной коры, в положении ее нижней границы прежде всего отражается современное состояние коры, для Казахстана — платформенное. По многочисленным сводкам известно, что общая мощность земной коры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклиального овала находится в пределах 40—55 км. Из последней сводки Л.З. Злаудинова, В.Н. Любецкого и Б.А. Хрычева [43] видно, что прямая связь между конкретными структурными единицами палеозонд и участками различной мощности земной коры отсутствует. Существует явная связь участков коры большой мощности с горными районами; участок мощной коры (50—55 км) приходится также на северную часть Джунгаро-Балхашской варисийской системы, где соответствует Центрально-Казахстанскому блоку (см. рис. 40). до 55 км, в эпикаледонском Казахстанско-Тяньшаньском срединном массиве от 40 до 50 км. Мощность "гранитного слоя" в большей степени, чем общая мощность земной коры, отражает общие простирания палеозойской складчатой структуры, в частности, некоторое увеличение мощности "гранитного" слоя (более 20—25 км) отмечается для остаточных срединных массивов — Кокчетавского, Южно-Тургайского, Сырдарьинского, Моинкумского. В то же время явное сокращение мощностей "гранитного" слоя (до 15 км) установлено для центральной части Балхашского массива.

По имеющимся ныне данным можно предполагать, что большая часть "гранитного" слоя (до 15—20 км), во всяком случае в остаточных массивах, образована метаморфическими толщами допозднерифейского фундамента, в различной степени гранитизированными и прорванными гранитоидами. И лишь самая верхняя часть "гранитного" слоя мощностью обычно не более 5—10 км образована геосинклиальными складчатými комплек-

¹Этот термин не несет никакого историко-геологического содержания, так как деструкция означает только разрушение земной коры. Анализ формаций, распространенных в так называемых "зонах деструкции", свидетельствует об их принадлежности к геосинклиальным, отчасти даже к эвгеосинклиальным системам.



сами. Как исключение следует рассматривать участки позднегеосинклинальных прогибов, где мощность толщ, вошедших в "гранитный" слой, измеряется 10–12 км (например, в Нуринском синклиории). Мощности "базальтового" слоя в Казахстанско-Тяньшанском геосинклинальном овале около 15–25 км. Можно предполагать, что он сложен метаморфическими толщами, отчасти, вероятно, теми же, что слагают гранитный слой, но испытавшими более интенсивный метаморфизм (до гранулитовой фации). Граница между "гранитным" и "базальтовым" слоями должна рассматриваться как раздел внутри единых толщ пород, но разного метаморфизма и соответственно разных физических свойств. Этим, по-видимому, можно объяснить нечеткость границы между гранитным и базальтовым слоями. Эта граница отвечает переходному слою в 3–5 км. В Казахстане она выявляется по граничным скоростям в 7,8–8,4 км/с. В качестве задачи дальнейшего специального исследования представляется работа по корреляции типов разрезов земной коры с выделенными тектоническими мегаблоками (см. рис. 40) и их частями.

О фундаменте геосинклиналей и его преобразованиях. Наша реконструкция типов земной коры геологического прошлого опирается на сле-

Рис. 43. Типы гранитно-метаморфического и меланократового фундамента в геосинклинальных системах палеозойд Казахстана

Гранитно-метаморфический фундамент остаточных срединных массивов: 1 – испытавших длительное устойчивое поднятие, незначительно переработанных в палеозое; 2 – 3 – погребенных в конце раннегеосинклинальной или в позднегеосинклинальную стадию, незначительно переработанных в палеозое (2 – уверенно выделяемых, 3 – предполагаемых, возможно, отчасти испытавших большую тектоно-магматическую переработку). *Гранитно-метаморфический фундамент в основании геосинклинальных прогибов:* 4 – под прогибами Кокчетавско-Каратауской хемизвгеосинклинальной системы; под эвгеосинклинальными прогибами: 5 – участки относительно слабой тектоно-магматической переработки, 6 – участки наиболее глубокого погружения и интенсивной тектоно-магматической переработки, 7 – крупные блоки фундамента, глубоко погруженные в раннегеосинклинальную стадию; 8 – установленные выступы гранитно-метаморфического фундамента среди геосинклинальных комплексов в геосинклинальных прогибах и погребенных массивах; 9 – блоки квазиокееанической коры – раздвиги, насыщенные базитовым и гипербазитовым материалом; возможное преобразование "гранитного" геофизического слоя в связи с "базификацией" фундамента; 10 – меланократовый фундамент в длительно развивавшихся мантийных гипербазитовых диапировых валах. *Признаки, характеризующие степень тектоно-магматической переработки фундамента:* 11 – интрузивные массивы расчлененных гипербазитов; 12 – пояса интрузий и протрузий вдоль глубинных разломов; 13 – глубинные ксенолиты пород метаморфического фундамента в палеозойских интрузивных массивах; 14 – крупные блоки кварцитов и других пород гранитно-метаморфического фундамента, вынесенных на поверхность в поясах тектонического меланжа мантийных валов; 15 – ареалы липаритового и липарит-дацитового вулканизма (позднего рифея, отчасти кембрия), связанного с коровыми очагами палингенных магм; 16 – признаки размыва мантийных валов; 17 – ареалы кварцевых песчаников в эвгеосинклинальных комплексах; 18 – граница хемизвгеосинклинальной Кокчетавско-Каратауской и эвгеосинклинальной Казахстанско-Северотяньшанской систем; 19 – глубинные разломы; 20 – время наиболее интенсивных погружений и тектоно-магматической переработки гранитно-метаморфического фундамента в основании геосинклинальных прогибов

дующее предположение: докембрийские блоки, как поднятые в остаточных массивах, так и погруженные, составляющие ныне большую часть гранитного геофизического слоя с соответствующими физическими свойствами (плотность, скорость сейсмических волн), в геологическом прошлом также слагали "гранитный" слой, обладали теми же свойствами, определяли принадлежность коры к континентальному типу. Выше было показано, что к моменту заложения палеозойских геосинклиналей на всей территории палеозойд существовала континентальная земная кора платформенного типа. На протяжении палеозоя она претерпела весьма сложные преобразования, наибольшая интенсивность которых была при заложении эвгеосинклиналей. Естественно, что в предлагаемой реконструкции речь может идти лишь о качественной характеристике коры. Какие-либо количественные оценки мощности земной коры геологического прошлого или ее "гранитного" и "базальтового" слоев практически невозможны.

Вопрос фундамента геосинклиналей, таким образом, является наиболее важной проблемой, то или иное решение которой предопределяет выводы об истории развития земной коры. Он может быть разрешен при рассмотрении всей совокупности геологических данных. Прямыми доказательствами существования фундамента того или иного типа являются его выходы на дневную поверхность, данные бурения, однозначно интерпретируемые геофизические аномалии, глубинные ксенолиты в интрузивных массивах, вынесенные к поверхности тектонические блоки в тектоническом серпентинитовом меланже. Большое значение имеет анализ состава обломочного материала, в частности присутствие обломков пород гранитно-метаморфического фундамента. Прямым доказательством континентальной коры являются липаритовый вулканизм и гранитоидный магматизм; косвенное свидетельство — состав базальтоидов.

Образовавшийся в позднем протерозое после исседонской складчатости "гранитно-метаморфический слой" земной коры овеществлялся в разрезе докембрия, мощность которого 25–30 км. Следует полагать, что метаморфические толщи, выступающие ныне в отдельных поднятиях и имеющие все характеристики гранитно-метаморфического слоя (по гравиметрическим, сейсмическим данным и ГСЗ), слагали гранитно-метаморфический слой геологического прошлого, по крайней мере, после исседонской складчатости.

Наиболее полно гранитно-метаморфический фундамент известен на западе палеозойд в Кокчетавско-Каратауской хемизвгеосинклинальной системе, по западной окраине Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы в Киргизско-Терской, Степняк-Бетпакалинской структурно-фациальных зонах, в Балхашском массиве (рис. 43).

Наиболее определенно вопрос присутствия метаморфического фундамента геосинклиналей палеозоя решается в Северном и Южном Казахстане, а также на западе Центрального, в Северном и Среднем Тянь-Шане. Западнее Кокчетавского массива среди раннекаледонских хемизвгеосинклинальных комплексов Приишимья известны выходы карельских образований, по геофизическим данным прослеживающихся под Тургайский прогиб и еще южнее в пределы Сырдарьинского остаточного массива.

В Большом Каратау известен Бессазский выступ метаморфических толщ, а в Каратау-Таласской зоне — выходы ичкелетауской, узунхматской и кокджотской серий. Геосинклинальный верхний рифей на севере Улутаского антиклинория в бассейне р. Ащитасты подстилается метаморфическими толщами раннего протерозоя. Вероятно, такое же строение имеет фундамент Байконурского и Калмыккульского синклинориев. Эвгеосинклинальная Киргизско-Терскайская зона на всем протяжении обладает гранитно-метаморфическим фундаментом.

Обширные выступы гранитно-метаморфического фундамента известны в Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системе. В Степнякском синклинории, по Э.М. Спиридонову, известны ксенолиты и выходы кристаллических сланцев и гнейсов, кварцитов среди Кыркудукского гранодиоритового массива. В Мамайской антиклинали под нижним ордовиком, сложенным яшмо-терригенными и базальтоидными толщами, по М.З. Новиковой и В.И. Борисенку, обнажаются липаритовые порфиры свиты Тассу, для образования которых были необходимы очаги палингенных кислых магм. В.И. Борисенком, О.В. Минервиным и Э.М. Спиридоновым установлено налегание яшмо-толеитового комплекса нижнего ордовика на метаморфический фундамент Ишкеольмесского антиклинория. По геофизическим данным вдоль его крыла в полосе шириной до 10 км доказано близкое положение метаморфического основания под яшмо-базальтоидными сериями. Обширны обнажения метаморфитов на юго-западе Ерментау-Ниязского антиклинория в окрестностях пос. Осокаровка. По всему западному крылу Ерментау-Ниязского антиклинория, а на востоке антиклинория к западу от свх. им. Тельмана из-под акдымской яшмо-терригенной толщи аренига в ядрах многих антиклинальных складок выходят кокчетавские кварциты, сланцы ошагандинской и осокаровской свит (см. рис. 14, 15).

Восточнее выступы гранитно-метаморфического фундамента приурочены к Верхнешидертинскому остаточному массиву, оконтурируемому по крупной отрицательной гравиметрической аномалии. По характеру аномального поля силы тяжести здесь под геосинклинальными образованиями, главным образом терригенными толщами верхнего ордовика, предполагают относительно "легкие" метаморфические толщи [44]. На северо-востоке Казахстана и Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория известны выступы метаморфического основания — упоминавшаяся выше толща гор Эдрей и Муржик несогласно с конгломератами в основании перекрыта яшмо-базальтоидным средним кембрием. Вполне вероятно, что эти выходы и выступы в Абралинском антиклинории характеризуют не отдельные частные сиалические блоки, а принадлежат к скрытому единому Абралинскому погруженному массиву.

В Джунгаро-Балхашской системе выступы фундамента более редки. Существовавшая здесь геосинклиналь обладала теми же чертами строения, что и соседние геосинклинали, — чередованием прогибов и остаточных срединных массивов. Выше уже говорилось о том, что в ее северной части предполагается существование скрытых остаточных массивов под Жамансарысуйским синклинорием, Калмакэмельской и Баканаской

позднепалеозойскими вулканическими впадинами. Выступы метаморфического фундамента на севере Джунгаро-Балхашской системы приурочены к Матакско-Карасорскому массиву. Метаморфические толщи перекрываются здесь толеитовыми недифференцированными базальтами среднего-верхнего ордовика.

Приведенный материал позволяет прийти к заключению о широком, по-существу, повсеместном распространении гранитно-метаморфического фундамента в Кокчетавско-Каратауской хемизвгеосинклинали системы, в Степняк-Бетпакдалинской, Киргизско-Терской и Ерментау-Чулийской эвгеосинклинали зонах. Для части эвгеосинклиналиных прогибов фундамент неизвестен (см. рис. 43) — это Восточно-Ерментауский прогиб шириной около 30–35 км, Майкаинско-Восточнингизский — 50–60 км, Тектурмасский — 60 км, Агырекский — 30 км, Северо-Балхашский — до 90 км. По-видимому, к категории подобных узких лентовидных прогибов принадлежит и Предчингизский прогиб шириной 30–35 км, почти полностью перекрытый толщами среднего палеозоя. Перечисленные прогибы сосредоточены на востоке каледонской Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинали системы. Для решения проблемы фундамента здесь пока могут быть использованы лишь косвенные признаки, хотя они не дают однозначного решения. Так, по периферии Джалаиро-Найманского прогиба развиты липариты, трахилипариты позднерифейского возраста, указывающие на существование гранитно-метаморфического субстрата. Во всех эвгеосинклиналиных сериях нижнего палеозоя здесь много обломочного кварцевого материала, свидетельствующего о близости размывавшихся сиалических массивов. Много обломочных кварцевых пород в яшмо-базальтоидных толщах нижнего палеозоя северо-востока Бетпакдалы. Можно предполагать, что эвгеосинклиналиные прогибы, куда поступал сиалический материал, небольшой ширины.

Фундамент Бошекульского антиклинория известен в двух-трех участках. Обращает на себя внимание положение гипербазитовых поясов, ограничивающих Бошекульский блок. Офиолитовый магматизм в самом Бошекульском антиклинории не проявлен. Создается впечатление, что в основании антиклинория находится крупный глубоко опущенный блок, отличающийся фундаментом от соседних участков эвгеосинклинали (см. рис. 43). В средней части Тектурмасского гипербазитового вала О.В. Минервиным в серпентинитовом меланже среди кембрийского офиолитового комплекса в горах Косдонгал описан тектонический блок размером около 1 км в поперечнике, сложенный обломочными кварцитами, похожими на широко развитые в верхнем протерозое. Так как развальцевание в окружающих блоках тектонизированных серпентинитах вертикально, следует полагать, что Косдонгальский блок поднят с глубины.

По сохранности и степени тектоно-магматической переработки следует выделить четыре типа крупных (десятки—сотни километров) тектонических блоков гранитно-метаморфического фундамента (см. рис. 43).

1. Гранитно-метаморфические блоки типа остаточных срединных массивов, испытавших относительное поднятие в течение всего геосинклиналиного этапа.

2. Остаточные массивы кратковременного существования – эфемеры. Это поднятые блоки в начале геосинклинального этапа и затем погруженные в конце раннегеосинклинальной или в позднегеосинклинальную стадии. Находятся только в эвгеосинклинальных системах (примеры – Ерментау-Ниязский антиклинорий, Верхнешидертинский массив).

3. Блоки в фундаменте хемизвгеосинклиналей и отдельных частей эвгеосинклиналей, глубоко погруженные, испытавшие относительно слабую тектоно-магматическую переработку, – в отдельных их частях происходит насыщение фундамента базитовым и гипербазитовым веществом (примеры – Ишимско-Байконурская хемизвгеосинклиналь, Ерментау-Чулийская и Степняк-Бетпакдалинская зоны).

4. Блоки интенсивно переработанного фундамента, испытавшего глубокое погружение, насыщение базитами и гипербазитами, возможное уменьшение мощности геофизического гранитно-метаморфического слоя до его полного исчезновения (например, Боцекульский и Абралинский блоки).

Эмбрионально-геосинклинальная стадия (вторая половина позднего рифея и венд) характеризовалась разрушением континентальной коры по периферии геосинклинального овала во внешнем поясе прогибов и поднятий. Раздвижение и опускание линейных блоков сопровождалось значительным разогревом коры, особенно в краевых частях геосинклинальных зон. Об этом свидетельствует липаритовый вулканизм, внедрение трещинных массивов щелочных гранитов, указывающих на зарождение очагов коровых палингенных магм. В прогибах при растяжении коры изливались базальты. Вероятно, разогретая верхняя мантия в узком линейном внешнем поясе приводила к резкой дифференциации вертикальных движений. О последних свидетельствуют мощные грубообломочные породы, сочетающиеся с липарито-базальтовыми и липаритовыми вулканическими сериями. В центральном ядре геосинклинального овала в эмбрионально-геосинклинальную стадию сохраняется относительная целостность континентальной коры, хотя свидетельства повышенных тепловых потоков, генерировавших в гранитно-метаморфическом слое кислые палингенные магмы, имеются во внешней части ядра (вдоль Джалаиро-Найманской системы разломов, в Кендыктасском и Бурултасском антиклинориях).

Наибольшие преобразования земной коры произошли в центральном ядре в раннегеосинклинальной стадии. Каков бы ни был механизм заложения палеозойских эвгеосинклиналей – раздробление и погружение блоков фундамента или раздробление и раздвиг континентальной коры, – в любом случае геосинклинали возникли как новообразования на разрушившейся и переработанной, может быть частично уничтоженной, континентальной коре. Вероятно, в отдельных прогибах эвгеосинклинальных систем в результате раздвигов и значительного опускания (до 6–8 км) линейных блоков возникли участки перерождения гранитно-метаморфического слоя, насыщения его базитовыми и гипербазитовыми магматическими телами в условиях растяжения. Происходит “эрозия” гранитно-метаморфического слоя снизу за счет термального воздействия, возможно общее утонение всей земной коры, ее перерождение. Ширина подоб-

ных зон глубинной переработки фундамента соответствует ширине эвгеосинклинальных прогибов, т.е. составляет от 20 до 90 км (см. рис. 43). Примеры таких переработанных блоков фундамента – Тектурмасский, Северо-Балхашский. Подобные блоки коры, затронутые наиболее интенсивной тектоно-магматической переработкой, именуются квазиеокеаническими.

Только в средних частях квазиеокеанических блоков создавались условия образования выступов мантийного меланократового фундамента в виде гипербазитовых валов на месте "зияний", связанных с крупными раздвигами. Поперечные размеры зияний составляли 10–20 км. Только к этим участкам относятся установленные Р.М. Антонюком [2] выступы меланократового фундамента.

Изменение первичной континентальной коры происходит как снизу, так и сверху. Утонение земной коры, как и в раннегеосинклинальной стадии, могло быть связано с метаморфическими изменениями (эклогитизацией), идущими снизу. Следует предполагать, что подобными прогибами разуплотненная мантия интенсивно выделяла тепловую энергию, но значительная проницаемость коры, особенно ее разрушавшегося "гранитного" слоя, препятствовала генерации кислых коровых магм.

Этап прогрессирующей консолидации земной коры. Дальнейшая эволюция в позднегеосинклинальную стадию направлена к регенерации континентальной коры, ее "гранитного" геофизического слоя. Резкое уменьшение (до полного исчезновения) базальтового вулканизма свидетельствует об изменившейся степени проницаемости коры, обстановках тектонического сжатия. Накопление преимущественно обломочных толщ, мигрирующая складчатость, образование гранитоидов и соответствующих очагов гранитизации на глубине приводят к полной регенерации континентальной коры. Образование андезито-базальтовых серий и гранитоидных палингенных магматических расплавов, возникших в земной коре, свидетельствует о значительном разогреве всей земной коры в позднегеосинклинальную стадию, способности земной коры накапливать необходимую для этих процессов тепловую энергию. Наши выводы во многом повторяют соответствующие заключения В.В. Белоусова [6].

Примечательной особенностью конечных стадий развития геосинклинального овала является последовательная генерация краевых вулканических поясов, смещающихся к центру овала в среднем и позднем палеозое. Условия образования очагов кислых магм связаны с повышением теплового потока и относительно меньшей общей "теплопроводностью" земной коры у границы остаточной геосинклинали и консолидированного массива. Не с разломами и не с зонами Бенъофа связано рождение вулканических поясов, а со способностью континентальной коры задерживать тепловую энергию и, как следствие этого, разогреваться. Со временем при сужении геосинклинального овала вулканические пояса становятся более широкими. Так, при полном замыкании Джунгаро-Балхашской геосинклинали ареал позднепермского магматизма расширяется во много раз, достигает середины эпикаледонского массива. Эти явления не свидетельствуют о рождении новой континентальной земной коры, а указание на ее

интенсивную тепловую тектоно-магматическую переработку. Следует подчеркнуть, что кислые магмы могли генерироваться в зависимости от степени теплопроводности земной коры в разные моменты геосинклинального цикла – в эмбрионально-геосинклинальную стадию, орогенном этапе и широких краевых вулканических поясах. Предпосылками генерации кислого вулканизма всегда являются континентальная земная кора и ее малая общая теплопроводность (способность разогреваться) при наличии значительных тепловых потоков.

Выводы. Процессы, происходящие в земной коре на протяжении геосинклинального этапа, противоположны по своим тектоническим последствиям. Вначале, в течение эмбриональной и раннегеосинклинальных стадий, они приводят к деструкции коры в позднегеосинклинальную стадию происходит ее регенерация, "рубцевание" геосинклинальных прогибов. После орогенного этапа, выравнивания рельефа континентальная кора приходит в состояние тектонического покоя. Таким образом, история земной коры палеозойского геосинклинального овала Казахстана и Тянь-Шаня – это цепь закономерных взаимосвязанных преобразований ранее существовавшей континентальной земной коры. Можно предполагать, что на фоне грандиозного по масштабу явления заложения и развития геосинклинального овала, охватывающего пространства в 2000×1000 км, тип коры оболочки мощностью в 30–50 км не может иметь самодовлеющего значения. Логично также предполагать, что геосинклинальные области овального строения могут возникнуть и на коре океанического типа, если существует глубинный источник энергии, способный вызвать их заложение.

О характере тектонических движений

Одним из важных вопросов, в значительной мере определяющих общую тектоническую концепцию, является вопрос о характере тектонических движений, их масштабах и значении в образовании структуры земной коры. Все многообразие тектогенеза обусловлено сочетанием вертикальных и горизонтальных движений, однако необходима их точная оценка. Именно такая постановка вопроса, предусматривающая количественную характеристику тектонических перемещений, нужна в настоящее время.

Методами реконструкции вертикальных движений, как это давно установлено, являются анализ фаций и мощностей отложений, стратиграфических перерывов и несогласий. Наиболее определенными признаками горизонтальных движений являются структурные, например сдвиговые, смещения, которые могут быть точно измерены, надвиги, пологое положение линейности и расланцевания, характерные парагенетические сочетания сдвигов, надвигов и складок и т.п. Важнейшим критерием для восстановления тектонических обстановок прошлого является складчатость. Она – показатель кинематических обстановок, а миграция складчатостей предстает как показатель смещения тектонических обстановок сжатия–растяжения.

Для реконструкции тектонических обстановок сжатия–растяжения

имеет определенное значение анализ характера вулканизма. Вулканизм дает возможность предполагать большее или меньшее растяжение по признаку проницаемости земной коры для глубинных базитовых магматических расплавов и возможности генерации коровых магм. Предполагается, что меньшая проницаемость коры для базитовых расплавов и тепловых потоков может быть в условиях относительного большого сжатия; появляется возможность зарождения кислых палингенных магм. Наибольшая проницаемость земной коры, очевидно, может обуславливаться ее абсолютным растяжением, когда начинают развиваться глубинные мантийные гипербазитовые валы.

Предположения о тектонических движениях этапа заложения геосинклиналей в эмбрионально-геосинклинальной и раннегеосинклинальной стадиях. Можно считать доказанным, что раздробление фундамента и заложение геосинклиналей было растянуто во времени с позднего рифея до ордовика. Следует полагать, что тектоническая обстановка этапа заложения геосинклинальных прогибов характеризовалась общим горизонтальным растяжением, на фоне которого происходили дифференцированные вертикальные тектонические движения. Учитывая мощность накопившихся отложений и возможные поднятия размывавшихся континентальных блоков (поднятия могли быть не более прогиба), размах вертикальных движений при заложении геосинклиналей составлял не более 5—8 км.

Какие могут быть высказаны соображения о роли горизонтальных движений? Существование общей обстановки растяжения на начальных стадиях развития геосинклинальных прогибов прежде всего устанавливается по массовым излияниям базальтовых магм мантийного происхождения, возможных только в условиях большой проницаемости земной коры. Существовавшая обстановка общего субширотного растяжения подтверждается тектонофизическими исследованиями, выполненными для пород докембрийского фундамента в Улутау В.С. Милеевым в 1976 г.: для второго этапа деформаций толщ Майтубинского антиклинория установлено широтное горизонтальное растяжение, которое может быть связано с эпохой раздробления фундамента в момент заложения геосинклиналей в позднем рифе. Масштабы горизонтального растяжения оценить в большинстве случаев невозможно, так как нет данных о стробении погруженного фундамента прогибов. Лишь для некоторых геосинклинальных прогибов по геофизическим данным можно предполагать отсутствие гранитно-метаморфического основания, например в Тектурмасском антиклинории (В.Ф. Беспалов, Т.Н. Шелепова). Однако и в таких прогибах возможно присутствие гранитно-метаморфических блоков, на что указывает повышенная щелочность кембрийских базальтоидов, по данным Т.Н. Херасковой и др., а также вынесенные в поясах серпентинитового меланжа блоки метаморфических обломочных кварцитов. Для Тектурмасского прогиба реальная амплитуда глубинного раздвига могла составлять около 10—15 км. Максимальная ширина эвгеосинклинального прогиба около 60—70 км. Можно предполагать, что подобные прогибы в основании имели не одну зону раздвига и, таким образом, под ними могли чередоваться блоки с гранитно-метаморфическим и базитовым фундаментом, а сами

раздвиги были рассредоточенными. Как бы то ни было, горизонтальные раздвиги на начальных стадиях развития геосинклиналей были не меньше, чем вертикальные перемещения блоков, а иногда заведомо их превышали.

Возникает вопрос: как происходили, какой характер имели горизонтальные перемещения? Если проанализировать схему расположения блоков древнего фундамента и офиолитовых зон, а внутри них гипербазитовых валов (см. рис. 43, 44), то вывод может быть только один — горизонтальные смещения начальных стадий геосинклинального этапа (рифей-кембрий; см. рис. 21—24), приведшие к образованию раздвигов, не имели какого-либо одного направления. При дугообразном расположении прогибов и поднятий, торцовых сочленениях отдельных метаморфических блоков и соседствующих с ними прогибов можно лишь допустить перемещения по различным, зачастую даже противоположным радиальным направлениям или, что более важно, в направлениях, различающихся на $90-150^\circ$. Это исключает возможность связать горизонтальные движения с перемещениями литосферных плит. Происходят дробление континентальной коры, последующие вертикальные перемещения блоков гранитно-метаморфической древней коры на фоне горизонтальных смещений блоков в разных радиальных направлениях.

Раздробление фундамента происходило по крупным разломам, или уже существовавшим, или возникшим вновь. При этом границы блоков во внешнем поясе прогибов и поднятий в основном близки простираниям докембрийских структур, что представляется вполне объяснимым: образование крупных разломов во время разрушения существовавшего докембрийского фундамента было приспособлено к имевшимся внутри него близвертикальным разделам.

Раздробление фундамента в центральных частях геосинклинального овала меньше зависело от простираний докембрийских разломов. На протяжении раннегеосинклинальной стадии нет никаких признаков горизонтальных смещений, приводящих к "скучиванию" раннегеосинклинальных (догеосинклинальных океанических) толщ, о чем можно судить по практически согласному залеганию раннегеосинклинальных и позднегеосинклинальных серий, их участию в образовании единых складок.

Тектонические движения стадии зрелых геосинклиналей и эпох складчатостей. Во второй половине геосинклинального этапа продолжалась дифференциация геосинклинальных систем — рост геоантиклинальных поднятий, интенсивное погружение в прогибах. Для стадии зрелых геосинклиналей были характерны вертикальные тектонические движения, размах которых измерялся 6—10 км. Доказательств существования в эту стадию горизонтальных смещений нет. Характерно унаследование тех структурных направлений, которые возникли в момент заложения геосинклиналей. Вертикальные движения по глубинным разломам могли менять свой знак, но структурные планы оставались весьма устойчивыми. Для эпох завершающих складчатостей, прерывающих геосинклинальное развитие, основное значение имели вертикальные движения, несмотря на существовавшую обстановку тектонического сжатия. В пользу этого свидетельствуют следующие доводы.

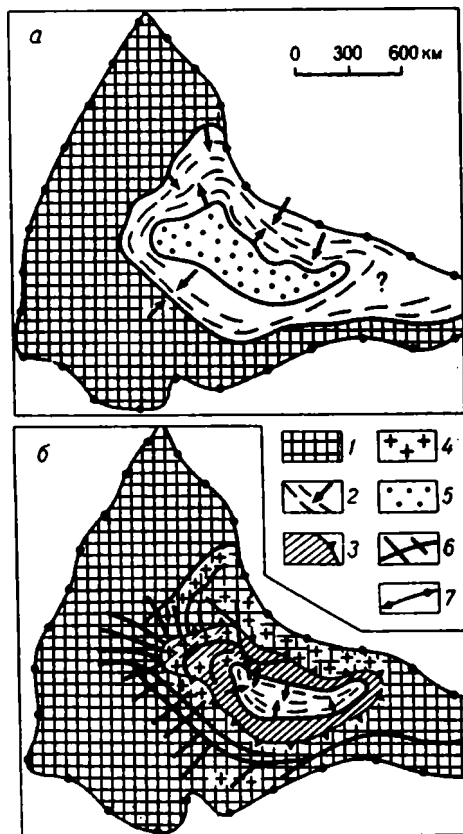


Рис. 44. Схема палеотектонических обстановок сжатия—растяжения этапа прогрессирующей консолидации земной коры в Казахстанско-Тяньшаньском геосинклинальном овале: *а* — в середине силура; *б* — в конце палеозоя.

1 — область более ранней консолидации; 2 — проявления складчатостей — обстановка горизонтального сжатия; направления сжимающих напряжений; 3 — область поднятия, орогенеза и кислого магматизма; 4 — телеорогенные гранитоиды; 5 — области прогибания и растяжения; 6 — системы концентрических и радиальных разломов; 7 — границы геосинклинального овала

структурных зонах преобладают прямые или крутонаклонные складки с близвертикальным положением осевых поверхностей, главного кливажа, сопутствующих продольных разломов типа сбросов и взбросов. В большинстве складчатых систем сколько-нибудь определенная вергентность

Первой палеозойской складчатостью, имевшей характер завершающей, была таконская в конце ордовика. Эта складчатость возникла в центральных частях существовавшей в то время геосинклинальной области — образовавшийся массив ранней консолидации со всех сторон был окружен геосинклинальными системами разного типа. Следовательно, причины возникновения складчатых деформаций были местными. При последующих замыканиях обрамляющих геосинклиналей в палеозое происходило постепенное обрастание ядра консолидации более молодыми складчатыми системами (см. рис. 41). При этом последние складчатости в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе смешались внутрь по близконцентрическим зонам. Дугообразное и даже почти замкнутое кольцевое расположение складчатостей (рис. 44) не позволяет допустить в качестве причины складкообразования горизонтальное движение плит или блоков земной коры. Движение подобного блока должно было бы происходить радиально, причем одновременно в различных направлениях.

Для суждений о характере тектонических движений при складчатости следует обратить внимание на специфику складчатой структуры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала. Во всех

отсутствует. Усложнение складчатой структуры происходит за счет ее дисгармонии и образования складчатости течения (нагнетания) или вблизи крутонаклонных разломов (интенсивная приразломная складчатость). Обращает на себя внимание упрощение складчатой структуры к основанию складчатого комплекса вблизи метаморфического фундамента в Ишкеольмесском и Ерментау-Ниязском антиклинориях (см. рис. 13, 14, 15). Более сложны и сжаты складки сверху по разрезу того же комплекса, что объясняется спецификой условий складкообразования при одновременном образовании складок и разрывов, вязким течением вещества горных пород.

Для характеристики интенсивности складчатости подсчитывалась величина λ — избыточная длина слоя в складках, по А.В. Вихерту. Во всех складчатых структурах палеозойд она составляет от 1,2 до 1,7. Если избыточную длину толковать как величину сокращения поперечного сечения складчатой области при складкообразовании, то следует допускать, что складчатая структура геосинклинального овала (при его субконцентрическом строении) должна была бы нарастать изнутри за счет импульсивного сокращения площадей, идущего от центра овала. Это принять невозможно, так как в таком случае в центре одновременно с каждой складчатостью должны были бы возобновляться интенсивные раздвижения на многие десятки километров, а центральная геосинклинальная система соответственно расширяться в поперечнике в 1,2–1,7 раз. Никаких следов подобного процесса в центральной части геосинклинального овала нет. Поэтому единственно возможным альтернативным решением является вывод о связи рассматриваемой складчатости с вертикальными тектоническими движениями. Ему отвечают наблюдаемые данные — морфология складок, их относительная простота, сочетание с вертикальными продольными разломами, упрощение морфологии складок вблизи фундамента, общее концентрически-зональное дугообразное строение складчатых систем и др. Тектонические условия генерации главных складчатостей, таким образом, определяются вертикальными движениями в обстановке существовавших поперечных к складкам тектонических напряжений сжатия. Возможный механизм складкообразования определяется сочетанием блоковых перемещений, поперечного изгиба, механизма течения. Нельзя отвергать возможность "механизма хорды", предложенного В.В. Бронгулеевым и В.А. Магницким. Так, общие поднятия, сопровождаемые блоковыми смещениями, инверсия прогибов могут привести к складкообразованию. При этом одновременно также проявляется складчатость течения и продольного изгиба. В каждой складчатой зоне при обращении вертикальных движений и деформациях слоистых толщ должны возникнуть горизонтальные или близгоризонтальные сжимающие тектонические напряжения, направленные перпендикулярно простиранью складчатых систем. Как бы то ни было, складчатость представляет собой в каждом отдельном случае местное явление, не обусловленное внешним воздействием.

Тектонические движения варисцийского орогенного этапа, посторогенные движения. Для орогенного этапа варисцийской Джунгаро-Балхашской складчатой системы главным было общее поднятие, рост горной

страны, сопровождающийся в одних частях интенсивным размывом образовавшихся к этому времени структурных элементов, в позднепалеозойском Балхашско-Илийском краевом поясе — накоплением мощных наземных вулканических толщ, внедрением интрузий лейкократовых и щелочных гранитоидов. Общее сводовое поднятие, возникшее на месте Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, имело очертания овала шириной около 450—500 км, длиной около 1000 км (см. рис. 44). Если судить о величине этого поднятия по объемам накопившихся в соседних впадинах молассовых толщ, учитывая палеотектонические реконструкции областей размыва, то наиболее реальными будут цифры порядка 2—3 км. Центральные части сводового поднятия представляли собой вулканические нагорья Балхашско-Илийского вулканического пояса, наиболее расчлененный рельеф и области размыва существовали по его периферии. Обломочный молассовый материал из этих областей сносился на Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив.

Сводовое позднепалеозойское орогенное поднятие ограничивалось по периферии системами долгоживущих глубинных разломов, которые существовали и ранее, но в позднем палеозое перемещения по ним сменились на обратные, отражающие общее воздымание орогена (см. рис. 44, *д*). По отношению к Джунгаро-Балхашскому поздневарисийскому поднятию граничные разломы образовали концентрическую систему. Одновременно с концентрической системой возникла система радиальных разрывов, находившихся по периферии воздымавшегося Джунгаро-Балхашского овала, но главным образом за его пределами по окраинам Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского массива. Радиальные разломы северо-восточного и широтного направлений отчетливо выражены по северо-восточным крыльям Джезказганской и Чуйской впадин. Далее они сменяются широтными и северо-западными разломами Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок. К северу от Джунгаро-Балхашского орогена к радиальной системе принадлежат меридиональные разломы, ограничивающие угленосные Завьяловскую, Самарскую и другие мульды и прогибы Карагандинского бассейна. Радиальные разломы сопровождаются образованием флексур, грабенов, горстов, грабен-синклиналей и горст-антиклиналей в осадочных толщах эпикаледонского квазиplatformенного чехла. В центре Джунгаро-Балхашской системы (центре овала) в условиях сжатия в связи с вертикальными движениями происходит саякская складчатость (см. рис. 44, *б*).

В конце варисийского этапа, в перми или, скорее, в начале триаса проявились горизонтальные смещения часто значительных амплитуд. В Казахстане давно уже были установлены крупные и протяженные сдвиговые смещения, в частности Центрально-Казахстанский, Главный Чингизский, Джалаиро-Найманские, Талассо-Ферганский, Чингизский и Джунгарский, а также ряд сдвигов в Северном и Западном Прибалхашье, Джунгарии и других местах. Первые описания этих сдвигов выполнены А.И. Суворовым в 1964 и 1968 гг. По А.И. Суворову, многие сдвиги принадлежат к категории глубинных, перемещения по ним охватывают всю земную кору. Часть сдвигов продольна по отношению к более

древней структуре, наследует уже существовавшие разломы, часть — новообразования позднего палеозоя. Новообразованные сдвиги в основном являются поперечными или диагональными, по ним наиболее легко улавливаются горизонтальные перемещения (по смещению вулканических аппаратов, интрузивных массивов, осей складок и т.п.). Наибольшие смещения для крупных правых сдвигов составляют 50—60 км (см. рис. 32). Доказанные перемещения для Талассо-Ферганского разлома около 60—70 км (по Е.И. Зубцову). Перемещения в 100—150 км указывались В.Я. Кошкиным и др. для ряда сдвигов, однако они не доказаны.

Поддавливающая часть сдвигов имеет правосторонние смещения на обширной территории от Чингизского мегантиклинория до антиклинория Большого Каратау и складчатых сооружений Чаткальского хребта. Суммарная амплитуда перемещений по всем правосторонним сдвигам, от Чингизского на востоке до Талассо-Ферганского на западе, измеряется 200 км (см. рис. 32). Среди левых сдвигов наиболее крупным является Байдаулетовский (50—60 км). Сдвиговые смещения оказываются не только наиболее поздними, но и независимыми от развития структуры палеозойд Казахстана.

Пытаясь восстановить картину образования рассматриваемых правых и левых сдвигов, следует высказать предположение об их возникновении в условиях общего близмеридионального сжатия (см. рис. 35). При этом все сдвиги будут отвечать системам сопряженных сколов. Обращает на себя внимание, что наиболее крупные правые сдвиги являются продольными, принадлежат к глубинным разломам на границах крупных докембрийских блоков земной коры. Часть таких сдвигов находит свое юго-восточное продолжение в северо-восточном и юго-западном ограничениях Таримского массива. По-видимому, причины возникновения подобных наложенных систем сдвигов нужно искать при анализе тектонического развития юга Евразийского континента.

Вторым видом деформаций, связанных с горизонтальными движениями, являются надвиги. О них в Казахстане имеется ряд упоминаний, но доказанными являются надвиги Спасского пояса в южном обрамлении Карагандинского синклинория. По Ю.Ф. Кабанову, амплитуды горизонтальных смещений по пологим надвигам здесь составляют до 10—15 км; надвиговые перемещения происходят в северном направлении частично на Карагандинский бассейн, сочетаются с опрокинутыми в том же направлении складками, с зонами динамометаморфизма и сланцеватости, следующей осевому кливажу. Надвиги и сдвиги образуют естественные парагенезы, причем их структурные сочетания оказываются закономерными. Обращает на себя внимание положение спасских надвигов как кулис в северо-западном крыле Байдаулетовского левого сдвига (рис. 45). Их образование, по видимому, и связано с этим сдвигом (А.Ф. Читалин).

В тех случаях, когда известны направления надвиговых смещений в парагенезе сдвиг-надвиг, удается установить, какое крыло сдвига обладало активным перемещением. Так, выясняется, что активными крыльями правых сдвигов от Главного Чингизского разлома до Талассо-Ферганского сдвига являлись юго-западные (см. рис. 32). Структуры типа "конского

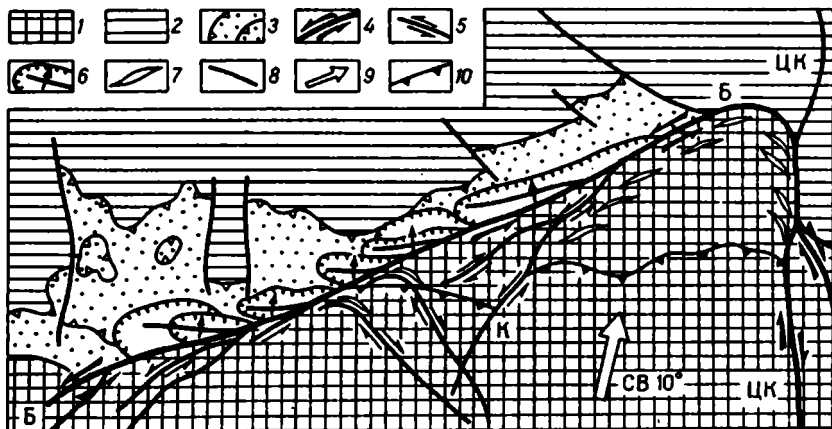


Рис. 45. Схема тектонического положения Спасского надвигового пояса и Карагандинской синклинали в зоне сочленения каледонид с варисцидами Джунгаро-Балхашской складчатой системы (по А.Ф. Читалину) :

1 – варисциды; 2 – каледонины; 3 – Карагандинский синклинорий; 4 – главные сдвиги (Б-Б – Байдаулетовский; К – Карасорский; ЦК – Центрально-Казахстанский); 5 – малые сдвиги; 6 – 7 – присдвиговые складки и надвиги; 6 – опрокинутые и лежащие складки с надвинутыми и перевернутыми крыльями, 7 – мелкие складки; 8 – сбросы; 9 – направление максимального горизонтального сжатия; 10 – южная граница Матакско-Карасорского остаточного массива

хвоста” сопровождают Талассо-Ферганский сдвиг в южном обрамлении Большого Каратау и Чаткальском хребте. Правые джалаиро-найманские сдвиги затухают в южной части Сарысу-Тенизской системы глыбовых складок, опираясь многочисленными взбросами и взбросо-сдвигами, также образующими структуру ”конского хвоста”. Такие же сочетания характерны для участков затухания Центрально-Казахстанского и Главного Чингизского сдвигов. Можно полагать, что затухание глубинных сдвигов происходит вблизи естественных ”упоров”, ограничений в виде скрытых остаточных массивов или других блоков коры. Если считать, что подобные сдвиги имели глубинную природу, захватывали кору (литосферу), то надвиговые зоны должны быть связаны с поясами сгущения перемещенного сдвигом вещества вблизи естественного упора. Подобные схемы связей горизонтальных движений с глубинными надвигами на уровне коры или глубже в астеносфере, вероятно, возможны, но не доказуемы.

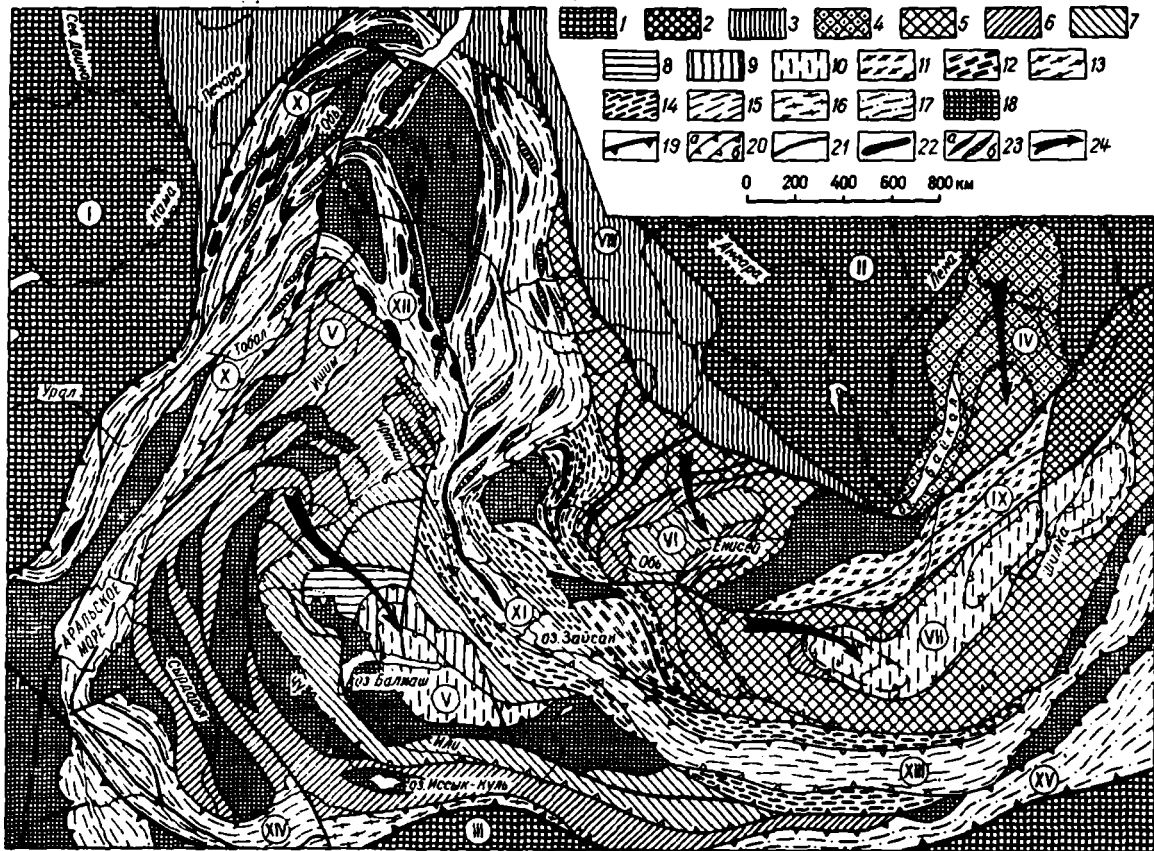
Итак, вертикальные движения разного знака являются проходящими для всей истории геосинклинали овала, сосуществуют с горизонтальными перемещениями. На начальных этапах развития геосинклинали овала, особенно во время его заложения, опускания блоков земной коры сопряжены с их горизонтальным раздвижением. Для эпох складчатостей существует тектоническая обстановка сжатия. На конечных стадиях эволюции Казахстанско-Тяньшаньской геосинклинали области в конце орогенного этапа после общих поднятий происходят крупные горизонтальные перемещения.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ОВАЛЬНОГО КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНОГО ТИПА

Сравнительная тектоника геосинклинальных складчатых овалов

Как упоминалось в начале работы, геосинклинальные области овално-концентрического строения распространены в Урало-Монгольском складчатом поясе. Условием их возникновения здесь, очевидно, является достаточно большая ширина пояса. Наряду с геосинклинальными областями овалного концентрически-зонального типа в Урало-Монгольском поясе находятся линейные геосинклинальные области (рис. 46). Большую часть пояса занимают области овалного типа — Казахстанско-Тяньшаньская, Монгольская, Западно-Саянская, Байкальская. Линейные геосинклинальные области или приспособлены к границам пояса с древними платформенными массивами (Уральская, Южного Тянь-Шаня), или разделяют геосинклинальные овалы (Иртышско-Зайсанская). В предлагаемой схеме тектонического районирования по-новму рассматриваются границы геосинклинальных областей, которые обычно проводят весьма произвольно. Предлагаемый подход по типу строения и единству развития геосинклинальных складчатых областей позволяет внести объективность в районирование складчатого пояса. При этом приходится, например, разделить традиционно обособляемую Алтае-Саянскую геосинклинальную область на две части: восточную, собственно каледонскую Саянскую, обладающую овално-концентрическим строением и представляющую самостоятельную область, и Талицко-Монголо-Алтайскую часть, принадлежащую восточной зоне линейной Иртышско-Зайсанской геосинклинальной области. При этом последняя должна включать Салаир, Ануйско-Чуйский синклиниорий, Холзунско-Чуйский и Монголо-Алтайский антиклинорий.

Монгольский геосинклинальный позднебайкальско-палеозойский складчатый овал. Он обособляется как самостоятельная часть Урало-Монгольского пояса. Современные представления о его строении и закономерностях развития оформились в результате работ многих советских и монгольских геологов. Наиболее подробная сводка о тектоническом развитии Монгольской геосинклинальной области приведена в работе Л.П. Зоненшайна [23], на которую мы и будем в дальнейшем опираться. Тектоническое районирование Монголии выполнено В.А. Амантовым и др., Л.П. Зоненшайном [23], А.Л. Яншиным, Н.С. Зайцевым и др. Монгольская геосинклинальная область на севере граничит с Тувинским остаточным массивом, располагается южнее Сибирской платформы и Байкало-Патомской геосинклинальной области. С запада она ограничена системами северо-западных разломов, отделяющих ее от Монголо-Алтайской системы, с юга — от Южно-Монгольской (Зайсанско-Гобийской) системы, принадлежащих линейной Иртышско-Зайсанской области (рис. 47). Наша интерпретация строения Монгольской геосинклинальной области в



какой-то мере отличается от принятых обобщений, но соответствует приводимым данным.

Во внешнем поясе Монгольского овала находится система эвгеосинклинальных прогибов, закончивших свое развитие в середине кембрия салаирской складчатостью. На западе и юго-западе прогибы Озерной зоны сложены основными вулканитами с кремнисто-сланцевыми и граувакковыми пачками — эвгеосинклинальной серией позднего рифея — среднего кембрия [23]. Характерны гипербазиты. Озерная зона к юго-востоку прослеживается в Центрально-Монгольскую систему, к северо-востоку ее продолжает, отделяясь широтными разломами, офиолитовая Джидинская зона, уходящая на северо-восток в Селенгино-Витимскую салаирскую систему. Ближе к внутренней части Монгольского геосинклинального овала располагается пояс поднятий Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской систем. Он прослеживается в виде широкой близширотной полосы из Северной Монголии на запад до Озерной зоны, здесь резко расширяется (Дзабханское поднятие) и поворачивает к юго-востоку. На всем протяжении пояса поднятий многие геологи отмечают обширные выступы метаморфического основания, а Л.П. Зоненшайн определенно устанавливает здесь среднерифейскую складчатость (аналог исседонской. — Ю.З.). В Дзабханской структурно-фациальной зоне на фундаменте резко несогласно залегают верхнерифейские липарито-дацитовые толщи, перекрыва-

Рис. 46. Схема тектонического районирования Урало-Монгольского пояса по возрасту завершающих складчатостей и типам геосинклинальных складчатых областей

Древние платформы: 1 — архейско-раннепротерозойский фундамент; 2 — архейско-раннепротерозойский фундамент, испытавший интенсивную байкальскую и палеозойскую тектономагматическую переработку (Становая зона); 3 — байкальский фундамент. *Геосинклинальные области овального концентрически-зонального типа:* 4 — геосинклинальные системы байкалец; палеозойские складчатые системы: 5 — раннекаледонские (салаирская складчатость в середине кембрия), 6 — среднекаледонские (таконская складчатость в конце ордовика), 7 — позднекаледонские (складчатость в середине силура), 8 — позднейшие каледонские (тельбесская складчатость в середине девона), 9 — ранневарисцийские (саурская складчатость в середине визе), 10 — поздневарисцийские (складчатость в первой половине перми). *Геосинклинальные области линейного типа:* 11 — раннекаледонские, 12 — позднекаледонские, 13 — каледонские нерасчлененные, 14 — ранневарисцийские; 15 — средневарисцийские (складчатость в среднем или позднем карбоне), 16 — поздневарисцийские, 17 — позднейшие варисцийские (складчатость в раннем триасе); 18 — остаточные срединные массивы; границы: 19 — геосинклинальных складчатых поясов, 20, а — геосинклинальных складчатых областей, 20, б — геосинклинальных систем; 21 — глубинные разломы; 22 — отдельные тела гипербазитов; 23 — простирание (а — отдельных синклинорий и антиклинорий; б — линейных магнитных аномалий); 24 — направление миграции геосинклинальных циклов и складчатости в геосинклинальных овалах. *Древние платформы:* I — Восточно-Европейская, II — Сибирская, III — Таримская, геосинклинальные овалы: IV — Байкальский, V — Казахстанско-Тяньшаньский, VI — Западно-Саянский, VII — Монгольский; линейные геосинклинальные области: VIII — Енисейско-Туруханская байкальская, IX — Яблоново-Становая; X — Уральская, XI — XIII — Иртышско-Зайсанская область (XI — Зайсанская, XII — Сальмская, XIII — Южно-Монгольская или Зайсанско-Гобийская системы); XIV — Южно-Тяньшаньская, XV — Солонкертская

емы в свою очередь карбонатным вендом – кембрием. Структура здесь весьма простая – вероятно, карбонатные толщи являются чехлом остаточного срединного массива. Широко распространены субэвральные вулканы кислого и среднего состава. Их мощность 4000–5000 м. В Идерской зоне пояса поднятий Л.П. Зоненшайн указывает на большое количество гранитоидов. Не исключено, что пояс поднятий на начальных стадиях развития геосинклинального овала мог быть центральным ядром, впоследствии разрушенным в своих внутренних частях.

Центральную часть геосинклинального овала занимает Хангай-Хантейская (Монголо-Амурская) складчатая варисцийская система. Ее общая протяженность более 1200 км, ширина 150–200 км. Л.П. Зоненшайном отмечены следующие ее особенности. Она разделяется на Хангайский, Хантейский и Восточно-Агинский синклиналии, заполненные мощными толщами нижнего, среднего и отчасти верхнего палеозоя до нижней перми (см. рис. 47). Верхи протерозоя (?) и низы кембрия представлены кремнисто-терригенно-базальтовыми толщами мощностью 5000 м, кембрий и ордовик сложены терригенными толщами, карбон – терригенными черносланцевыми песчаниковыми толщами, яшмами, кислыми вулканогенными породами, конгломератами и базальтами – хангайская серия. Эта толща имеет местами флишоподобный облик, мощность более 10–12 км. Пермь вулканогенно-осадочная, континентальная, местами морская. Характерно концентрическое дугообразное расположение складок, разломов, следующих ограничениям Хангай-Хантейской системы. В ее периферических частях проявлено каледонское несогласие. От внешних зон овала к внутренним устанавливается центростремительная миграция складчатости в такой последовательности: салаирская, каледонская, поздневарисцийская.

Заложение Монгольской геосинклинальной области происходит в позднем рифее на гранитно-метаморфическом фундаменте. Одновременно с офиолитовыми сериями внешних прогибов в поясе поднятий образовались мощные липарит-дацитовые толщи, затем был сформирован карбонатный чехол. По Л.П. Зоненшайну, контуры прогибов раннего и среднего палеозоя близко совпадали с очертаниями структур. На протяжении геологической истории устойчиво сохранялся концентрически-зональный план расположения геосинклинальных прогибов и поднятий. Выполненное Л.П. Зоненшайном сопоставление Казахстанско-Тяньшаньской и Монгольской геосинклинальных областей правомерно. Их сходство определяется особенностями овально-концентрического строения, заложением на континентальной коре, центростремительной миграцией складчатостей.

Саянский каледонский геосинклинальный складчатый овал. Этот овал находится между Тувинским срединным массивом на юге (см. рис. 46), Дербинской зоной Восточного Саяна, варисцидами Салаира, Ануйско-Чуйским синклиналием на западе. Границы его отвечают системам глубинных разломов. Соединение Саянской области с Алтаем в единую Алтае-Саянскую область неоправданно, так как эти два региона отличаются по строению и геологической истории весьма существенно. Как отмечалось выше, Алтае-Монгольская система, включающая Салаир, Ануйско-Чуйский синклиналии, Талицкий, Холзунско-Чуйский и Монголо-Алтай-

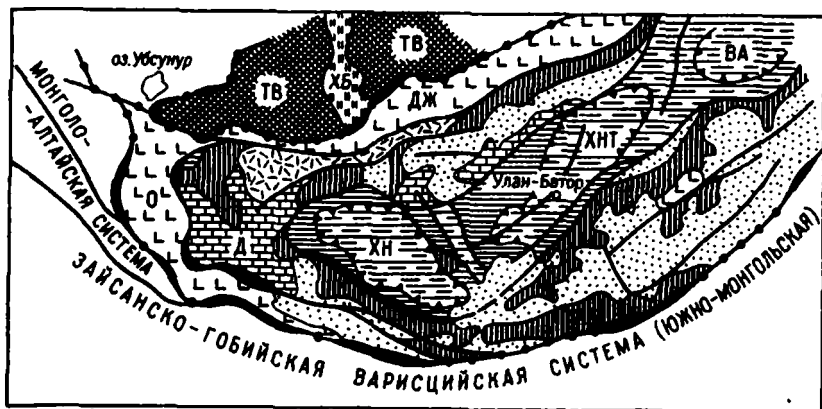


Рис. 47. Схема тектонического районирования Монгольской геосинклинальной области. За основу принята схема В.А. Амантова и др., добавления по Л.П. Зоненшайну

Тувинский массив (ТВ): 1 – выступы докембрийского основания; 2 – кремнисто-карбонатный чехол Хубсугульского прогиба (ХБ). *Монгольская геосинклинальная область* овального строения: 3 – внешний пояс раннекаледонских эвгеосинклинальных прогибов (ДЖ – Джидинский, О – Озерной и Центрально-Монгольской зон); 4 – офиолитовые зоны. *Пояс поднятий Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской зон:* 5 – выступы допозднерифейского фундамента, 6 – карбонатный геантиклинальный комплекс венда-кембрия Дабчанской зоны (Д), 7 – области широкого распространения позднерифейских лав кислого и среднего состава Идерской зоны; *Хангай-Хантейская варисцидальная остаточная геосинклинальная система* в центре овала: 8 – каледонский складчатый комплекс, 9 – варисцидальный складчатый комплекс (ХН – Хангайский, ХНТ – Хантейский, ВА – Восточно-Агинский синклинория); 10 – наложенные эпиварисцидские впадины разного типа; 11 – границы геосинклинальных областей; 12 – главные разломы

ский антиклинорий, теснее связана с развитием линейной Иртышско-Зайсанской области. Представляется, что тектоническое районирование Алтае-Саяно-Монгольского региона требует пересмотра. Саянская геосинклинальная область, в понимании автора, включает салаирские складчатые структуры Кузнецкого Алатау, Кизир-Казырской зоны юго-запада Восточного Саяна, Южно-Тувинской зоны и центрального Западно-Саянского синклинория, наложенные орогенные впадины – Северо- и Южно-Минусинскую, Тувинскую, Годжинскую. Рассмотрению закономерностей строения этого региона посвящено много работ В.А. Кузнецова, И.И. Белостоцкого, Г.А. Кудрявцева, Л.П. Зоненшайна, Б.Н. Красильникова, А.А. Моссаковского, Н.С. Зайцева, Н.Н. Хераскова и др.

Опираясь на обобщение указанных авторов и последние сводки [42], можно констатировать следующее. 1. Внешние части геосинклинальной области – Кузнецкий Алатау, Батеневский кряж, Кизир-Казырская и Южно-Тувинская зоны принадлежат салаиридам; центральная часть, вклю-

чающая Западно-Саянский синклиниорий, — к поздним каледонидам со складчатостью в середине силура. 2. Общее строение — положение структурно-фациальных зон, ориентировка складчатых структур и разломов, миграция складчатости к центру области — позволяет отнести ее к овальному концентрически-зональному типу. 3. В пределах области, так же как и в других подобных областях, большую роль играют крупные и мелкие остаточные срединные массивы, причем их значительно больше в салаиридах, т.е. там, где произошла более ранняя складчатость.

По Н.Н. Хераскову [48], геологические формации начала геосинклинального этапа в разных частях геосинклиналиной области различны, что свидетельствует о ее неоднородности в раннегеосинклиналиной стадии. Спилито-фтанито-сланцевая формация начинает развитие Западно-Саянского прогиба; на соседних поднятиях с юга и севера образовались спилито-кератофировая формация и толщи липаритов, лежащие на метаморфическом допозднерифейском основании. Обращает на себя внимание близость оценок возраста фундамента (допозднерифейский) и возраста его геосинклиналиной переработки (850 млн. лет) таковым для Казахстанско-Тяньшаньского и Монгольского овалов. Миграция геосинклиналиных циклов, складчатости и орогенеза выражается закономерной сменой формаций. Вопрос принадлежности рассматриваемой области к овальному концентрически-зональному типу должен быть подробнее обсужден с привлечением всех имеющихся данных.

Байкальская геосинклиналиная область. По времени замыкания геосинклиналиного режима эта область является байкальско-салаирской. Ее внешние части, прилежащие к Сибирской платформе, закончили геосинклиналиное развитие в позднем протерозое байкальской складчатостью. Это Байкало-Нижневитимская система, состоящая из ряда синклинориев и антиклинориев. Внутренняя эвгеосинклиналиная система, называемая Верхневитимской (Баргузинско-Витимской), закончила геосинклиналиное развитие в середине кембрия, характеризуется широким распространением блоков древнего дорифейского фундамента.

Геологическим изучением Байкальской геосинклиналиной области занимались многие геологи. Фундаментальное обобщение принадлежит Л.И. Салопу [39]; большое значение имеют работы К.А. Клитина, Т.Г. Павловой, Е.С. Постельникова [26], А.А. Бухарова, Ю.П. Бутова и др. [10]. Структура Байкальской области дугообразна, одна структурная зона близпараллельна другой, складки описывают полуовал, ограниченный с севера и запада Сибирской платформой, а с востока — Становой зоной. С юга структура овала обрезана поперек салаирской Селенгино-Витимской системой, находящейся на простирании Джидинской зоны Монголии. Дугообразная структура Байкальской системы четко видна на всех геологических картах, схемах тектонического районирования (рис. 48). В работе В.Г. Беличенко, несмотря на то, что она относит всю Байкальскую горную область к каледонидам, по-видимому, гипертрофируя здесь роль каледонского этапа, также подчеркнута эта черта ее строения.

В основании Байкальской области находится архейско-раннепротерозойский метаморфический фундамент, наиболее значительные выходы

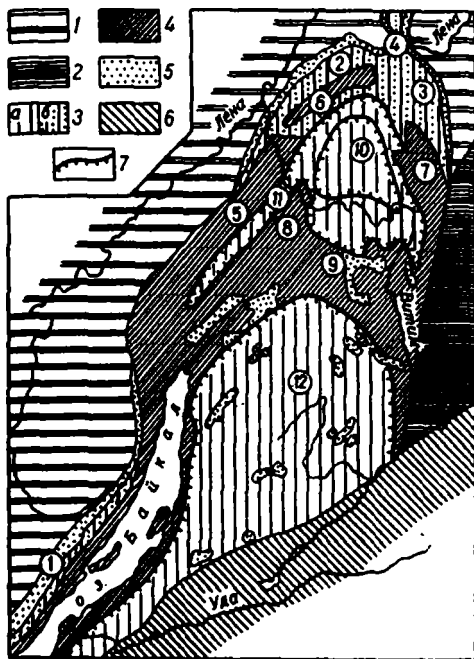


Рис. 48. Схема тектонического районирования Байкальской области, по К.А. Клитвиу и др. [26]

Сибирская платформа: 1 – чехол, 2 – фундамент. Байкальская складчатая область: 3 – рифейские образования, внутреннее (а) и внешние (б) зоны, 4 – нижне- и среднепротерозойские кристаллические породы, 5 – орогенные образования; 6 – раннекаледонская складчатая область; 7 – контуры основных структур. Цифры в кружках: 1 – Прибайкальский прогиб; 2 – Патомский прогиб; 3 – Жуминский прогиб; 4 – Уринское поднятие; антиклинории: 5 – Чуйский, 6 – Таходский, 7 – Печерский, 8 – Байкало-Конкудерский, 9 – Мамско-Витимский; синклинории: 10 – Бодайбинский, 11 – Мамский, 12 – Баргузинно-Витимский

Складчатость и орогенез проявляются во внешних зонах, но наиболее интенсивно – в периферических частях эвгеосинклинальной Байкало-Витимской (Байкало-Баргузинской) системы. Геосинклинальное развитие в кембрии сохраняется в Верхневитимской остаточной геосинклинали, находящейся в центре геосинклинальной области и завершившей свое

которого располагаются во внутренних зонах байкалид. Примечательной особенностью начальных стадий развития Байкальской области является образование Аккитканского вулканического пояса¹. Впервые этот пояс кислых вулканитов был обособлен Л.И. Салопом в 1964 г. и показана его приуроченность к внешней системе прогибов (рис. 49, а). По Л.И. Салопу, внешний пояс, состоящий из Прибайкальского и Приленского прогибов, начинает развитие Байкальской области в конце среднего протерозоя. Внешний пояс прогибов (Л.И. Салоп называет его Байкало-Патомским краевым прогибом) отделяет Байкало-Витимское поднятие от Сибирской платформы. При этом Байкало-Витимское поднятие (центральное ядро в нашей интерпретации) занимает центральное положение в геосинклинальной области. Впоследствии на его месте, так же как и в казахстанских палеозоидах, возникают внутренние, в том числе эвгеосинклинальные, системы (см. рис. 49, б).

Первая байкальская

¹ А.А. Бухаров (1973 г.) называет его "краевым", но историко-геологическое положение пояса не соответствует пониманию этого термина Н.С. Шатским и А.А. Богдановым (1957 г.).

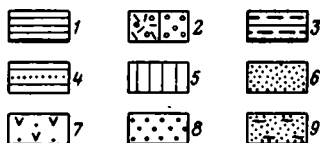
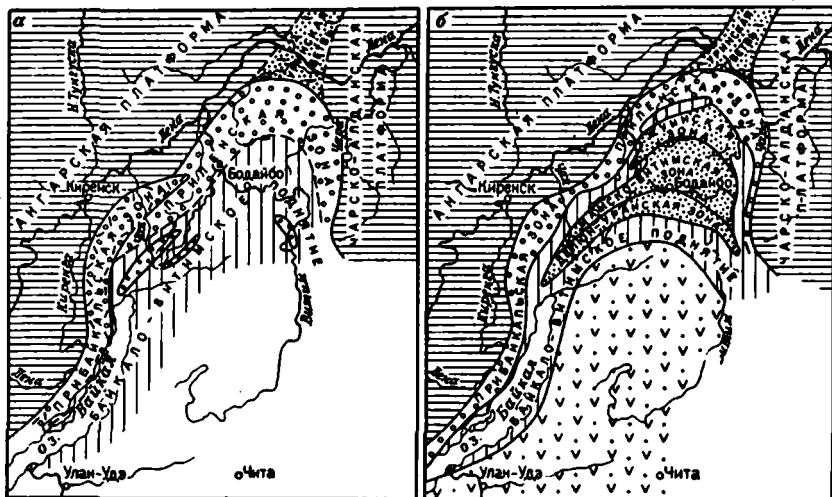


Рис. 49. Схема эволюции Байкальской геосинклинальной области: а – в среднем протерозое; б – в позднем протерозое; в – в раннем кембрии (алданский век). По Л.И. Салому [39] :

1 – платформы; 2 – Байкало-Патомский краевой прогиб; 3 – передовой прогиб на Сибирской платформе; 4 – подвижные зоны передового прогиба; 5 – внутригеосинклинальное поднятие; 6 – внутренние геосинклинальные прогибы (на рис. в – остаточная геосинклиналь); 7 – зв-

геосинклинальный пояс; 8 – внутренние межгорные впадины; 9 – побочная ветвь байкалид

развитие салаирской складчатостью (см. рис. 49, в). В южной части Верхневитимской системы последние складчатости орогенного этапа развития могут оказаться еще более молодыми (послепозднекембрийскими).

Нетрудно видеть, что общая схема развития Байкало-Патомской области близка эволюции Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала, хотя и представляется значительно более простой. Некоторые ее

особенности, в частности четкая выраженность позднепротерозойско-кембрийских краевых прогибов, определяются положением на границе с древней платформой.

Во введении говорилось о том, что геосинклинальные области овольного типа, вероятно, являются наиболее древним историко-геологическим типом, т.е. должны были быть широко развиты в раннем докембрии. Это предположение Г.П. Леонова [27] подкрепляется последними сводками по тектонике фундамента Восточно-Европейской платформы, выполненными К.О. Кратцем с соавторами, С.В. Богдановой, Р.А. Гафаровым, А.С. Новиковой и др. [32, 28]. На тектонических картах, составленных разными коллективами, изображена принципиально близкая картина, хотя исходные теоретические посылки авторов были различны и отразились лишь в общем подходе к разработке легенд этих карт. На карте, составленной в ГИНе, так же как и на карте К.О. Кратца и др., изображено дугообразное строение архейско-раннепротерозойских складчатых сооружений.

Структура фундамента платформы естественно делится на две области. Первая, Северо-Восточная (Скандинавско-Русская), представляет собой наиболее крупный полуовал с ядром в Прибалтике, сложенным главным образом наиболее молодым свекофенским складчатым комплексом. Большая часть структуры овала сложена остаточными раннеархейскими блоками – массивами, разделенными позднеархейскими – раннепротерозойскими поясами и зонами гранитизации. Северо-западная часть овала срезана наложенным каледонским поясом Скандинавии.

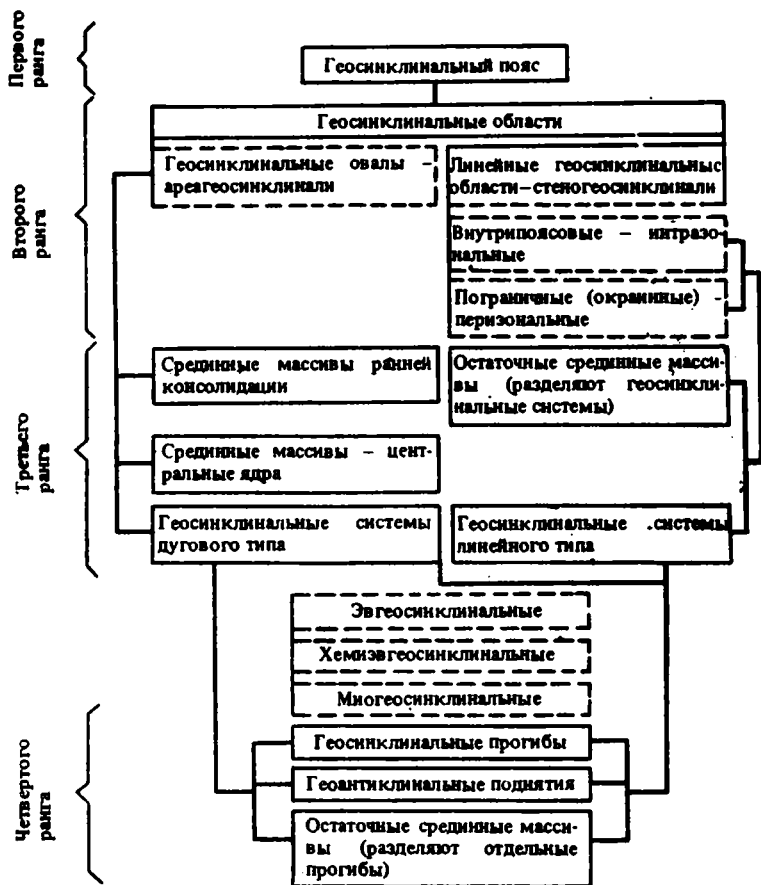
Второй овал, точнее его северо-восточная часть, намечается на юго-западе платформы – это Украинский (или Сарматский) овал. Четкий разворот докембрийской структуры здесь был намечен уже давно Р.А. Гафаровым и подчеркнут О.Б. Гинтовым в 1979 г. Он охватывает территорию Украинского щита, Воронежской антеклизы; как и первый, Скандинавско-Русский овал, он четко выражен на сводных картах аномального магнитного поля (ΔT) масштаба 1:5000000 и мельче. Естественно, что высказываемые предположения о типах наиболее крупных геосинклинальных структур фундамента платформы нуждаются в подробной разработке и специальной проверке, однако особенности строения – дугообразные развороты поднятий и прогибов, крупнейших разломов, положение остаточных массивов, унаследование структуры фундамента на начальных стадиях платформенной эволюции (расположение авлакогенов) – все это позволяет считать, что главные черты структуры фундамента поняты правильно [28, 32]. Вместе с тем следует также предполагать, что гигантские геосинклинальные овалы глубокого докембрия, несмотря на какие-то черты сходства, все-таки должны были значительно отличаться от фанерозойских геосинклинальных областей овольного строения.

Краткое рассмотрение разновозрастных геосинклинальных областей овольного концентрически-зонального типа дает возможность наметить ряд общих черт их строения и геологического развития.

ГЛАВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ

Анализ строения и геологической истории Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального складчатого овала, сравнительно-тектонический анализ других геосинклинальных областей позволяют установить некоторые общие черты их строения и эволюции.

Главные черты структуры геосинклинальных складчатых овалов. Геосинклинальные складчатые овалы наряду с линейными геосинклинальными областями и отдельными наиболее крупными остаточными срединными массивами внутри геосинклинального складчатого пояса являются структурными единицами первого порядка. Система ранговых подразделений и типизация палеотектонических единиц геосинклинальных складчатых поясов может быть представлена в следующем виде:



Примечание. Ранговые единицы очерчены сплошными линиями; единицы внутри-ранговых типизаций - штриховыми.

Противопоставление линейных и овально-концентрических геосинклинальных областей, по-видимому, не вызывает сомнений. Их можно называть соответственно стеногеосинклиналями и ареагеосинклиналями¹. Иногда геосинклинальные области типа Казахстанско-Тяньшаньской называют мозаичными. Однако этот термин неудачен, так как не отражает закономерной овальной, концентрически-зональной упорядоченности структурно-фациальных и структурных зон внутри геосинклинальных областей.

Геосинклинальные овалы обладают гигантскими размерами – до 2000 км в длину и 1000 км в поперечнике. Геосинклинальные пространства безграничны – прогибы с самого начала жизни геосинклинальной области отделяются один от другого широкими блоками срединных массивов. В эмбрионально-геосинклинальной и раннегеосинклинальной стадиях создается каркас блоков, к которым впоследствии приспособлены границы всех поднятий и прогибов. В дальнейшем структурный план геосинклинальных овалов оказывается консервативным, определяющим унаследованный стиль эволюции геосинклинального овала. В эмбрионально-геосинклинальную стадию может существовать центральное ядро овала, впоследствии разрушенное и вовлеченное в геосинклинальную эволюцию. Центральное ядро уверенно обособляется в Казахстанско-Тяньшаньском и Байкало-Патомском овалах; в Монгольском и Саянском оно как будто бы разрушается в самом начале геосинклинального этапа. Но эта проблема здесь ранее никогда не ставилась, поэтому и ответа на нее пока нет. На позднем этапе эволюции геосинклинального овала, когда начинается постепенно смещающаяся к его центру консолидация, возникают новообразованные срединные массивы ранней консолидации, постепенно обрастающие поясами все более молодой складчатости.

Геосинклинальные системы могут быть разных типов – эвгеосинклинальные, хемизвгеосинклинальные, миогеосинклинальные. Они разделяются остаточными срединными массивами, глубинными разломами. Миогеосинклинальные системы в геосинклинальных овалах существуют только там, где они соприкасаются с рядом расположенными платформами или срединными массивами ранней консолидации.

Геосинклинальным системам подчинены различного типа геосинклинальные прогибы, разделяющие их остаточные массивы и геоантиклинальные поднятия, возникшие или как новообразования в связи с отдельными эпохами складчатости и воздыманием блоков земной коры внутри данной системы, или при росте мантийных гипербазитовых овалов. Характерной чертой хемизвгеосинклинальных систем является унаследованность развития принадлежащих им прогибов и поднятий. Каждый прогиб, раз образовавшись, устойчив до конца геосинклинального этапа. В противоположность этому эвгеосинклинальные системы отличаются крайней не-

¹ "Stenos" – узкая (греч.), "area" (лат.) – площадь.

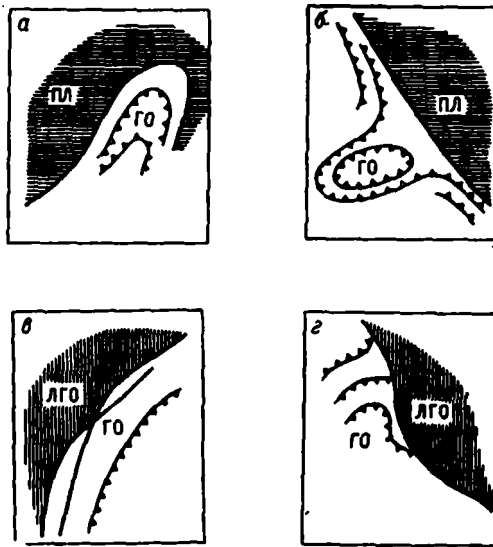


Рис. 50. Характер сочленения геосинклинальных овалов (ГО) с платформой (ПЛ) и линейными геосинклинальными областями (ЛГО): а – Байкальского, б – Саянского, в – на западе Казахстанско-Тяньшаньского овала с Уральской ЛГО; г – на востоке Казахстанско-Тяньшаньского овала с Иртышско-Зайсанской ЛГО. Жирные линии – системы глубинных разломов.

устойчивостью. Отдельные прогибы прекращают свое развитие, остаточные массивы захороняются и погружаются, иногда возникают явления, близко напоминающие частную инверсию, в понимании В.В. Белоусова, но не столь правильно проявленную.

Очертания геосинклинальных овалов определяются положением систем глубинных разломов, отделяющих их от платформенных массивов или соседних линейных геосинклинальных областей. Границы с платформами могут быть двух типов (рис. 50, а, б). Первый тип – конформное дуговое положение краевых разломов и геосинклинальных систем (тип внешнего ограничения Байкало-Патомской области); второй тип – линейные разломы, к которым приспособлены геосинклинальные системы краевых частей геосинклинальных овалов (см. рис. 46, 50). Примером могут быть соотношения салаирид и Сибирской платформы на востоке Саянского овала, ранних каледонид Тянь-Шаня и Таримского массива. Границы овалов с линейными областями также проходят по глубинным разломам, или они на больших отрезках конформны внутренней структуре овалов (см. рис. 50, в), или являются секущими (см. рис. 50, г).

Общность главных особенностей структуры и развития геосинклинальных овалов. Устанавливается несомненная общность строения различных геосинклинальных овалов, выражающаяся овальным концентрически-зональным строением, дугообразным расположением антиклинорий,

Характеристика главных этапов и особенностей эволюции геосинклинальных овалов (ГО)

Тектоногипы ГО; длительность развития в млн. лет	Главные черты структуры	Мегэтапы и стадии развития, их тектоническая сущность	
<p>1. Казахстанско-Тяньшаньский байкальско-варисийский; 620</p> <p>2. Саянский байкало-каледонский; 400</p>	<p>Концентрически-зональное овальное строение (иногда сохранились в виде полуовалов)</p> <p>Остаточные геосинклинали в центре обладают максимальной длиной геосинклинального развития</p>	<p>I. Мегэтап деструкции земной коры (заложения), обстановка тектонического растяжения, раздвиги земной коры</p> <p>II. Мегэтап прогрессирующей консолидации земной коры; обстановка мигрирующего к центру овала тектонического сжатия</p>	<p>1-я стадия (эмбрионально-геосинклинальная) – образование внешних геосинклинальных зон (прогибов и поднятий) и, центрального ядра; растяжение по периферии овала</p> <p>2-я стадия (раннегеосинклинальная) – разрушение центрального ядра и вовлечение его в геосинклинальное погружение; растяжение в центре овала, возникновение эвгеосинклиналей, иногда с маятниковыми гипербазитовыми валами</p>
<p>3. Байкальский байкальско-салаирский; 1250</p>	<p>Отсутствие явно выраженной вергентности, надвигов</p>		<p>Центростремительная миграция геосинклинальных циклов, складчатостей, магматизма, краевых вулканических поясов и постгеосинклинального орогенеза к центру овала</p>

синклинорий и разломов, структурно-фациальных зон, поясов разновозрастной складчатости и магматизма (табл. 11). Рассматриваемая модель строения геосинклинальных областей для разных областей несколько различается. В одних случаях овалы оказываются более вытянутыми, в ка-

кой-то мере приспособленными к соседним платформенным ограничениям или к системам глубинных разломов, например Монгольский овал.

Вторая общая черта строения геосинклинальных овалов рассматриваемого типа — отсутствие явно выраженной вергентности и крупных горизонтальных перемещений. Это справедливо для Казахстанско-Тяньшаньского и Монгольского (?) овалов. Во всех разновозрастных складчатых системах, от периферических до внутренних зон, преобладают прямые складки с вертикальным положением осевых поверхностей. Локально отмечаемая вергентность не меняет этой закономерности и всегда связана с местными причинами — положением вблизи взбросов или крутых надвигов. В Казахстанско-Тяньшаньском овале она обусловлена наложенными поздневарисийскими деформациями, не имеющими прямого отношения к развитию его структуры.

Третья характерная черта всех геосинклинальных овалов Урало-Монгольского пояса — наличие остаточной геосинклинали в центре геосинклинального овала. Она заканчивает свое развитие, когда окружающие ее области уже были консолидированы. Остаточная геосинклираль обладает большими или меньшими размерами, представляет собой единый крупный, постепенно сокращающийся прогиб или распадается на частные отдельные прогибы, но во всех рассмотренных геосинклинальных овалах остаточные геосинклинали всегда присутствуют, являясь указателем принадлежности геосинклинальной области к данному типу. Центральные части овалов обладают максимальной тектонической активностью даже тогда, когда геосинклинальный ареал стал небольшим. С наступлением орогенного этапа центральная часть овалов может обладать максимальной магматической активностью (например, Джунгаро-Балхашская область с краевыми вулканоплутоническими поясами), связанной с наибольшим разогревом земной коры.

Образование геосинклинальных овалов на континентальной земной коре. Все геосинклинальные овалы Урало-Монгольского пояса представляют собой новообразования, возникшие на более древней континентальной земной коре. Степень геосинклинальности тех или иных геосинклинальных областей или их частей находится в прямой зависимости от степени переработки коры. Для каледонид Казахстана и Тянь-Шаня этот вопрос обсуждался выше. Для Монгольского геосинклинального овала Л.П. Зоненшайн [23] пришел к выводу о заложении на континентальной допозднерифейской коре (исключение, по Л.П. Зоненшайну, представляют лишь эвгеосинклинальные Озерная и Джидинская зоны). По Л.И. Салопу, К.А. Клитину и др., на метаморфическом архейско-раннепротерозойском основании развивались геосинклинали Байкало-Патомской области. На древнем фундаменте возникла большая часть геосинклинальных прогибов Саянского овала. Только для Западно-Саянского синклинория Н.Н. Херасков предполагает возможность океанического ложа, несмотря на его окружение континентальными блоками и столь малые размеры самого прогиба. Как установлено для казахстанско-тяньшаньских палеозойд, заложение геосинклинального овала связано с раздроблением континентального фундамента системами дугообразных разломов, приспособ-

денных к планетарной сетке трещиноватости. Заложение геосинклиналей сопровождалось кислым наземным вулканизмом, известным в Казахстанско-Тяньшаньском, Байкальском (Акитканский пояс) и Монгольском (Дзяханская, Идерская зоны) овалах. Признаки "догеосинклинального" кислого вулканизма имеются, по Н.Н. Хераскову, и в обрамлении Западно-Саянского прогиба.

О процессе заложения геосинклинальных областей овального концентрически-зонального типа. Овально-концентрическая зональность возникает при заложении геосинклинальных овалов. Судя по Казахстанско-Тяньшаньскому и Байкальскому геосинклинальным овалам, в эмбрионально-геосинклинальной стадии происходит их разделение на внешний пояс прогибов и поднятий, а также центральное ядро. В казахстанско-тяньшаньских палеозоидах это происходит в позднем рифее и венде, в Байкальской области — в конце раннего протерозоя (1700—1800 млн. лет). Тектоническая активность вначале сосредоточена в периферических частях овалов — во внешних поясах прогибов и поднятий. Центральное ядро в этой стадии обладает минимальной тектонической активностью. В раннегеосинклинальной стадии тектоническая активность смещается в центральные части овалов, приводит к разрушению центрального ядра и новообразованию на его месте геосинклинальных прогибов. Джунгаро-Балхашская эвгеосинклинальная система представляет собой пример интенсивной деструкции центрального ядра, хотя могут быть случаи, когда тектонический режим ядра имел меньшую степень геосинклинальности; примером служит Байкальская область с остаточной карбонатной Верхневитимской геосинклиналью [39]. Можно допустить, что должны быть геосинклинальные овалы с сохранившимся центральным ядром. Сравнительно-тектонический анализ, если его провести на большем числе примеров, позволит проверить это предположение.

Длительность развития геосинклинальных овалов. Можно определенно указывать, что геосинклинальные овалы обладают большей длительностью развития, чем соседние линейные области. Если полагать заложение геосинклинальных овалов Урало-Монгольского пояса на рубеже в 850 млн. лет, а Байкальской области в конце раннего протерозоя — 1700—1800 млн. лет, то длительность развития Казахстанско-Тяньшаньского и Монгольского овалов составит 620, Саянского — 400, Байкальского — 1250 млн. лет. Наибольшей длительностью развития и общей тектонической активности обладают центральные части геосинклинальных овалов, где завершающая складчатость всегда самая поздняя внутри каждого отдельного овала.

Миграция складчатостей — показатель прогрессирующей консолидации земной коры, распространяющейся от внешних к внутренним частям геосинклинальных овалов.

В течение мезозоя прогрессирующей консолидации происходит постепенное наращивание массива консолидированной коры. В казахстанских палеозоидах она начинается из середины Урало-Монгольского пояса. В других случаях, например в Байкальском или Саянском геосинклинальных овалах в связи с их положением у края древней платформы, зоны

более ранней консолидации во внешних частях овалов оказываются ближе к платформе. Во всех рассмотренных геосинклинальных овалах независимо от их положения миграция складчатостей происходит от внешних зон к внутренним.

Единство динамико-кинематических обстановок сжатия–растяжения. Динамико-кинематические режимы эмбриональной и ранней стадий геосинклинального этапа определялись господствующим тектоническим растяжением (раздвиганием) земной коры. О растяжении во внешних зонах свидетельствуют пояса разнообразного вулканизма – от кислого до базальтового, более раннее начало развития геосинклиналей во внешнем поясе. Наиболее значительное растяжение с образованием раздвигов до 10–15 км и последующим развитием мантийных гипербазитовых валов возникает на месте центральных ядер в раннегеосинклинальную стадию. Примерами смещения большего растяжения в центры овалов со временем могут служить Казахстанско-Тяньшаньская и Байкальская (?) области. Вместе с тем степень переработки бывшего центрального ядра и величина растяжения в разных овалах может быть различной. Динамико-кинематический режим зрелой стадии геосинклинального этапа, завершающейся складчатостью и орогенезом, характеризуется относительным сжатием. Вначале обстановка тектонического сжатия возникает во внешних зонах геосинклинальных овалов, т.е. там, где происходит первая складчатость, поднятие и орогенез, – это характерная особенность всех рассмотренных геосинклинальных овалов. Впоследствии режим тектонического сжатия смещается внутрь овалов.

Анализ тектонических режимов для разных частей геосинклинальных областей овального строения приводит к выводу о сосуществовании во времени (одновременности) разных режимов (растяжения и сжатия). Так, в центре овала может сохраняться обстановка растяжения, а по его периферии, где происходят первые складчатости, – сжатия (табл. 12). Показателем обстановки сжатия – растяжения служат складчатости и характер магматизма (степень проницаемости земной коры для глубинных магматических расплавов и теплового потока). По мере развития геосинклинального овала радиально от его периферии к центру прорастается волна растяжения – сжатия.

Единство развития геосинклинального овала. Несмотря на возможность разделения геосинклинальных областей овально-концентрического типа на различные системы и зоны – по возрасту складчатости и времени консолидации, тектоническим режимам, – тем не менее каждый геосинклинальный овал един в своей историко-геологической эволюции. В пользу этого свидетельствуют единство его строения, направленность развития геосинклинальных систем и прогрессирующей консолидации земной коры. Единство развития каждого отдельного овала при грандиозных масштабах явления – свидетельство большой глубинности причин рождения и последующего развития геосинклинальных овалов, единства механизма глубинного тектогенеза.

Эволюция геосинклинальных овалов – центростремительный дискретно-перманентный процесс. Центростремительный характер эволюции гео-

Динамико-кинематические режимы в разных частях
Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала

Части геосинклинального овала		Режимы стадий развития, геологическое время		
		рифей–венд, эмбриональная стадия	ранняя стадия	поздняя стадия
Внешний пояс прогибов и поднятий		Растяжение Поздний рифей (от 850 млн. лет) – венд	Сжатие (кембрий–ранний ордовик)	Сжатие (средний–поздний ордовик)
Средняя (соответствует позднему каледонидам)	Периферия центрального ядра	Стабильное ядро (поздний рифей – венд)	–	–
	Геосинклинали	–	Растяжение (кембрий–ранний ордовик)	Сжатие (средний ордовик – силур)
Внутренние зоны	Центральное ядро	Стабильное ядро (поздний рифей венд)	–	–
	Центральная (остаточная) Джунгаро-Балхашская геосинклиналь	–	Растяжение (ранний палеозой)	Сжатие (силур – пермь)

синклинальных овалов от внешних зон к внутренним выше был подчеркнут при рассмотрении заложения геосинклиналей, смещения этапов и стадий геосинклинальных циклов, магматизма, динамико-кинематических тектонических режимов, прогрессирующей консолидации. Центростремительное смещение к центру овалов непостоянно, всегда дискретно-перманентно. Все изменения состояния различных частей геосинклинального овала происходят прерывисто, но постоянно направлены к его центру. Попятная, возвратная, тектоническая активизация – регенерация геосинклинальных режимов, тепловая и тектоно-магматическая активность, связанная с развитием геосинклинальных овалов, также импульсивна. Она не меняет общей картины центростремительной эволюции, так как представляет явление второго порядка.

Автономность развития геосинклинального овала. Характерно независимое автономное развитие каждого отдельного геосинклинального овала, выражающееся в одновременности различных стадий и этапов их развития, проявлений складчатости и т.п. Начало мезаэтапа прогрессирующей консолидации в разных овалах Урало-Монгольского пояса различно. Саянско-Ирская складчатость была первой, проявившейся в Монгольском и Саянском геосинклинальных овалах; в Казахстанско-Тяньшаньском овале первой была таконская складчатость и т.д. На рис. 51. показаны главные ру-

бежи эволюции разновозрастных геосинклинальных овалов. Из сравнения графиков видно, что, несмотря на автономность развития каждого геосинклинального овала, выраженную различными графиками (и временем эпох завершающей складчатости), моменты важнейших событий разных овалов совпадают. Временные рубежи — 515, 440, 415, 270 и 220 млн. лет (салаирский, таконский, середины силура и ранней перми, начала триаса) — являются общими для двух или трех независимо существовавших геосинклинальных овалов. Их автономное развитие — свидетельство

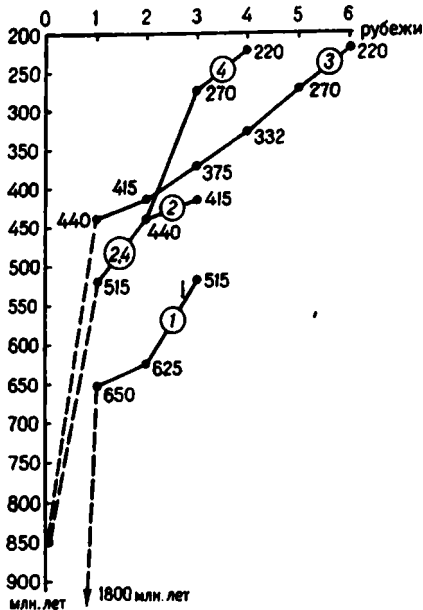


Рис. 51. Рубежи эволюции разновозрастных геосинклинальных складчатых овалов Урало-Монгольского пояса (показано время заложения геосинклиналей и складчатостей)

Штриховые линии — раннегеосинклинальные и позднегеосинклинальные стадии. Сплошные линии — этап прогрессирующей консолидации земной коры, выраженный мигрирующими складчатостями. Геосинклинальные овалы (цифры в кружках): 1 — Байкальский; 2 — Саянский; 3 — Казахстанско-Тяньшаньский; 4 — Монгольский

Монгольского пояса, обладает наибольшими размерами. Другие овалы в 2–3 раза меньше. Они отличаются также менее правильными очертаниями, большей вытянутостью. Возможно, это обусловлено их приспособленностью к уже существовавшей мегаструктуре литосферы, положением вблизи платформенных массивов или между зон крупнейших разломов.

местных причин тектогенеза. В то же время развитие геосинклинальных овалов подчинено общепланетарному (глобальному) временному регулированию. Следует отметить, что намечается некоторая взаимосвязанность проявлений тектогенеза в расположенных рядом геосинклинальных овалах. Так, для всех овалов на востоке пояса (Саянском, Монгольском, Байкальском), отмечается больше временных связей. Первой складчатостью здесь всюду была салаирская. В Казахстане эта складчатость в слабом виде проявилась лишь в Чингиз-Тарбагатайской зоне. По-видимому, это отражает некое взаимодействие глубинных мантийных очагов, вызывающих образование геосинклинальных овалов.

Заканчивая рассмотрение особенностей геосинклинальных областей овального типа, следует еще раз подчеркнуть возможность их существования только в широких геосинклинальных поясах, какие, очевидно, могли быть в раннем докембри. Казахстанско-Тяньшаньский овал, располагающийся в самой широкой части Урало-

Совокупность всех данных о строении и геологической истории геосинклинальных областей позволяет сделать вывод о том, что геосинклинальный процесс является отражением глубинного тектогенеза на коровом уровне. Как было показано выше, суть геосинклинального процесса состоит в дифференцированном прогибании коры на начальных стадиях развития геосинклинали, геосинклинальном осадконакоплении и магматизме, складкообразовании и орогенезе на заключительных стадиях. Дальнейшая задача состоит в том, как связать особенности геосинклинального процесса с глубинным тектогенезом, чтобы воссозданная модель удовлетворяла установленным соотношениям и закономерностям. Наиболее логичной из имеющихся, по нашему мнению, является схема взаимодействия глубинного и геосинклинального тектогенеза, разработанная В.В. Белоусовым [6]. Нет недостатка в схемах глубинного тектогенеза с позиций тектоники плит, однако они были сформулированы применительно к океанам и практически нет примеров их удачного приложения к развитию внутриконтинентальных геосинклинальных поясов и областей. С новых позиций, определившись после обобщения материалов по геосинклинальным областям овального концентрически-зонального типа, следует оценить возможности существующих представлений. С этих же позиций также должен быть рассмотрен и соответствующий предполагаемый механизм базового глубинного тектогенеза.

Приведенные выводы о едином концентрически-зональном структурном плане и единстве развития каждого геосинклинального овала, центростремительном смещении происходящих в их пределах процессов заставляют предполагать очаговый характер глубинного энергетического источника, его относительную изометричность. Под каждым самостоятельно развивавшимся геосинклинальным овалом должен находиться свой глубинный энергетический источник. Для каждого такого независимо эволюционирующего очага действует общая схема связей: мантийный тектогенез → различной интенсивности тектоно-магматическая переработка земной коры, определяющая степень ее проницаемости и термального режима и различная интенсивность геосинклинального процесса ("степень геосинклинальности"), выраженная различными эндогенными тектоническими режимами.

Большая часть построений, касающихся взаимодействия процессов, происходящих в земной коре и мантии, механизма тектонических движений в земной коре, ограничена весьма недостаточными знаниями об особенностях глубинного строения Земли в различных тектонических областях. Относительно уверенно установлена нижняя граница земной коры, менее надежно — ее внутренняя структура; очень мало информации об особенностях строения и процессах в мантии, хотя они, конечно, имеют большое значение для понимания геотектогенеза в целом. Свидетельством глубинного тектогенеза являются глубокофокусные землетрясения, майитийная природа основного вулканизма, изменения мощности земной коры и др., указывающие на большое значение процессов мантийного уровня.

Эти соображения заставляют считать, что попытки объяснения причин геосинклинального механизма и причин консолидации земной коры только с позиций взаимодействия кора – мантия (преобразований у границы М) будут заведомо неполными, хотя несомненна большая роль этих преобразований при геосинклинальном и орогенном процессах, рифтогенезе, вертикальных движениях и пр.

Единство строения и развития геосинклинальных овалов при грандиозных масштабах явления – свидетельство большой глубинности причин их рождения и последующей эволюции. На большую глубину источника глубинного тектогенеза указывает также приспособление всех структурных элементов овалов – поясов поднятий и прогибов, новообразованных глубинных разломов – к существовавшей в земной коре (литосфере?) сетке планетарной трещиноватости. Размеры геосинклинальных овалов составляют 1000–2000 км по длине и 500–1500 км в поперечнике. Стало быть, и глубинные энергетические источники следует предполагать на таких же глубинах, т.е. у границы верхней и нижней мантии или еще глубже – в нижней мантии (от 1000 до 2000 км). Возможно, они связаны с границей ядро–мантия [4]. Предположение о соизмеримости геосинклинальных овалов и глубин соответствующих энергетических очагов представляется правомерным.

Очертания и разная ориентировка длинных осей геосинклинальных овалов разного возраста отражают существующие в литосфере горизонтальные неоднородности, приспособленность к ним самих овалов. Вероятно, что существовавшие крупнейшие глубинные разломы пересекали не только кору, но и всю литосферу. Центральные части геосинклинальных овалов на протяжении их геологической истории обладают максимальной тектонической и магматической активностью, наибольшей продолжительностью геосинклинального развития. Даже тогда, когда геосинклинальный овал максимально сузился (пример, Казахстанско-Тяньшаньского в девонском периоде, раннем карбоне и позднем палеозое), его центральная часть обладала наибольшей тепловой активностью, выражающейся наиболее широко проявленным кислым коровым магматизмом – интенсивность последнего увеличивается при наибольшем сокращении остаточной геосинклинали в центре овала. В пользу изометричности глубинных очагов и центров активности свидетельствует центростремительный характер всех происходящих в геосинклинальных овалах процессов – миграция обстановок растяжения и сжатия, прогрессирующей консолидации и разного рода магматизма, орогенеза. Центростремительное смещение тектонических обстановок в геосинклинальном овале показано на примере казахстанско-тяньшаньских палеозойд на рис. 52–57.

Все рассмотренные в работе геосинклинальные овалы принадлежат Урало-Монгольскому складчатому палеозойскому поясу – очаговый характер глубинного тектогенеза свойствен значительным его частям (рис. 58). Возникают геосинклинальные овалы внутри пояса близко одновременно в середине позднего рифея – важного переломного момента в его тектонической истории. Разделы овалов отвечают узким линейным геосинклинальным областям, следующим системам линейных глубинных

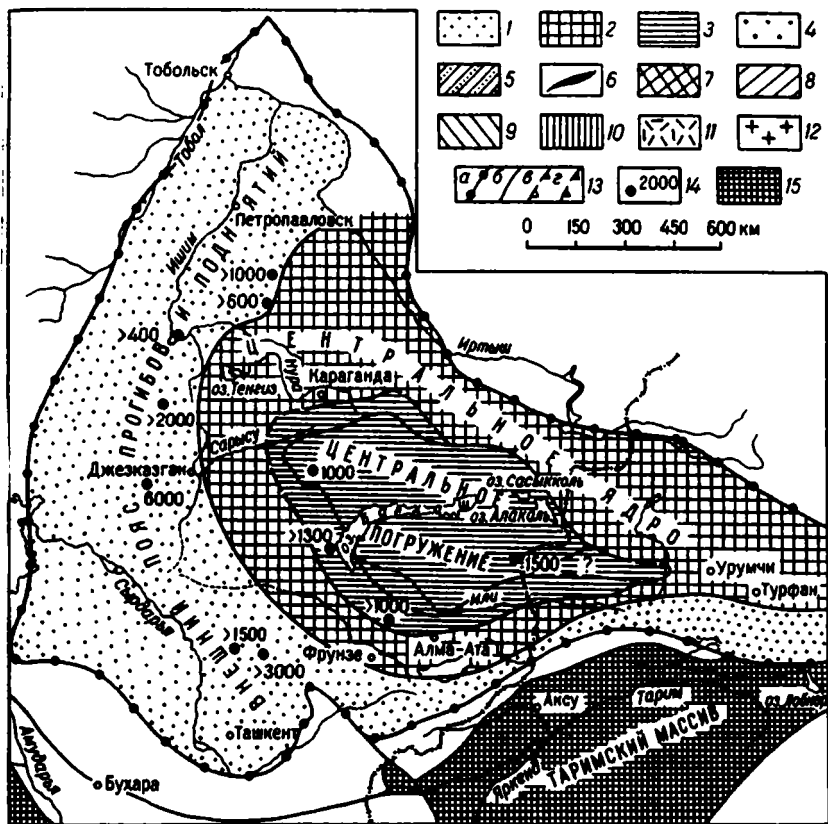


Рис. 52. Эмбрионально-геосинклинальная стадия – деструкция континентальной коры, разделение на внешний пояс прогибов и центральное ядро (поздний рифей–венд)

Области наибольшей тектонической активности: 1 – обстановка растяжения, раздви- ги, образование мантийных гипербазитовых валов и офиолитовой ассоциации – мак- симальная проницаемость земной коры, резкая дифференциация вертикальных дви- жений. **Области меньшей тектонической активности:** 2 – центральное ядро и образо- вавшиеся на его месте остаточные массивы (на рис. 53–55), 3 – центральное по- гружение, 4 – геосинклинальные обстановки – преобладающее развитие прогибов и поднятий, обстановка тектонического сжатия – меньшая степень проницаемости земной коры; 5 – глубоко погруженные тектонические блоки; 6 – мантийные гипер- базитовые валы. **Области консолидации** – обстановка относительного тектони- ческого покоя: 7 – раннекаледонской таконской складчатости, 8 – позднекаледон- ской чынгизской складчатости, 9 – ранневарисийской саурской складчатости; 10 – части консолидированного массива, вовлеченные в геосинклинальное прогибание; 11 – краевые вулканические пояса; 12 – “телеорогенные” интрузии гранитоидов; 13 – границы (а – геосинклинального овала; б – зон внутри него; в – краевого вул- канического пояса; г – западная граница эвгеосинклинальной Казахстанско-Северо- тьяншаньской системы); 14 – мощность в м; 15 – платформенные массивы

обрамления

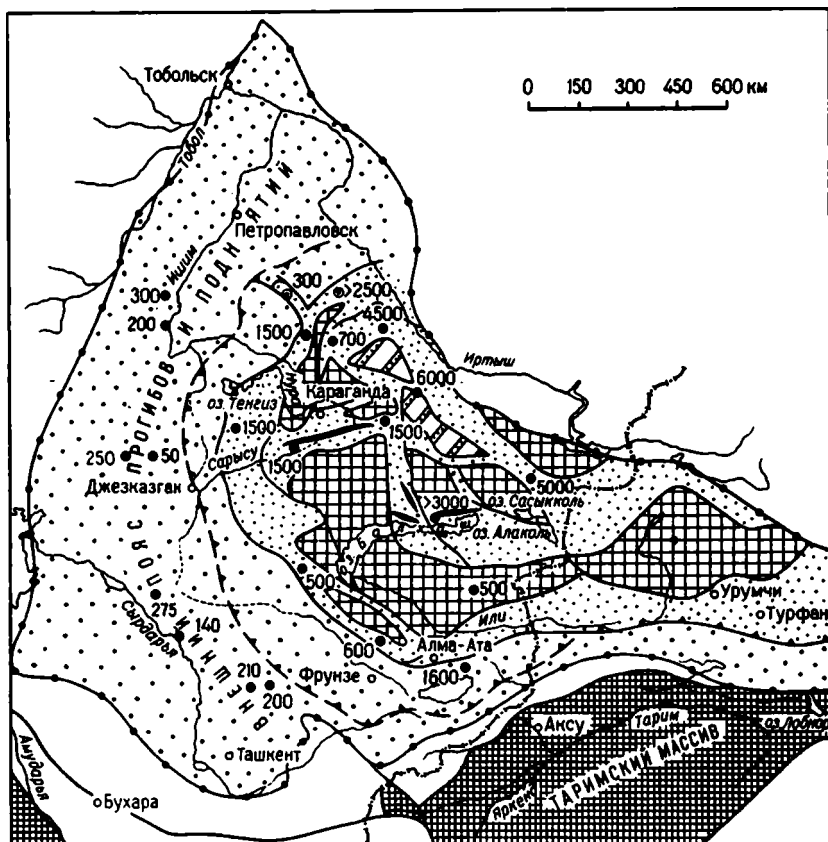


Рис. 53. Начало раннегеосинклиальной стадии – разделение на эвгеосинклиальную и гемизвгеосинклиальные системы, распад центрального ядра (ранний – средний кембрий).

Условные обозначения см. на рис. 52

разломов, пересекавших, вероятно, всю литосферу. Изометричные энергетические источники, способные вызвать образование геосинклиальных овалов, действовали только под геосинклиальным Урало-Монгольским поясом и отсутствовали под соседними платформами. Под Урало-Монгольским поясом приходится допускать неравномерное распределение энергетических очагов, заканчивающих свое развитие в разное время и обладавших различными энергетическими возможностями. Длительность существования интенсивно проявлявших себя глубинных энергетических источников от 300 до 600–1200 млн. лет для разных геосинклиальных овалов. Постепенное (но дискретное) сужение их ареалов указывает либо на сокращение глубинных размеров очагов, либо на постепенное уменьшение выделяемой ими энергии. Автономность развития каждого геосинклиального овала, несмотря на совпадение присущих разным овалам

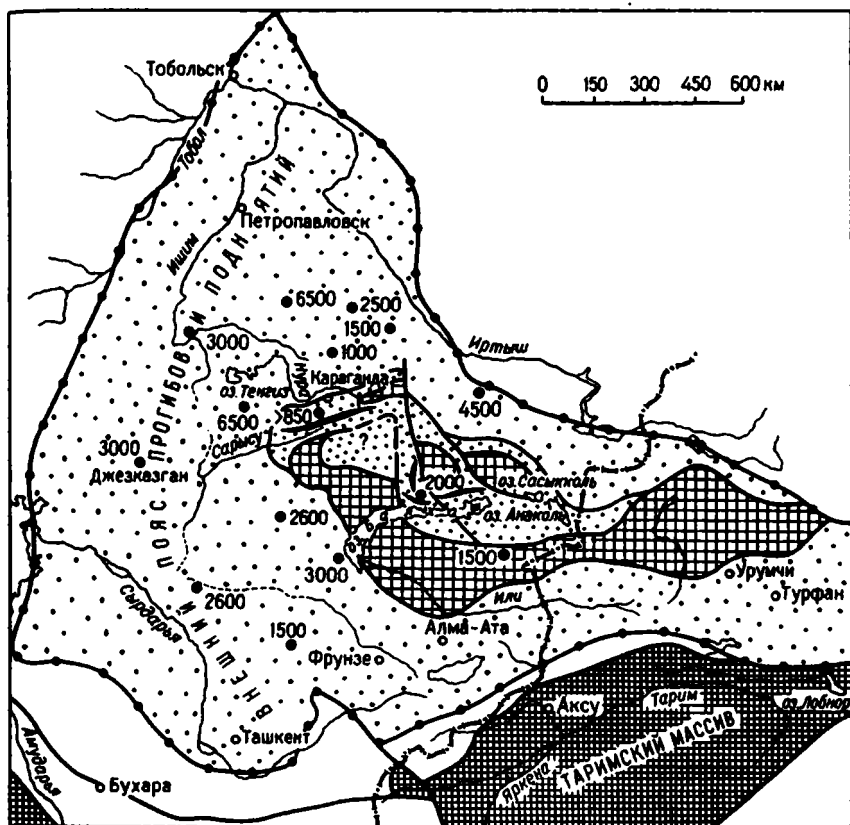


Рис. 54. Начало мегатэпа прогрессирующей консолидации земной коры – сохранение эвгеосинклинального режима в центре овала, во внешних зонах – позднегер-синклинальная стадия (средний – поздний ордовик)

Условные обозначения см. на рис. 52

тектонических кульминаций (см. рис 51), указывает на самостоятельность и разобшенность глубинных энергетических очагов.

Наиболее важные процессы, происходящие в геосинклинальных областях овального типа и обладающие центростремительной направленностью, как уже неоднократно подчеркивалось выше, имеют дискретный характер, что может служить указанием на прерывистое выделение энергии глубинным очагом. К этим процессам принадлежат центростремительное смещение заложения геосинклиналей в эмбрионально- и раннегеосинклинальную стадию (см. рис. 52, 53), смещение областей максимальной тектонической активности – показатель – эвгеосинклинальный режим (см. рис. 52–55); центростремительная прогрессирующая консолидация – миграция складчатостей (см. рис. 55–57), прокатывающаяся от периферии к центру овала волна растяжения – сжатия (см. рис. 44), смещение разно-

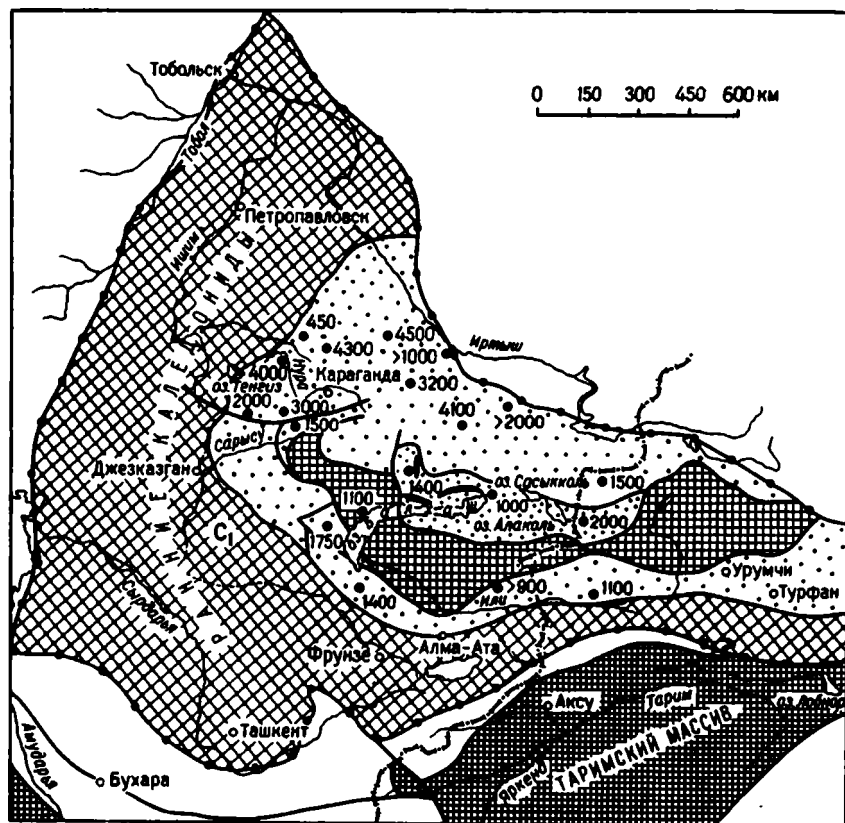


Рис. 55. Мегэзтап прогрессирующей консолидации земной коры (средняя стадия) – сохранение эвгеосинклинального режима только до начала силура или конца ордовика, начало образования среднего массива раннекаледонской консолидации во внешней зоне овала (конец ордовика (?) – ранний силур)

Условные обозначения см. на рис. 52

образного геосинклинального вулканизма и гранитоидного складчатого магматизма (см. рис. 56, 57). Дискретны проявления орогенного магматизма, связанного с энергичным разогреванием земной коры на последних стадиях развития, геосинклинального овала (рис. 59). Вначале в смещении поясов кислого магматизма сохраняется центростремительная тенденция (с девона до визе). После саурской складчатости и резкого сокращения геосинклинального ареала до крайне незначительной площади в центре овала, с середины визе до конца перми устанавливается центростремительное, но также импульсивное, расширение орогенного вулканизма и гранитоидного магматизма. Последний продвигается вплоть до границы ранних и поздних каледонид после саякской складчатости (с середины перми – см. рис. 57). Его радиальное удаление от центра геосинклинальной области составило

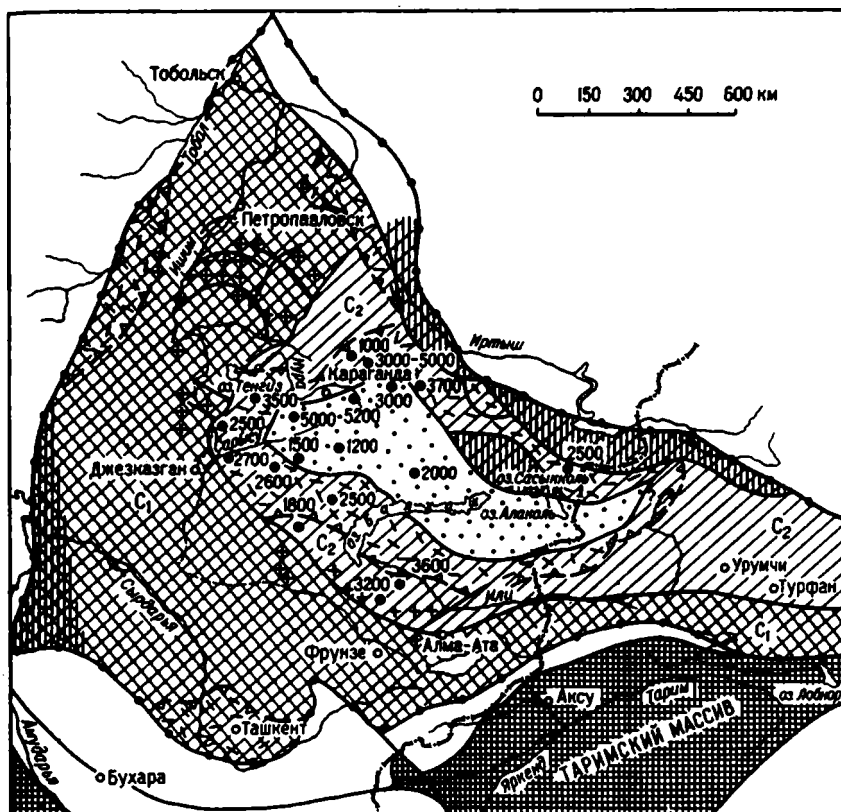


Рис. 56. Мезостад прогрессирующей консолидации земной коры (средняя стадия) – сохранение геосинклинального режима только в центре геосинклинального овала, проявление тектоно-магматической (термальной) активизации – образование краевых вулканоплутонических поясов и "тедороденных" гранитоидов (ранний девон – начало среднего девона)

Условные обозначения см. на рис. 52

650–700 км. Напрашивается вывод о том, что консолидация коры и импульсивная экспансия орогенного магматизма, вызванного энергичным разогревом коры и генерацией палингенных коровых магм вне остаточной поздневарисийской геосинклинали, оказываются связанными явлениями. Правдоподобным представляется следующее объяснение этих связей. После складчатости в центре овала исчезают условия относительно "свободного" вывода тепловой энергии к поверхности Земли и, как следствие этого, происходит разогрев коры на обширных площадях.

Центростремительное смещение тектонической активизации в геосинклинальном овале нарушается противоположной центробежной тенденцией также в середине девона во время образования наложенной Сарысу-



Рис. 57. Мегатап прогрессирующей консолидации земной коры (последняя стадия) – сохранение геосинклиального режима только в остаточной геосинклинали в центре овала до середины ранней перми; в начале центростремительное смещение вулканических поясов внутрь овала, в конце этапа – широкая тепловая активизация ранее консолидированных площадей (поздний палеозой)

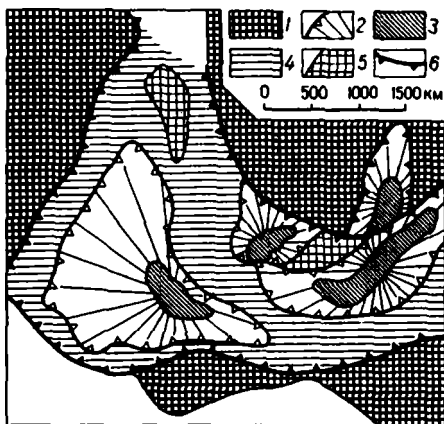
Условные обозначения см. на рис. 52

Тенизской системы, под которой следует предполагать энергетические источники меньшей интенсивности. Заложение дейтероорогенных впадин Сарысу-Тенизской системы близко времени тельбесской складчатости (вслед за нею), т.е. моменту очередного сокращения геосинклиального ареала.

Следует предполагать, что, несмотря на прерывистость развития геосинклиального овала, глубинный энергетический источник существовал постоянно и был способен отдать энергию в разные моменты своего развития, но интенсивность выделения энергии, а также ареал его воздействия и преобразования земной коры сокращались. В основе регулирования импульсов выделения глубинной энергии должны лежать общепланетарные

Рис. 58. Схема предполагаемого расположения глубинных энергетических очагов в западной части Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса:

1 – древние платформы; глубинные изометрические очаги: 2 – внешние зоны, 3 – центры очагов (максимальная продолжительность геосинклинальных режимов); 4 – линейные геосинклинальные области; 5 – наиболее крупные остатки срединные массивы; 6 – внешняя граница Урало-Монгольского пояса



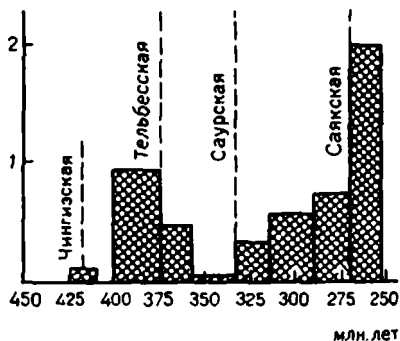
причины, которые пока не объяснены. На внешнее по отношению к геосинклинальным овалам регулирование указывает совпадение дат важнейших событий разных геосинклинальных овалов, несмотря на автономность развития каждого из них (см. рис. 51). Попытки поисков удовлетворительного механизма для объяснения связей развития геосинклинальных овалов и базового глубинного тектогенеза должны, как нам представляется, учитывать следующие соображения.

1. Единый глубинный энергетический очаг определяет возникновение закономерной цепи событий, идущих по схеме процессов "центрального типа", т.е. все преобразования земной коры – структурные, тепловые, магматические – на протяжении сотен млн. лет закономерно стремятся к некому центру или, наоборот, распространяются от него в разных направлениях радиально.

2. Закономерное смещение тектонических обстановок горизонтального растяжения – сжатия – прокатывающаяся волна растяжения и следующего за ним сжатия от периферии к центру овала.

3. Пульсационный характер всех преобразований земной коры в каждом отдельном геосинклинальном овале; одновременность таких пульсаций в разных овалах несомненна, что может свидетельствовать о преры-

Рис. 59. Приближенно-количественная характеристика интенсивности средне-позднепалеозойского орогенного магматизма в краевых вулcano-плутонических поясах и его корреляция с эпохами складчатостей Казахстанско-Тяньшаньского овала. По оси ординат – интенсивность магматизма в условных единицах (объем магматических продуктов и максимальная радиальная удаленность от геосинклинального овала)



вистости выделения энергии глубинными очагами и вероятном внешнем, глобальном регулировании этого процесса.

Все изложенные выше обобщения соответствуют имеющимся исходным материалам по геосинклинальным областям подобного типа. Реконструируемая картина эволюции геосинклинальных овалов объясняет преемственность от древних к самым молодым этапам их геосинклинального развития: различные этапы и стадии, все важнейшие события оказываются причиной взаимосвязанными.

Проблема, далее, заключается в том, чтобы как-то наметить (точнее, избрать из предлагаемых) глубинный механизм, объясняющий способы передачи глубинной энергии к земной коре, кинематику процессов и характер палеотектонических напряжений, возникших в разное время в разных частях геосинклинальных овалов. В соответствии с современными представлениями наиболее известными гипотезами глубинных механизмов мантийного уровня являются механизм мантийных конвективных токов, широко используемый сторонниками тектоники плит, механизм образующего в верхней мантии астенолита [5], механизм всплывающей разуплотненной аномально горячей мантии [4].

Все перечисленные гипотезы, вероятно, могут объяснить со своих позиций особенности эволюции геосинклинальных областей овального концентрически-зонального типа. При этом трудным для астенолитной гипотезы будет объяснение существенных горизонтальных общекоровых раздвиговых смещений во внешних зонах на начальных стадиях, а затем позднее — таких же раздвигов земной коры в центре овала, центростремительно прокатывающейся волны горизонтального растяжения — сжатия. В.В. Белоусов [5; с. 233] допускает горизонтальные течения астеносферы, хотя и не связывает с ними горизонтальные движения коры. Также трудным будет предположение о существовании столь крупного, гигантского (до 2000×1000 км) астенолита в верхней мантии (огромной линзы) толщиной всего в первые сотни километров, хотя такая возможность не исключена. Гипотеза конвективных токов удовлетворительно объясняет радиально-направленные горизонтальные раздвиговые смещения и обстановку общего растяжения коры во внешних зонах овалов при их заложении, смену растяжения сжатием, однако она мало продуктивна для синтеза всех взаимосвязанных явлений, последовательно сменявшихся при эволюции каждого отдельного овала.

Наиболее удовлетворяет перечисленным условиям гипотеза всплывающей легкой перегретой мантии. Эта гипотеза Е.В. Артюшкова [4] в некоторых своих положениях близка астенолитной гипотезе В.В. Белоусова, но отличается от нее несколькими большими возможностями для объяснений механизмов горизонтальных движений. Горизонтальные смещения незначительных величин, согласно Е.В. Артюшкову, могут быть обусловлены вязким трением растекающейся разуплотненной мантии вдоль подошвы литосферы и несущей последнюю "на своих плечах". Как мы видим, эта возможная причина горизонтальных движений близка предположениям В.В. Белоусова. Можно предполагать, что перемещающийся снизу вверх растущий астенолит или поднимающаяся к подошве литосферы

разуплотненная мантия должны были бы вызвать некое "перемешивание" вязкой мантии и образование конвективных ячей. Однако сколько-нибудь значительных горизонтальных смещений (по астеносферным слоям или в связи с конвективными токами) во время развития геосинклинального овала не происходило. Главное доказательство этому — унаследованность концентрически-зонального структурного плана на протяжении многих сотен миллионов лет.

В схемах взаимосвязи термальных и кинематических процессов в коре и мантии, по гипотезам В.В. Белоусова и Е.В. Артюшкова, определенная роль отводится фазовым и метаморфическим превращениям на границе кора—мантия. Суммарный эффект глубинных явлений — вертикального всплывания мантийного вещества, сопутствующих фазовых и метаморфических преобразований — выражается на поверхности поднятиями и опусканиями в геосинклинальных прогибах, остаточных массивах и пр. Нельзя исключить базификацию нижних частей земной коры за счет ее насыщения базитовым и гипербазитовым веществом, что, вероятно, имеет место, особенно на начальных стадиях развития геосинклиналей, роль этого процесса (в совокупности с эклогитизацией) в генерации вертикальных движений, возможном изменении положения границы кора—мантия и общей мощности земной коры. Все эти превращения реализуются вертикальными движениями по схеме изостатического механизма [4].

Попытка реконструировать механизм глубинного тектогенеза на примере палеозойд Казахстана была предпринята А.А. Абдулиным и Е.И. Паталахой [1]. Многие их выводы — о концентрически-зональном строении, наличии центрального ядра, роли горизонтальных движений — совпадают с выводами автора, подтверждая взаимно тем самым их объективность. Другие заключения значительно отличаются, в частности — вывод о сохранившемся до конца развития геосинклинальной области центральном ядре (гигантском Балхашском массиве, по А.А. Абдулину и Е.И. Паталахе), содержании, временном объеме и роли орогенного этапа, негеосинклинальной природе Джунгаро-Балхашской системы, что меняет принципиально схему геологического развития подобных областей, оценка возраста гранитно-метаморфического фундамента.

Вероятный глубинный механизм тектогенеза, по А.А. Абдулину и Е.И. Паталахе, естественно, гипотетичен. Так же как и автором, ими принимается схема образования мантийного астенолита по разработкам В.В. Белоусова. Однако в нее заложены иные условия — меньшие масштабы явления, так как из рассмотрения, по существу, исключен внешний пояс прогибов и поднятий, понимаемый как единый остаточный массив. Большая роль придается изменению во времени положения глубины кровли астенолита, что может влиять, по А.А. Абдулину и Е.И. Паталахе, на характер магматизма и теплового режима коры в девоне — перми в центральных частях геосинклинального овала. Ограниченные горизонтальные смещения, следуя Е.В. Артюшкову, объясняются растеканием легкой разуплотненной мантии в верхней части астенолита, которое увлекало находящуюся выше литосферу. Так же, собственно, поступил и автор; много объяснения горизонтальных движений при очаговом глубинном тектогенезе, лежащем в их основе, пока предложить нельзя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение структуры и геологической истории Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала, его сравнение с другими подобными областями позволяют прийти к некоторым новым выводам и заключениям, имеющим принципиальное значение для понимания ряда проблем эволюции геосинклинальных складчатых поясов.

1. Предложено выделять особые овалы концентрически-зональные геосинклинальные области, тектонотипом которых являются палеозоиды Казахстана. В Урало-Монгольском складчатом поясе имеются и другие подобные геосинклинальные овалы. Все закономерности эволюции геосинклинальных областей этого типа на всем протяжении их геологической истории подчинены концентрически-зональному структурному плану. Предполагается (вслед за Г.П. Леоновым), что геосинклинальные овалы представляют собой наиболее древний историко-геологический тип геосинклинальных областей, существовавший главным образом в архее—протерозое, но сохранившийся в фанерозое в широких геосинклинальных складчатых поясах. Геосинклинальные области овального концентрически-зонального строения противопоставляются линейным геосинклинальным областям. В названии овальных геосинклинальных областей подчеркнута главная черта их строения. В конкретных условиях геосинклинального пояса овалы приспособлены к существовавшим более древним структурным элементам земной коры, латеральным неоднородностям литосферы, в связи с чем структура овалов имеет те или иные отклонения от идеальной концентрически-зональной.

2. Позднебайкальско-палеозойский Казахстанско-Тяньшаньский геосинклинальный овал и другие подобные геосинклинальные области заложены на континентальной коре в результате ее разрушения в обстановке общего тектонического растяжения.

3. Эволюция геосинклинальных областей овального концентрически-зонального типа с момента их заложения и начальных стадий развития до замыкания геосинклиналей и консолидации земной коры является процессом центростремительным, но нарушаемым в отдельные тектонические кульминации попятной экспансией геосинклиналей, деструкцией ранее консолидированной коры, ее тектонической и термальной тектоно-магматической активизацией — образованием многогеосинклиналей, краевых вулканоплутонических поясов. Последний процесс наиболее широко проявлен в конце развития геосинклинального овала при резко сократившихся размерах остаточной геосинклинали.

4. Заложение геосинклиналей в обстановке тектонического растяжения, как устанавливается на примере казахстанских палеозоид, начинается по периферии геосинклинального овала, смещается затем к его центру, где до этого существовало стабильное центральное ядро. Максимальные растяжения, сопровождаемые образованием мантийных гипербазитовых валов в зонах раздвигов, возникают на месте центрального ядра. Центральные части овалов обладают в дальнейшем максимальной тектоничес-

кой и магматической активностью — наибольшей продолжительностью эвгеосинклинального режима и геосинклинального состояния в целом.

Эмбрионально-геосинклинальной стадии свойственна пестрота тектонических обстановок, преобладание процессов деструкции земной коры. С самого начала развития геосинклиналей, с эмбрионально- и раннегеосинклинальной стадий, устанавливается большая роль остаточных массивов, занимающих во внешних частях Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала примерно такую же площадь, как и геосинклинальные прогибы.

5. Консолидация земной коры, несмотря на ее разновременность в различных частях геосинклинальных овалов (для Казахстанско-Тяньшаньского — с конца ордовика до середины перми), представляет собой единый направленный дискретно-перманентный процесс. Его количественная оценка отражает миграцию главных складчатостей и роль в консолидации земной коры остаточных средних массивов.

6. Механизм формирования геосинклинальных складчатых овалов обусловлен глубинным мантийным тектогенезом "очаговой" локализации. Особенности развития геосинклинальных овалов, кинематика тектонических режимов приводят к выводу о связи развития геосинклинальных овалов с конвективными токами вещества, вызванными перемещениями к литосфере аномальной мантии или образованием астенолита при последующем постепенном (но дискретном) сужении ареала тектонической активности к центру овала.

Важна оценка роли и места крупных горизонтальных смещений. Все известные в казахстанских палеозоидах значительные по масштабам горизонтальные смещения — сдвиги и сопровождающие их надвиги — к развитию геосинклинального овала прямого отношения не имеют, являются более поздними, наложенными. Возникли они, очевидно, только в самом конце позднего палеозоя или даже в триасе, отражают проявления тектогенеза совершенно иного типа и значения, охватившего в начале мезозоя всю Южную и Центральную Азию.

Как следует из перечисленного, можно сделать еще один важный вывод о многообразии главных форм тектогенеза в пределах континентов и невозможности объяснения тектогенеза с каких-либо крайних мобилистских или фиксистских позиций. На современном уровне развития геотектоники и задачах ее как науки плодотворными будут только подходы, опирающиеся на суммарный опыт достоверных геологических знаний и жесткую логику обобщений.

Предлагаемая концепция не противоречит всем имеющимся исходным материалам по строению и геологической истории геосинклинальных областей подобного типа. Находится она в согласии и со всеми объективно документированными выводами о закономерностях их развития, стадийности, эволюции магматизма и пр. Автор убежден в том, что только тщательный анализ регионального геологического и геофизического материала, а не умозрительные подходы приведет к реконструкции геосинклинального тектогенеза и успехам в разработке представлений о вызвавших их

глубинных процессах. Важным для дальнейшей разработки предложенной гипотезы очагового тектогенеза является анализ эволюции многих геосинклинальных областей овального концентрически-зонального типа, что позволит видеть не только сходство, но и различия в строении и эволюции различных геосинклинальных овалов, даст возможность отобразить действительно главные и общие закономерности их строения и развития.

Развиваемая концепция обладает историко-геологической логичностью, т.е. объясняет преемственность от начальных к последующим этапам и стадиям геосинклинальной эволюции. Очаговый глубинный мантийный тектогенез, приводящий к образованию более или менее изометричных овальных гигантских геосинклинальных структур в складчатых поясах Земли, является всепланетным. На Земле на коровом уровне он отражается осадконакоплением, особым магматизмом и геосинклинальным тектогенезом в целом, ведущим к образованию земной коры с гранитно-метаморфическим слоем, чего нельзя ожидать на иных планетах, практически лишенных атмосферы и гидросферы. Можно думать, таким образом, что геосинклинальный процесс в его типичном выражении — явление чисто земное. Несмотря на различные оговорки, общность очагового овального тектогенеза планет, по-видимому, существует и нуждается в своем дальнейшем осмыслении. Встает ряд важных проблем, решение которых или хотя бы правильная постановка прольет свет на многие частные и общие вопросы строения и развития геосинклинальных поясов и земной коры континентов. В рамках развиваемой концепции следует предполагать существование геосинклинальных овалов, в которых процесс разрушения центрального ядра в начале их развития зашел не столь далеко, а также геосинклинальных овалов с сохранившимся, почти не разрушенным ядром. Для таких геосинклинальных овалов иначе должна протекать и их эволюция — складчатости, консолидация земной коры и пр. Особого внимания заслуживает изучение допалеозойских геосинклинальных овалов в пределах древних платформ и молодых геосинклинальных овалов в кайнозойских геосинклинальных складчатых поясах — Средиземноморском и Тихоокеанском. Сравнительно-тектоническое изучение разновозрастных и разнотипных геосинклинальных овалов даст возможность разработки их более общей историко-геологической модели, проверяемых прогнозов строения и пр.

Большой проблемой остается вопрос соотношения геосинклинальных овалов с соседними линейными геосинклинальными областями. Являются ли последние вполне самостоятельными в своем развитии или связаны с геосинклинальными овалами глубинными взаимодействующими процессами в мантии? Обращает на себя внимание заложение линейных геосинклиналей — Уральской и Иртышско-Зайсанской — в виде бордюров вокруг Казахстанско-Тяньшаньского овала главным образом тогда, когда в его пределах в конце ордовика происходит первая значительная складчатость. Случайность это или закономерная связь?

Необходима обоснованная механико-геологическая разработка модели очагового тектогенеза, механизма возникновения и эволюции геосинклинальных овалов, учитывающая все геологические данные и знания о

строении и возможных преобразованиях в глубинных оболочках Земли. Такая разработка может быть выполнена уже сейчас, так как могут быть сформулированы главные граничные условия — размеры и время развития овалов или их частей, направление, характер и приближенно-количественная оценка горизонтальных и вертикальных движений, дана примерная оценка теплового режима геосинклинальных овалов во времени и др. Наконец, нужны поиски причин, регулирующих время протекания геосинклинального процесса и глубинного тектогенеза. Эта общая периодичность, время проявления тектонических кульминаций разного типа, но проявленных одновременно в пределах одного и того же геосинклинального овала или даже разных геосинклинальных областей. Вопросы временного регулирования глубинного тектогенеза, периодичности и импульсивности различных тектонических процессов являются одними из главных геотектонических проблем.

‘Континентальная’ геология, несомненно, еще не исчерпала своих возможностей. Она вносит много нового и объективно устанавливаемого в понимание геосинклинальной эволюции земной коры и ее взаимодействия с процессами в глубинных оболочках Земли. Как и в любой другой науке, в геологии существует опасность увлечений крайними подходами, разработки какой-либо одной идеи или концепции, что может привести к большой потере времени и сил. Противоречивость и ошибочность построений, каких-либо отдельных выводов при любом избранном подходе может быть вскрыта только путем обсуждения встречных точек зрения и устранения не противоположных мнений, а противоречий с фактами, наблюдаемыми данными и вытекающими из них последствиями. Автор будет благодарен за конструктивную критику его построений, обобщений и выводов, что, как он надеется, послужит упрочению развиваемой им гипотезы очагового глубинного тектогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А., Паталах Е.И.* Геодинамика земной коры Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1980, с. 3–175.
2. *Антонюк Р.М.* Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974, с. 67–73.
3. *Аполлонов М.К.* О формационных рядах каледонид Восточного Казахстана. – Тр. ИГН АН КазССР, 1971, т. 22, с. 33–42.
4. *Артошкова Е.В.* Геодинамика. М., Наука, 1979, 327 с.
5. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975, с. 1–257.
6. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, с. 1–232.
7. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана – Бюл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1, с. 3–33.
8. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып.5, с. 40–68; вып. 6, с. 8–38.
9. *Борсук Б.И.* Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. – В кн.: Основные идеи Н.Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960, с. 294–309.
10. *Бутов Ю.П., Занвильевич А.Н., Литвиновский Б.А.* Проблема байкалид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области. – Геотектоника, 1974, № 2, с. 60–71.
11. *Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии.* Фрунзе. Изд-во АН Кирг.ССР, 1964, с. 80.
12. *Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции /Белоусов А.Ф., Добрецов Н.Л., Додонова Т.А. и др. – Тр. Ин-та геологии и геофизики, 1976, вып. 321, с. 86.*
13. *Геология СССР Т.Х. – Южный Казахстан.* М., Недра, 1971, кн. 1, с. 534; кн. 2, с. 286.
14. *Геология СССР. Т. XX. Центральная Казахстан.* М., Недра, 1972, кн.1, с. 532; кн. 2, с. 380.
15. *Докембрий континентов.* Основные черты тектоники. Новосибирск, Наука, 1977, с. 262.
16. *Зайцев Ю.А.* О выделении среднерифейской оседонской складчатости в Казахстане. – Вестник МГУ, сер. геол., 1974, № 3, с. 32–52.
17. *Зайцев Ю.А.* Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации. – В кн.: Тектоника срединных массивов. М., Наука, 1976, с. 43–64.
18. *Зайцев Ю.А.* О роли остаточных массивов в консолидации земной коры (к проблеме миграции складчатостей на примере палеозойд Казахстана). – Вестник МГУ, сер. геол., 1978, № 2, с. 43–50.
19. *Зайцев Ю.А.* Мантйные гипербазитовые валы – особый тип глубинных геосинклинальных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана. – В кн.: Проблемы геологии Центрального Казахстана, кн.1: Вопросы геологии докембрия и нижнего палеозоя. М., 1980, с. 140–182.
20. *Зайцев Ю.А., Филатова Л.И.* Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. – Вестник МГУ, сер. геол., 1972, №4, с. 19–35.
21. *Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана. – В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. 14. М., 1979, с. 252.
22. *Звонцов В.С.* Строение и особенности развития Балхашского срединного массива в каледонскую эпоху. – В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 41–48.
23. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложения к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972, с. 240.
24. *Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий м-ба 1:1500000.* Под ред. А.А. Абдулина, Ю.А. Зайцева. Л., Аэрогеология, 1980.
25. *Киселев В.В., Королев В.Г.* Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, Илим. 1972, с. 78.

26. *Клигин К.А., Павлова Т.Г., Постельников Е.С.* Байкалиды юго-востока Сибири. – Труды ГИНа, 1970, вып. 219, с. 142.
27. *Леонов Г.П.* Историко-геологические типы развития геосинклиналей. – В кн.: *Строение и развитие земной коры.* М., 1964, с. 59–71.
28. *Новикова А.С.* Тектоника фундамента древних платформ. – В кн.: *Тектоника в исследованиях ГИН АН СССР.* М., 1980, с. 7–28.
29. *Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев / Новикова М.Э., Герасимова Н.А., Борисенок В.И. и др.* – В кн.: *Проблемы геологии Центрального Казахстана.* М., 1980, с. 85–102.
30. *Об основных тектонических понятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт области палеозойской складчатости Казахстана / Абдуллин А.А., Есенов Ш.Е., Зайцев Ю.А. и др.* – Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., 1973, № 6, с. 1–14.
31. *Обуэн Ж.* Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., Мир, 1967, с. 7.
32. *Основные проблемы геологического строения Русской плиты / Кратц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.И., и др. Л., Наука, 1979, с. 1–120.*
33. *Основные черты стратиграфии палеозоя Монголии / Амантов В.А., Благойравов В.А., Борзаковский Ю.А. и др.* – В кн.: *Тектоника и стратиграфия МНР.* М., 1979, с. 8–63.
34. *О стратиграфии нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Центрального Казахстана / Борисенок В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др.* – Бюл. МОИП, отд. геол., 1979, т. 54, № 4, с. 54–66.
35. *О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана (ответ на критическую статью Е.А. Алекторовой и Н.А. Фегельман) / Маркова Н.Г., Павлова Т.Г., Розен О.М. и др.* – Геотектоника, 1980, № 1, с. 122–127.
36. *Патаха Е.И., Белый В.А.* Офиолиты Северного Прибалхашья; аллохтон или автохтон? – Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1977, № 2, с. 1–19.
37. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
38. *Пейве А.В., Синицын В.М.* Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. – Изв. Н СССР, сер. геол., 1950, № 4, с. 28–52.
39. *Салон Л.И.* Геология Байкальской горной области. М., Недра, т. 1, 1964, 515 с.; 1967, 699 с.
40. *Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии.* – В кн.: *Докембрий континентов.* Новосибирск, 1978, с. 169–223, с. 274–276.
41. *Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана / Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова и др.* – Геотектоника, 1977, № 5, с. 71–82.
42. *Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области.* М., Недра, 1973, с. 143.
43. *Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий м-ба 1:1 500 000.* Под ред. А.А. Обдулина, Ю.А. Зайцева. Л., Аэрогеология, 1980.
44. *Тектоническое строение Казахстана / Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д., и др.* Алма-Ата, 1975, с. 168.
45. *Типовые разрезы докембрия Средней Азии и Центр. Казахстана / Королев В.Г., Филатова Л.И., Бакиров А.Б. и др.* – В кн.: *Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР.* Л., 1979, с. 173–185.
46. *Филатова Л.И.* Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия. – Вестник МГУ, сер. геол., 1970, № 2, с. 95–116.
47. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Разд. 2-й гл. 10. М., Недра, 1977, с. 274–319.
48. *Херасков Н.Н.* Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна. – Геотектоника, 1975, № 1, с. 35–53.
49. *Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е.* О линейно-блоковом строении Казахстана и об одной форме его влияния на металлогению. – В кн.: *Современные проблемы тектоники Казахстана, Алма-Ата, 1975, с. 119–131.*
50. *Штилле Г.* Избранные труды. М., Мир, 1964, с. 272, 388.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Структура и эволюция Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала	18
Тектоническое районирование	18
Гранитно-метаморфический фундамент палеозойд.	24
Строение и геологическая история каледонских геосинклинальных складчатых систем	53
Строение и геологическая история вариссийских складчатых систем	120
Глубинные разломы	120
Миграция складчатостей и прогрессирующая консолидация земной коры	147
Эволюция земной коры Казахстанско-Тяньшаньского геосинклинального овала	157
О характере тектонических движений	166
Общие черты строения и развития складчатых геосинклинальных областей овального концентрически-зонального типа	174
Сравнительная тектоника геосинклинальных складчатых овалов.	174
Главные закономерности строения и эволюции.	183
О возможном механизме образования геосинклинальных складчатых овалов.	192
Заключение	203
Список литературы	207

ЮЛИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ ЗАЙЦЕВ

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (ОВАЛЬНЫЙ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ- ЗОНАЛЬНЫЙ ТИП)

Редактор издательства *Е.К. Семилеткова*
Обложка художника *В.Б. Строганова*
Художественный редактор *Е.Л. Юрковская*
Технический редактор *Л.С. Гладкова*
Корректор *В.И. Ионкина*
Оператор *Л.А. Боброва*

ИБ № 4795

Подписано в печать 28.08.84. Т-06924. Формат 60х90^{1/16}. Бумага офсетная № 2. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл. печ. л. 13,0. Усл. кр.-отт. 13,51. Уч.-изд. л. 15,30. Тираж 910 экз. Заказ 2662 /8812-1. Цена 2 р. 40 к.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочевская, 40.