



**СОВРЕМЕННЫЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ
И РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА
ВОСТОКА СССР**

Тезисы докладов

ЯКУТСК 1980

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Якутский филиал
Институт геологии
Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР
Якутское территориальное геологическое управление
Объединение Ленанефтегазгеология
Институт геологии и геофизики СО АН СССР

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОКА СССР

Тезисы докладов
на XIII сессии Научного совета
по тектонике Сибири и Дальнего Востока

Рассматриваются актуальные вопросы теоретической и региональной тектоники: современные тектонические концепции или гипотезы, движущие механизмы тектонических процессов, этапы становления и развития земной коры Сибири и Дальнего Востока, тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Тезисы отражают современное состояние и направление развития тектонической науки в СССР.

Редакционная коллегия:

В.Е.Бакин, К.В.Боголепов, Ч.Б.Борукаев, Г.С.Гусев (зам. ответственного редактора), В.В.Ковальский, Ю.А.Косыгин, Л.М.Парфенов, А.Ф.Петров (ученый секретарь), В.С.Сурков, Г.С.Фрадкин (ответственный редактор), Е.Д.Черный, А.Л.Яншин

ПРЕДИСЛОВИЕ

Прошедшее десятилетие ознаменовалось существенным пересмотром ранее сложившихся тектонических представлений. Новые развитие получили тектонические концепции, в которых лежат мобилистские построения.

Показано, что являются реликтами древней океанической коры, процессность геосинклинального процесса состоит в преобразовании коры океанического типа в континентальную. В этом отводится многократному тектоническому сгущиванию, которое привнесу различного по составу эндогенного вещества, метаморфизму и гранитизации.

Вместе с тем установлено, что земной коры принадлежит и явлениям тектонической деструкции. Их сущность пока трактуется по-разному. Большинство из них она связывается с растяжением и разрывом коры в зонах рифтогенеза, трансформных зон, срединных океанов.

Развиваются и представления об определяющей роли в тектонических процессах вертикальных тектонических движений, вызванных гравитационной инверсией плотностей мантийных диапиров и других продуктов диф-

ференциации мантии. Этими исследователями настойчиво отрицаются крупные горизонтальные перемещения. Однако, недавно было убедительно продемонстрировано, что восходящие потоки легкого материала из нижней мантии и связанные с ними крупноамплитудные вертикальные движения на континентах и океанах не противоречат гипотезе дрейфа континентов.

Сибирскими геологами в последнее время весьма плодотворно развивалось представление о самостоятельности орогенных комплексов, однопорядковости их с платформенными и герциньскими.

Одновременно с теоретическими и региональными тектоническими исследованиями была проделана огромная работа и по систематизации основных понятий геотектоники, что создало хорошие предпосылки для упорядочения тектонической терминологии.

В последние годы в практику геологических исследований прочно вошли космические материалы, что позволило существенно пополнить и углубить знания по региональной и теоретической тектонике.

Новые представления о развитии земной коры, основанные на глубоком анализе всей совокупности геолого-геофизических материалов, повлекли за собой существенный пересмотр представлений о тектоническом контроле месторождений полезных ископаемых. Перечисленные выше тенденции развития теоретической и региональной геотектоники в той или иной мере нашли свое отражение в предлагаемых читателям тезисах докладов на XIII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока.

В соответствии с тематикой совещания они сгруппированы в четыре крупных раздела: современные тектонические концепции или гипотезы, этапы становления и глубинное строение земной коры; тектоника подвижных областей Сибири и Дальнего Востока; тектоника и история развития платформенных областей Сибири; тектонические критерии формирования и размещения полезных ископаемых.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ
КОНЦЕПЦИИ ИЛИ ГИПОТЕЗЫ,
ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ И ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

КРАТКИЙ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
СОВРЕМЕННЫХ ГЛОБАЛЬНЫХ ГИПОТЕЗ

В.Ю.Забродин

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Краткий методологический анализ может включать оценку гипотез как минимум, по следующим четырем пунктам: какие геологические факты лежат в основании гипотезы; ее основные допущения; границы области применимости; проверяемые следствия. Очевидно, что без хотя бы такой оценки трудно судить о возможности гипотезы стать теорией.

Глобальные гипотезы делятся на 2 группы: структурные (статические) – это собственно тектонические гипотезы; геодинамические (в значительной степени геофизические). Первые относятся фактически только к земной коре, вторые охватывают Землю как целое или, как минимум, земную кору и мантию. К первым относятся гипотезы однотипности и разнотипности земной коры (некоторые другие являются их вариантами). Среди геодинамических анализируются гипотезы контракции, новой глобальной тектоники, расширяющейся Земли, пульсации.

В основании гипотезы однотипности лежат геологические факты. Основные её допущения: концепция естественных тел и их природ-

ной иерархизированности и ее некоторые следствия ("закон сохранения структуры", "обобщенный закон Доловкинско-Вальтера"). Гипотеза может быть верифицирована прямыми геологическими данными, например бурением в океанах глубоких скважин. Ее применимость ограничивается верхней геосферой, причем однотипность утверждается лишь на уровне геоконплексов. На более низких уровнях геологические тела не обязаны быть однотипными (хотя встречаются утверждения об однотипности и на

Следствие: земная кора в принципе устроена одинаково на всей Земле (откуда следует и одинаковость критериев поисков месторождений). Гипотеза допускает варианты — однотипность может рассматриваться по структуре, по составу, по структуре и составу.

В основании гипотезы разнотипности лежат различия в количественных соотношениях пород, одинаковых для океанов и континентов, а также небесспорное различие между этими группами пород. Основные допущения: существование адекватного "перевода" геофизических материалов на язык геологических понятий; гипотезы о путях эволюции земной коры ("базификация", "первичная океаническая кора" и т.п.). Верифицируемость и фальсифицируемость — те же, что у гипотезы однотипности. Следствия: земная кора на континентах и под океанами устроена по-разному; разное строение и состав коры у других планет земной группы.

Обе структурные гипотезы в настоящее время кажутся равноправными и имеющими примерно равные шансы на истинность (хотя гипотеза о нотиности излагается логически и методологически строже альтернативной).

Гипотеза контракции основывается на существовании складчатых областей, возникновение которых допускается только при сжатии. Основное допущение: прохождение с последующим прогрессивным остыванием. По-видимому, все геологические пути верификации гипотезы уже исчерпаны, остаются только астрономические и сравнительно-планетологические. Гипотеза фальсифицируется существованием областей, строение которых не укладывается без многочисленных *ad hoc* — гипотез в схему сокращения земной коры. Следствие: повсеместное (сплошное) существование складчатых областей (включая дно океанов).

В основании новой глобальной тектоники и геологические факты отсутствуют. Основные допущения — физического и геофизического характера (существование сплошной астеносферы; возможность погру-

жания литосферных плит в мантию и др.). В современных вариантах очень много гипотез *ad hoc* для объяснения конкретных геологических особенностей. Прямая верифицируемость, видимо, возможна лишь проверкой наблюдениями через большие промежутки времени (млн. лет). Для фальсифицируемости достаточно установления однотипности земной коры. Следствия: разнотипность в строении земной коры и сходство в строении планет земной группы. Достоинство гипотезы – высокая абстрактность, допускающая сравнительно простые геометрические (кинематические) построения.

В основе гипотезы расширяющейся Земли лежит существование "областей растяжения". Основное допущение – уменьшение со временем константы тяготения. Может быть верифицирована и фальсифицирована прямыми данными физики. Следствия, по-видимому, те же, что у новой глобальной тектоники.

Пульсационная гипотеза учитывает существование как складчатых, так и нескладчатых областей одного возраста. Основные допущения: либо периодическое увеличение и уменьшение константы тяготения, либо "борьба" сил притяжения и оттапливания в недрах Земли. Может быть, видимо, верифицирована и фальсифицирована прямыми данными физики. Следствия: существование общепланетарных строго разновозрастных эпох складчатости, чередующихся с эпохами рифтообразования.

Из геодинамических гипотез наиболее проста (по силе основных допущений) гипотеза контракции, наиболее сложна – новая глобальная тектоника. Поэтому, если окажутся справедливыми следствия, предлагаемые последней и гипотезой расширяющейся Земли (они одни и те же), то предпочтение получит гипотеза расширяющейся Земли.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

М.С.Маркэв, Ю.М.Пушаровский
Геологический институт АН СССР, г.Москва

Можно считать доказанным, что офиолитовые комплексы континентов являются фрагментами океанической коры геологического прошлого. Это позволяет устанавливать связи между современными структурами океанов и субстратом эвгеосинклиналей, откуда

проистекают новые представления о сущности геосинклинального процесса.

В нашем понимании геосинклинальный процесс представляет собой процесс преобразования коры океанического типа в континентальную кору. В большинстве случаев он протекает длительно-импульсно. В развитии зрелой континентальной коры могут быть выделены три стадии: океаническая, переходная и континентальная, каждая из которых характеризуется определенными геодинамическими обстановками, магматизмом и формационными чертами.

Время становления континентальной коры определяется временем появления верхних моласс и синхронных им вулканоплутонических ассоциаций (в первую очередь краевых вулканических поясов), а также калиевых гранитоидов и калиевого метасоматоза. Этот критерий может быть положен в основу тектонического районирования материков, что и реализовано на тектонической карте Северной Евразии, изданной в 1980 г.

Переходной стадии развития земной коры отвечают обширные зоны континентальных окраин, расположенные между областями зрелой континентальной коры и океаническим ложем. Тектоническое районирование здесь проводится по времени формирования гранитно-метаморфического слоя, который в этих зонах развит в большей или меньшей степени.

На Европейском материке наращивание континентального блока происходило в начале рифея, в конце рифея, в начале девона, в конце палеозоя, в начале мезозоя (в среднем триасе), в конце мезозоя и кайнозоя. Образование гранитно-метаморфического слоя в области формирующейся континентальной коры (на востоке Азии) происходило на ряде временных рубежей — от среднего палеозоя до неогена. Этот процесс происходит и в настоящее время.

Геосинклинальное развитие протекает сложно и противоречиво. Наряду с процессами формирования континентальной коры происходят процессы тектонической деструкции, что создает новообразованные структурные формы с океанической или субокеанической корой. Тектоническая деструкция проявляется и в материковых блоках с образованием различных структур — от внутриконтинентальных рифтов до вновь создающихся океанов.

Становление континентальной коры в докембрии происходило за счет гранитизации и метаморфизма пород протомантии, протобазальтового слоя и их вулканогенно-осадочной оболочки. Однако ход этого процесса был иным.

На основе новых представлений, помимо тектонической карты Северной Евразии, созданы сравнительно крупномасштабные карты отдельных регионов (Урал, Казахстан, Восток Азии). Все они могут быть использованы для целей металлогенического анализа.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ ФАНЕРОЗОЯ

В.С.Буртман

Геологический институт АН СССР, г.Москва

Исследования истории формирования структуры континентальной коры в геосинклинальных системах показали, что ведущее значение в этом процессе имеет явление скучивания масс при взаимодействии блоков континентальной коры друг с другом и с прилегающими океаническими структурами. Следствием этого процесса является складчатость, а конечным результатом — превращение геосинклинальной системы в складчатую.

История формирования структуры геосинклинальных складчатых систем была изучена в каледонидах Северной Европы, варисцидах Средней Азии, Урала, Аппалач, Центральной и Западной Европы, в мезозойских и кайнозойских складчатых системах Альпийского пояса и обрамления Тихого океана. Изучение показало, что структурная эволюция этих складчатых систем имеет общие черты и единую направленность. Формирование геосинклинальной складчатой системы во всех случаях оказалось связанным с закрытием океанического бассейна, окраинного моря или внутриконтинентального рифта. В этом процессе можно выделить три главных этапа.

Первый этап в структурном отношении отмечен формированием тектонических покровов. Шарьирование начинается на границе континентальной и океанической коры с отслоения верхней части пород океанического ложа и их надвигания на отложения континентального подножия или континентального склона. В дальнейшем во время закрытия океанической структуры процесс шарьирования мигрирует внутрь континентальной коры на окраину континента. Складкообразование на этом этапе часто локализовано внутри тектонических пластин, в которых вследствие процессов волочения и течения возникают складки, среди которых много лежачих. В дру-

гих случаях лежащие складки гравитационного происхождения охватывают несколько тектонических пластин.

На втором этапе геосинклинальная система подвергается интенсивному складкообразованию. Складки возникают вследствие совместного коробления краев сомкнувшихся континентальных блоков после закрытия разделявшей их океанической структуры. На этом этапе возникают крупные складчатые структуры, которые определяют облик складчатой системы. Формирование складок сопровождается развитием взбросов и надвигов, ориентированных вдоль простирания складок. Второй этап — это время образования и разрушения гор и формирования молассовых комплексов.

Деформации первого и второго этапов определяют масштаб сжатия континентальной коры при формировании складчатой области. Эти деформации охватывают лишь краевые части континентов и микроконтинентов, а также фрагменты океанической коры, сохранившиеся при закрытии океанических структур.

На третьем этапе деформации охватывают вновь возникшую складчатую систему совместно с областями более древней континентальной коры. В это время сеть разломов, существующая в областях более ранней консолидации, распространяется на территорию складчатой области. Наиболее характерными структурными формами рассматриваемого этапа являются сдвиги, присдвиговые грабены и сопряженные со сдвигами горизонтальные складки, горизонтальные флексуры и надвиги. На этом этапе перемещение масс происходит без существенного изменения общей площади складчатой системы. Такие деформации могут не сопровождаться горообразованием и продолжаются на фоне платформенного развития региона.

Корреляция этапов деформации в глобальном масштабе выявила следующую закономерность. Деформации первого этапа могут проявляться в разное время на краях одного океанического бассейна. Деформации второго этапа одновременно происходят во многих складчатых системах, но начало этого этапа различно в разных системах. Третий этап деформации наступает почти одновременно во всех изученных складчатых системах и, несомненно, имеет единую причину.

П.К.Куликов

Тюменский индустриальный институт, г.Тюмень

Геосинклинали – области мощного осадконакопления, обладающие двумя важнейшими отличительными свойствами: способностью порождать кислые магматические расплавы и превращаться в континентальные горно-складчатые сооружения.

Существует несколько типов геосинклиналей, отличающихся друг от друга происхождением: талассогеосинклинали, рифтовые геосинклинали и эпикратонные геосинклинали.

Несмотря на разное происхождение, все геосинклинали сходны между собой по направленности развития и итоговым тектоническим структурам. Из этого следует, что в основе геосинклинального процесса повсеместно лежит один и тот же движущий механизм.

Этим механизмом является внутрикоровое горизонтальное перемещение разогретых высокопластичных гранит-мигматит-гнейсовых масс, образующихся в недрах геосинклинального комплекса в зоне глубокого (амфиболитового) метаморфического преобразования осадочно-вулканогенных накоплений, а также реликтовых толщ структурного комплекса основания.

В результате горизонтального внутрикорового перемещения пластичный материал отжимается из одних мест и нагнетается в другие. В местах отжима общая толщина земной коры увеличивается замедленными темпами, поэтому здесь длительное время сохраняется седиментационный режим и в конце цикла возникают отрицательные структурные формы – синклинории, межгорные и передовые прогибы. В местах скучивания пластичный материал образует мощные метаморфогенные ядра нагнетания, вследствие чего толщина земной коры резко возрастает и возникают частные геосинклинальные поднятия классического типа. Развитие поднятий сопровождается горообразованием, интрузивным и эффузивным гранитоидным магматизмом и резкими механическими деформациями горных пород. Господствуют два типа деформаций: в недрах ядер нагнетания формируются метаморфогенная складчатость, в "холодных" напластованиях, перекрывающих ядра, – линейная геосинклинальная складчатость и со-складчатые разрывные нарушения.

По мере увеличения объема материала, прошедшего через глубокое метаморфическое преобразование, число и величина ядер нагнетания, а следовательно, число и площадь горных хребтов в геосинклинали растут, площадь активно прогибающихся участков сокращается, причем глубины моря в их пределах неуклонно уменьшаются. В конце цикла вся территория геосинклинали превращается в горно-складчатое сооружение и становится частью континента. В этот момент движущий механизм геосинклинального процесса выключается, и регион переходит в новое качественное состояние.

Важно, что геосинклинальный процесс, хотя он и связан с глобальным тектогенезом, осуществляется автономно, все его стадии и итоговые структуры земной коры поддаются расчетам и прогнозированию.

МЕСТО МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ В РЯДУ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР КОНТИНЕНТОВ

В.И. Коростелев

Якутский государственный университет,
г. Якутск

1. До недавнего времени обширные зоны различных материков относились к тектоническим структурам, которые, по предложению Г. Штилле, именовались миогеосинклиналями. Однако под этим термином различные исследователи описывали совершенно несхожие структурные элементы континентальной коры. В концепциях современного мобилизма миогеосинклинали вообще не рассматриваются, так как априорно принимается их платформенная природа. Все это ставит вопрос о миогеосинклиналях в ряд актуальнейших проблем современной геотектоники.

2. Согласно положениям геосинклинальной теории для континентальной коры обычным является сочетание эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон, закономерно сочленяющихся во времени и пространстве. В последнее десятилетие появились аналогичные представления о сочетании эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных режимов развития, причем ряд исследователей предполагает л ю б ы е сочетания последних во времени и пространстве. Все эти и подобные им утверждения в свете современных

знаний по геологии материков нуждаются в серьезной проверке и корректировке. Во всяком случае сейчас вполне правомерна постановка следующих вопросов: о возможности (и реальности) самостоятельного (вне связи с эвгеосинклиналями) существования и развития обширных миогеосинклинальных зон; о необходимости выделения в них частных структур (миогеоантиклиналей и миогеосинклинальных прогибов); о значительном (иногда весьма широком) развитии магматических процессов в миогеосинклиналях; о невозможности любых сочетаний эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей и соответствующих режимов во времени и пространстве и допустимости лишь закономерных их сочетаний, вытекающих из положений о необратимости и направленности развития литосферы и в целом земного шара.

3. Для обоснованного решения перечисленных вопросов несомненно важна актуалистическая представленность о природе миогеосинклиналей, представлений о существовании и типах современных геосинклиналей, а также выделение тектонотипов соответствующих геосинклинальных структур. Представляется, что имеется достаточно оснований пересмотреть ранее предложенный тектонотип миогеосинклиналей (пояс Милларда Кордильер Северной Америки) и заменить его Верхоянем, где миогеосинклинальные качества и особенности развития проявлены наиболее полно и отчетливо.

4. В любых тектонических построениях и концепциях важное значение имела и имеет используемая терминология. Необходимо подчеркнуть, что борьба за чистоту тектонической терминологии и систематики должна не ослабевать и в дальнейшем, это избавит нас от появления ненужных или неоправданных терминов и понятий, таких, например, как "прогибы восточноверхоянского типа"; своеобразных тектонических гермафродитов, сочетающих в себе, по мнению авторов этого термина, признаки и синеклиз, и геосинклиналей.

5. Раскрытие миогеосинклинальной природы, а не "огульное" отнесение к платформенным структурам многих частей континентов имеет не только теоретическое значение, но и практическое: стимулирует познание закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и определяет перспективы минерагении миогеосинклиналей.

ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О.А.Мельников

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт
ДВНЦ АН СССР, пос. Новоалександровск

Основные геоструктурные особенности земной коры являются результатом сложного наложения, по крайней мере, четырех главных, постоянно действующих в динамической модели Земли механизмов: ротагенеза, дрейфогенеза, рифтогенеза и сепаратогенеза (геосферогенез).

Ротагенез – горизонтальное с запада на восток перемещение земной коры и составляющих ее элементов за счет большей угловой скорости верхней мантии, несущей на себе относительно пассивную земную кору.

Дрейфогенез – горизонтальное от полюсов к экватору перемещение континентальных блоков земной коры за счет центробежных сил, возникающих на поверхности вращающейся Земли.

Рифтогенез – разрыв земной коры и раздвижение ее частей в стороны от разрыва за счет увеличивающейся в объеме верхней мантии (активный рифтогенез или спрединг) и отрыв отдельных фронтальных участков земной коры отдвигающихся континентов за счет ротагенеза и дрейфогенеза (пассивный рифтогенез).

Сепаратогенез (геосферогенез) – разделение (расслоение) планетного вещества на оболочки (сферы) за счет гравитационной дифференциации и вращения Земли.

Уникальные геоструктурные образования вдоль восточных окраин континентов – островодужные системы (желоб – островная дуга – окраинное море) – пример взаимного наложения ротагенеза, дрейфогенеза и пассивного рифтогенеза.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ В ОБЪЯСНИТЕЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ

Г. Ф. Уфимцев

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г. Хабаровск

Существует давняя традиция использования геоморфологических данных в различного рода геологических построениях. Прежде всего, это основанные на принципе актуализма палеотектонические и палеогеографические модели, в которых современные формы рельефа и неотектонические дислокации служат эталонами палеогеографических объектов, развитие которых предопределяло формирование геологических тел.

Другое применение в тектонике геоморфологических материалов заключается в их использовании при создании моделей развития происхождения, гипотез общего характера, региональных построений, в том числе и тектонических карт. Геоморфологические материалы вводятся в тектонические построения в двух случаях — при недостатке геологической информации и при необходимости иметь дополнительную информацию об эндогенных процессах, не изменяющих существенно геологической структуры, но отраженных в пластике современного рельефа. Такое использование геоморфологических материалов осуществляется различными способами, которые укладываются в рамки трех основных концепций. В основе первой из них, самой ранней по времени возникновения, лежит прямое отождествление крупных форм рельефа с геологическими телами и структурами (оротектоническая концепция). Эта концепция возникла в эпоху первых региональных тектонических обобщений, когда собственно геологических материалов не хватало для создания моделей геологической структуры больших территорий. Равнинные области отождествлялись с платформенными, а горные цепи — со складчатыми областями. Высота гор и облик горного рельефа ставились в зависимость от возраста завершающей складчатости, причем в качестве эталона принималась территория Европы. Использование оротектонической концепции способствовало построению прогнозных тектонических моделей, но нередко приводило и к появлению устойчивых во времени ложных построений. Для тектоники континентов оротектонические построения остались в прошлом, но они являются действительностью тектоники дна океанов.

Если на современных тектонических картах на акваториях отображаются элементы неотектонической структуры (Удинцев), то сопоставления их с тектоническими структурами континентов имеют ярко выраженный оротектонический характер. А это приводит к разного рода выводам, ценность и целесообразность которых не всегда очевидны.

Второй способ использования геоморфологических материалов в тектонике исходит из идеи единства рельефа и геологической структуры как сложно построенной и направленно развивающейся системы, изучение которых требует геолого-геоморфологического синтеза (геоморфотектоника, по Б.Л.Личкову; тектоорогения, по В.Г.Бондарчуку). Этот синтез оказывается методологически подобным комплексным геолого-геофизическим (геономическим) построениям. В настоящее время тектоорогенический анализ используется преимущественно в геоморфологии с целью реконструкции происхождения и истории развития форм рельефа. Для тектоники наибольший интерес представляет выявление устойчивых парагенетических связей между формами рельефа и элементами геологической структуры с целью прогноза последних в малоизученных районах, особенно на акваториях.

Третий способ — неотектонический анализ современного рельефа, базирующийся на представлениях В.Пенка, обосновавшего необходимость использования геоморфологических методов исследования для геологических целей, и В.А.Обручева, указавшего на молодость процессов горообразования и независимость созданных ими структурных форм от фаз завершающей складчатости. Задачи неотектонического анализа многообразны как в плане региональных обобщений, так и в создании общих объяснительных тектонических моделей. Прежде всего, это изучение особого рода дислокаций, составляющих основу современного рельефа, — эвгимических форм, по терминологии Ю.А.Косыгина и И.В.Лучицкого. Изучение этих структурных форм обычными геологическими методами малоэффективно. Второй задачей неотектонического анализа являются реконструкции молодых тектонических движений, построение моделей механизмов развития типов горообразования. И, наконец, особую его задачу составляет оценка роли постумных движений и комплексной денудации в выработке геологической структуры, устойчивой в гравитационном поле.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛОБАЛЬНЫХ
И ГЕНЕРАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ЗЕМЛИ
И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

С.И.Шерман

Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск

Теоретические вопросы и физическая теория образования систем крупных разломов Земли еще недостаточно разработаны. Формирование глобальных и генеральных разломов Земли затрагивает одновременно три основных процесса – энергетический, динамокинематический и физико-химический. При анализе этой триады очень важно соблюдать принципы соотношения рангов. Последнее особенно необходимо при оценке энергии деформации, объемов охваченного ею вещества и размеров образующихся структур. В общем плане на соблюдение изложенных принципов в тектонике обратили внимание В.В.Белюсов, О.А.Вотях, В.И.Драгунов, Ю.А.Косыгин, Л.И.Красный, А.В.Пейве, В.А.Соловьев, А.И.Суворов, В.Е.Хаин и другие.

Основными энергетическими источниками, обеспечивающими образование глобальных и генеральных разломов Земли, являются эндогенные процессы. Устанавливается определенное соотношение между глубинными уровнями слоев Земли, обеспечивающими энергию процесса, и формирующимися дизъюнктивными зонами (таблица).

Пространственная протяженность дизъюнктивных зон связана не столько с величинами возникающих в слоях Земли напряжений, сколько с объемом вещества, вовлеченного в тектонический цикл, с постоянством вектора действующих сил и интенсивностью импульсов энергетических процессов.

Анализ динамо-кинематических процессов образования глобальных и генеральных разломов требует рассмотрения соотношений между напряжениями, деформациями и движениями (смещениями) в соответствующих по рангу объемах вещества. Он осложняется тем обстоятельством, что глобальные и генеральные разломы секут кору и часть мантии, материал которых по вертикальному разрезу неоднократно изменяет свои физические свойства. В соответствии с ними на одни и те же напряжения различные слои реагируют по-разному.

Системная модель соотношения глубинных уровней слоев Земли, участвующих в энергетическом процессе с дизъюнктивными зонами

Ранг	Глубинные уровни	Дизъюнктивные зоны	Примерная протяженность, км
I	Верхняя мантия и кора	Глобальные системы разломов	Десятки тысяч
II	Астеносфера и литосфера	Глобальные разломы	Тысячи
III	Литосфера	Генеральные системы разломов	Десятки сотен
IV	Кора	Генеральные разломы	Сотни
V	Слои коры	Региональные разломы	Десятки

Свойства разреза литосферы можно охарактеризовать идеальными физическими телами подобия. Наиболее близко сверху вниз им отвечают тела Гука, Кельвина, Максвелла и Ньютона, соответственно моделирующие крупное и квазихрупкое разрушение, квазипластическое и вязкое течение. Проведена оценка глубинных уровней перехода горных пород от одного вида деформации и разрушения к другому, и показана миграция их границ в зависимости от общего напряженного состояния земных недр и скорости деформирования. Неоднородность строения при формировании крупного разлома приводит к варьированию с глубиной его интра-

структуры ничиваемых им блоков даже при постоянном напряжении. Формирование глобальных и генеральных разломов Земли рассматривается как сложный и длительный процесс, отражающий пластическое и квазипластическое течение горных пород на различных глубинных уровнях.

Представление о глобальных и генеральных разломах Земли как о зонах пластического и квазипластического течения вещества горных пород дает объяснение многим широко известным физико-химическим геологическим явлениям (магматизм, метаморфизм, сейсмичность и другие), сопряженным с развитием разломов.

Формирование группы глобальных и систем генеральных разломов хорошо объясняется концепцией новой глобальной тектоники. Происхождение же генеральных разломов, а также региональных и локальных и их сетки легче трактуется с позиций фиксизма, или классической геосинклинальной теории.

Расширение наших знаний о процессе формирования крупных разломов Земли предъявляет дополнительные требования к основным геотектоническим концепциям, на которые каждая из них в отдельности ответить не может.

По ряду критериев вытекает и более общий вывод: формирование современных структур Земли низких рангов удобнее объяснять с позиций новой глобальной тектоники; структур средних и высоких рангов — с позиций классической геосинклинальной теории. Видимо, для объяснения общего развития Земли и ее структур надо работать над новой комплексной геотектонической концепцией.

СДВИГИ И ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ: МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ

С. И. Шерман

Институт земной коры СО АН СССР, г. Иркутск

Сдвиги являются самой распространенной морфогенетической группой разломов литосферы. В связи с развитием идей новой глобальной тектоники и введением в геологическую терминологию определения "трансформные разломы" произошло существенное расширение объема понятия "сдвиговые смещения" и даже некоторая путаница в использовании этих определений. Встала задача научиться дифференцировать собственно сдвиги и трансформные разломы для более глубокого понимания различия происходящих в них геологических процессов и их прогноза.

Крупные сдвиговые смещения литосферы можно классифицировать на собственно сдвиги и трансформные разломы. Собственно сдвиги образуются в условиях сложного напряженного состояния при деформациях сжатия и растяжения литосферы или коры. Их появление — результат разрядки внутренних касательных

напряжений, абсолютное значение которых превосходит предел прочности пород на скол.

Трансформные разломы в литосфере образуются лишь при определенном способе приложения сил, вызывающем деформацию среза.

Различие в механизме образования собственно сдвигов и трансформных разломов находит отражение в ряде типичных для них четких геологических критериев (связь с типом деформации коры или литосферы, ориентировка к векторам действующих сил, характер структур оперения, оптимальные амплитуды смещения, глубины проникновения и др.).

На примерах изученных сдвигов и трансформных разломов Восточной Сибири и некоторых других регионов мира показано, что в литосфере Земли существуют условия для реализации всех простых и сложных видов деформаций. Результатом их могут быть подобные по ряду внешних критериев структуры, в частности сдвиговые. Недостаточно исследовав и неправильно поняв механизм их образования, можно исказить общее представление о тектоническом развитии изучаемых объектов и сузить аспекты связанного с обсуждаемыми структурами геологического прогноза.

Базирующийся на основных типах деформации коры и литосферы глубокий тектонофизический анализ механизма образования внешне подобных структур для выявления их принципиального генетического отличия — одна из насущных задач современной геотектоники.

ТИПЫ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

В.И.Громин

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, г.Новосибирск

В тектонике важное место занимают различные реконструкции, которые можно разделить на несколько групп: 1) реконструкции тектонического режима; 2) реконструкции полей тектонических напряжений; 3) реконструкции реологических свойств горных пород и их ассоциаций; 4) реконструкции формы, размеров геологических тел и их размещения в пространстве, т.е. кинемати-

ческие реконструкции. Четвертая группа по существу представляет те построения, которые в 1937 г. американский геолог Кэй назвал палинспастическими.

В зависимости от вида используемых структурных форм различаются четыре типа палинспастических построений – реконструкции по разрывам, складкам, будинам и включениям. В современной тектонике широкое развитие получили только первые два типа палинспастических построений, опирающиеся на исследование сдвигов, раздвигов, шарьяжей и складок. Такие реконструкции позволяют "снять" эффект горизонтального сжатия толщ и горизонтального перемещения блоков горных пород.

Представляется необходимым привлечь внимание к другим типам палинспастических построений, при создании которых используются результаты изучения будинажа, включений, а также вертикальных перемещений по разрывам, в частности по сбросам. Данные реконструкции учитывают горизонтальное растяжение толщ и вертикальную компоненту перемещения блоков. В структурной геологии разработаны различные методы изучения будинажа и включений, которые могут быть использованы для определения первоначальных границ (в плане) и мощностей слоев.

В основе любых палинспастических построений лежат процедуры мысленного растяжения, распрямления или сжатия деформированных толщ, либо перемещения блоков горных пород в первоначальное положение. В зависимости от направлений, в которых возможно выполнение данных процедур, выделены три типа палинспастических построений: одно-, дву- и трехмерные.

К одномерным относятся реконструкции по разрывам и складкам, при которых не учитывается изменение мощности слоя во время складкообразования. Такие палинспастические построения выполнил, например, Кэй.

Двумерными являются реконструкции по складкам, учитывающие пластическое течение вещества слоев в плоскости, перпендикулярной к оси складки, и реконструкции по будинам и включениям, если растяжение слоя было линейным. Такие палинспастические построения выявляют изменение размеров слоя в двух направлениях (перпендикулярно к слою и вдоль него).

К трехмерным относятся реконструкции по складкам, при которых учитывается пластическое течение вещества слоев не

только в плоскости, перпендикулярной к оси складки, но и вдоль шарнира. В эту же группу входят реконструкции по будинажу и включениям, если учитывается плоское растяжение слоя и соответствующее ему линейное сжатие.

В основе названных палинспастических построений лежит допущение о неизменности объема деформируемых геологических тел.

РОЛЬ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЛИТОСФЕРЫ В РАЗВИТИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

С.М.Замараев

Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск

Развитие внутриконтинентальных геоструктур Азии не может быть объяснено с позиций признания преобладания какого-либо одного из видов движений — вертикальных или горизонтальных. Кинематическая интерпретация тектонической структуры Восточной Сибири убеждает в том, что здесь имело место как синхронное проявление обоих типов движений, так и последовательное их чередование во времени.

Ярким примером одновременного проявления в одном и том же регионе вертикальных и горизонтальных движений является кайнозойский Байкальский свод. Он интенсивно воздымается и в то же время испытывает растяжение в поперечном к его простиранию направлении.

Для многих эндогенных циклов развития структуры Восточной Сибири доказаны последовательная смена вертикальных движений литосферы горизонтальными и их не локальный, а региональный характер. Эндогенные циклы начинались обычно с вертикальных движений, на смену которым приходили горизонтальные. Завершались они фазами относительно стабильного стояния. Наиболее масштабными были смещения Сибирской платформы относительно Саяно-Байкальской складчатой системы, а также движения одних складчатых зон относительно других. Мобильные блоки контактировали обычно по зонам глубинных разломов.

Одним из ярких примеров отмеченной последовательности смены кинематических фаз является, например, мезозойский эндогенный цикл, начавшийся дифференцированными вертикальными движениями, побудившими становление краевых, предгорных и межгорных прогибов. Последующее сжатие привело к широкому развитию надвигов, а завершился цикл стабильным стоянием территории, благодаря чему была сформирована сохранившаяся местами и донныне мел-палеогеновая поверхность выравнивания.

Энергетические источники, побуждающие вертикальные движения литосферы Восточной Сибири, обусловлены процессами в верхней мантии. Горизонтальные смещения таких крупных геоблоков, как Сибирская платформа, происходят, скорее всего, по поверхности астеносферы. Более локальные горизонтальные смещения, например, в кайнозойском Байкальском сводовом поднятии могут происходить по поверхности разуплотненной мантии, образующей здесь линзу мощностью около 20 км. Кроме того локальные горизонтальные смещения в этом, равно как и в других регионах Сибири и Земли в целом, могут происходить и по внутрикоровым слоям повышенной пластичности. Таковым является, например, в Байкальской рифтовой зоне внутрикоровый волновод пятикилометровой мощности, залегающий на глубинах 12–17 км.

Из-за неоднородности по физико-механическим свойствам литосфера Восточной Сибири должна деформироваться дисгармонично, как при радиальном, так и при тангенциальном приложении к ней активных сил, что должно приводить к изменению мощностей пластических слоев в мантии и коре.

Судя по тому, что в Байкальском сейсмическом поясе очаги землетрясений не располагаются глубже 25–30 км, можно предполагать, что на этой глубине находится уровень релаксации. Ниже его имеет место пластическая деформация, а выше – упругая, приводящая к широкому развитию разломов и реализации напряжений землетрясениями. Учет уровня релаксации, определяемого по сейсмологическим данным, является важным фактором для анализа глубины проникновения или зарождения коровых разломов.

Для понимания динамики развития на современном этапе Восточной Сибири и Азии в целом, наряду с другими методами,

важное значение имеет изучение закономерностей распределения в земной коре очагов землетрясений и напряжений в них.

О ФОРМИРОВАНИИ КОНЦЕНТРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР) В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ РАЗЛОМОВ

Ю.А.Косыгин, В.В.Юшманов, Л.А.Маслов

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Широко распространенные геологические образования округлой формы, называемые обычно кольцевыми структурами, образуют класс тектонических объектов, которые можно определить как концентрические комплексы (КК), т.е. сложные геологические тела с концентрической структурой. По существующим представлениям (Лучицкий, Бондаренко), КК возникают под влиянием длительно или мгновенно действующих вертикальных усилий различного происхождения. Авторами высказываются соображения о возможной связи формирования некоторых типов КК с развитием разломов.

В качестве примера рассматривается мезозойско-кайнозойский Буголлинский тектоно-магматический КК, расположенный на востоке Алданского щита. Ядро его слагают мезозойские интрузивные тела, прорывающие архейский кристаллический фундамент. На земной поверхности Буголлинский КК выражается купольно-блоковым поднятием овальной формы размером 45х60 км с абсолютным уровнем блоков 700–2000 м. Центральная часть поднятия обладает сложной концентрически-решетчатой блоковой структурой, обусловленной взаимным положением двух КК размером 17–20 км в диаметре. Центры обеих КК соединяет узкая грабен-долина протяженностью 10 км, простираение которой подчинено субмеридиальному Буголлинскому разлому архейского заложения. Новейшие кольцевые разломы, формирующие оба КК, эксцентричны относительно друг друга. Центры разломов с большими радиусами располагаются южнее центров разломов с меньшими радиусами. Смещение центров достигает 1,5–3 км. Приуроченность КК к окончаниям продольной грабен-долины свидетельствует о тесной структурной взаимосвязи концентрических и линейных элементов, приводящей к мысли и об их генетическом единстве.

Поиски возможных механизмов образования этой связи привели к изучению деформаций, возникающих при разрушении твердых тел. В механизме разрушения теоретически (Черепанов) и экспериментально (Hoagland) показано, что образование и развитие линейной трещины с клиновидной или математически острой вершиной обуславливает возникновение и эволюцию на её окончаниях эксцентрично расположенных зон упругопластических или упруго-вязких необратимых деформаций кольцевой и эллипсоидной формы. Контуры и строение теоретических и экспериментальных полей деформации обнаруживают четкое сходство с обликом и структурой наблюдаемых в центральной части Бутоллинского поднятия КК, приуроченных к окончаниям линейной раздвиговой зоны. Такое совпадение позволяет предположить, что и в горных породах вокруг концевых областей растущих разломов также могут образовываться концентрические поля напряжений. Они не ведут, по-видимому, непосредственно к образованию кольцевых разломов и КК, но создают такое распределение необратимых деформаций горных пород, зон трещиноватости и микротрещиноватости, которое обуславливает последующее образование КК, предопределяя места их локализации, их форму и структуру. Позднейшие тектонические движения различного знака и генезиса реализуются прежде всего по уже существующим ослабленным зонам, в том числе и концентрическим, приводя к появлению кольцевых разломов и образованных ими дислокационных КК, обрисовывающих контуры скрытых прежде зон деформаций горных пород. Дислокационные КК подобного типа могут представлять новую разновидность КК, образованных не только вертикальными, как это принято считать (Лучицкий, Бондаренко), усилиями, а также и напряжениями, возникающими на концах развивающихся в горизонтальном направлении вертикальных разломов.

Рассмотренный механизм образования КК может иметь, по-видимому, более широкое значение, участвуя в формировании КК различного размера, возраста и генезиса. Если тектонические движения сопровождаются процессами магматизма, то скрытые концентрические зоны деформаций могут определять в дальнейшем форму и структуру возникающих магматических КК, локализацию и пространственную эволюцию магматических и вулкано-тектонических комплексов центрального типа. В определенных условиях таким же образом может осуществляться формирование КК и других генетических типов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ В НИЖНЕМ ДОКЕМБРИИ

М. А. Гилърова

Ленинградский государственный университет, г. Ленинград

В нижнем архее в догеосинклинальный период истории Земли существовала тонкая первично неоднородная кора. В процессе последовательного и многократного переплавления площадных участков коры в условиях высокого геотермического градиента при много большем давлении и температуре первобытной атмосферы существенно иного состава интенсивно проходили процессы фракционной дифференциации с дальнейшим расслоением коры и заканчивалось образование гранитоидной оболочки на континентах. Переплавление первобытной коры вызывало образование примитивных лав, сопровождавшихся граувакками и дошедших до нас в виде кислых и основных гранулитов, чарнокитов, чарнокитизированных пород, древнейших гранитоидов, регионально метаморфизованных почти у поверхности Земли.

К началу AR_2 уже существовало расслоение в коре на оболочку с тонким гранитоидным слоем.

В результате разогревания к началу AR_2 внутренняя область Земли расширялась, взламывала литосферу с превращением тепла в механическую работу. Расширение приводило к дифференциации верхней мантии, офиолитовому вулканизму с гомодромным ходом эволюции, гравитационной неустойчивости, перемещению блоков, тектогенезу.

Образовавшиеся в течение AR_2 панпротогеосинклинальные толщи вулканогенного, вулканогенно-терригенного (гнейсо-сланцы), терригенного (гнейсы) типов одновозрастных разрезов сминались в складки, приспособленные к контурам жестких гранитоидных сегментов.

Образованная в это время сеть разломов служила приемниками гранитоидных расплавов, отжимающихся при дифференциальном плавлении вещества глыб и покрывающих их толщ терригенного типа разреза геоантиклиналей. Сюда, во внутренние части сегментов, поступали лишь поздние, коровые гранитоидные расплавы и растворы, гранитизирующие гнейсовые и гнейсо-сланцевые толщи и

затрагивающие зеленокаменные протопояса лишь в краевых участках. Протогеосинклинальные складчатые толщи AR_2 дважды подверглись региональному метаморфизму и воздействию четырех групп гранитоидов вплоть до нового равновесия. Потеря тепла в результате постаршейского диастрофизма привела к образованию нового панциря коры и панплатформенному режиму.

К началу PR_I (карелию, ятулию, гурону и т.д.) значительное количество радиоактивных элементов было израсходовано. За время глобального предкареельского-липалийского перерыва накопленного радиоактивного тепла было уже недостаточно, чтобы вызвать расширение Земли в том же масштабе с повторением нового цикла тех же событий и возникновением новых зеленокаменных поясов.

Для объяснения предкареельского взламывания пенеплена требовался другой механизм - изменение сферичности геоида. Возникающая при этом сеть предкареельских (предпротерозойских) разломов служила для адаптации жесткой литосферы к изменяющемуся ротационному режиму.

При гетерогенности коры и мантии изменение скорости вращения Земли приводило к концентрации геодинамических напряжений в зонах, где плавное изменение t и p при достижении критических значений сменялось скачкообразными превращениями подкорового вещества последовательно от оболочки к оболочке, что вызвало эволюцию предкареельского магматизма и вертикальные движения блоков пенеплена.

В условиях вертикальных движений блоков, создавших эпиплатформенную орогенную область, происходило накопление чехла протоплатформы PR_I с образованием конседиментационных структур карелия-ятулия-гурона и т.д. По активизированным к этому времени преддокареельским разломам продолжали поступать магмы толеитового состава, формирующие силлы и реже вулканиты трапшовой формации.

Еще раз в предсуйсарское (доанимикское в Канаде) время, после второго регионального перерыва, растяжение реализовалось лишь в активизации преддокареельских зеленокаменных поясов. Возобновляется их связь с астеносферой. Новый цикл незавершенного геосинклинального магматизма офиолитовой формации с антидромным характером эволюции (Суйсарий, Анимики), имевший лишь локаль-

ное распространение, завершил магматическую эволюцию зелено-каменных поясов всего мегацикла, состоящего из трех эпох, (взламывание преддокарельской эмбриональной протоплатформы предкарельского пенеплена, предсуйсарского чехла).

С этого момента при наличии достаточно мощной, зрелой гетерогенной коры процессы растяжения и сжатия Земли не сменяют друг друга последовательно, сообщая планете единое дыхание, но сосуществуют, компенсируя друг друга; исчезают коматиты, железисто-кремнистые формации и приразломные комплексы габбро-норит-анортозитов. Завершается своеобразный и неповторимый цикл становления щитов с одной и той же геологической историей вплоть до рифея.

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ И ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Б.М. Чиков

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, г. Новосибирск

Проявление процессов осадконакопления, магматизма, метаморфизма и орогенеза отражает особенности формирования и последовательность эволюции осадочно-метаморфической оболочки земной коры. В этой последовательности выделяются этапы или стадии, наиболее полно проявленные в тех или иных частях континентов. Рассматривая структуру складчатой области, платформы или области орогенеза, мы по существу рассматриваем также отдельные стадии развития земной коры в конкретном выражении, иначе говоря, статическую структуру, или "моментальный снимок" общего процесса развития земной коры.

В истории развития земной коры континентов установлена неоднократная смена периодов тектонической активности периодами относительного покоя, что послужило основой выделения этапов и специфических режимов геосинклинального развития, платформообразования, орогенеза и т.п. Каждой стадии соответствуют свои структурные элементы, возникающие на основе структурных форм предшествующего этапа и сохраняющие в некоторых пределах преемственность развития. На этом основании автором построена

схема периодизации развития земной коры континентов и определены типовые наборы тектонических элементов, характеризующие каждую стадию.

Игнорирование структурной специфики стадий формирования осадочно-метаморфической оболочки вызывает затруднения при тектоническом анализе и зачастую приводит к некорректным выводам.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В. И. Шульдинер

Геологический институт ДВНЦ, г. Владивосток

Формирование континентальной коры определяют три тесно связанных и перекрывающих друг друга по результатам, но в то же время самостоятельных процесса: 1) первичная эндогенная (преимущественно магматическая) дифференциация мантии, ведущая к обособлению и поступлению на поверхность андезито-базальтового вещества; 2) экзогенная (преимущественно осадочная) дифференциация, ведущая к разделению андезито-базальтового вещества коры на химически контрастные компоненты; 3) вторичная эндогенная (тектоническая, магматическая и метаморфическая) дифференциация корового вещества, ведущая к его гравитационному разделению и формированию гравитационно устойчивой коры. Эти три процесса, действующие в соответствующей перечислению последовательности, универсальны и обеспечивают постоянное наращивание земной коры и ее преобразование из океанической в континентальную. Однако масштабы проявления названных процессов и их относительная роль существенно менялись во времени, обуславливая тем самым глубокие качественные перемены и определенную этапность в истории становления земной коры.

Эогей (древнее 3,5 млрд. лет) явился временем обособления главной массы вещества континентальной земной коры, гидро- и атмосферы в виде самостоятельных оболочек. Ход этого процесса контролировался экстремальной тепловой обстановкой на поверхности Земли (высокая температура, большая химическая актив-

ность гидро- и атмосферы, интенсивное разложение и переотложение вещества горных пород) и в её недрах (высокое стояние геозотерм и массовое плавление вещества в малоглубинных условиях). Первичная эогейская оболочка характеризовалась латеральной однородностью и повсеместной высокой подвижностью, что согласуется с представлением об эогее как о пермобильной (пангеосинклинальной) эпохе.

Протогей (3,5-1,7 млрд. лет) - время консолидации континентальной земной коры. Это состояние достигалось постепенно через процесс, близкий к геосинклинальному, но отличавшийся необычно широкими масштабами и интенсивностью проявления, а также огромными объемами перемещаемого вещества (формирование крупнейших гранитоидных плутонов, мощная гранитизация, обширные ареалы эффузивных излияний). Столь высокая тектоническая активность была обусловлена огромным запасом потенциальной энергии, заключенной в гравитационно неустойчивой первичной коре, которая реагировала на сравнительно небольшие тектонические импульсы массовыми внутрикоровыми перемещениями вещества - восходящими в протогеоантиклинальных и нисходящими в протогeosинклинальных поясах.

Неогей (1,7 млрд. лет - донныне) в целом характеризуется типичными для фанерозоя соотношениями платформенных и геосинклинальных режимов. Геосинклинальный процесс стал определяться главным образом мантийными источниками энергии, которые уже не вызвали столь мощного "резонанса" в приобретшей гравитационную устойчивость коре, что привело к резкому сокращению размеров геосинклиналей и, следовательно, к сокращению поступавшего к поверхности ювенильного материала. Масштабы неогейских геосинклинальных процессов по сравнению с раннедокембрийскими невелики, хотя их "удельная" энергия и темпы возрастали. Это обстоятельство при свойственных неогее замедленных темпах экзогенной дифференциации привело к захоронению новообразованного сиалического материала в слабо дифференцированном виде. Поэтому континентальная кора в неогее разрасталась в основном лишь за счет сравнительно небольших по объему и слабо дифференцированных вулканогенно-осадочных призм эвгеосинклинальных эпиконтинентальных зон.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ПОДВИЖНЫХ ЗОН ГОНДВАНЫ И ЕВРАЗИИ
В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Н. А. Божко

Московский государственный университет, г. Москва

Интракратонные ансиалические подвижные зоны рифея Евразии представлены в основном авлакогенами, либо перекрытыми чехлами синеклиз (Русская платформа), либо составляющими пассивные ветви тройных сочленений (Тиман).

Для Гондваны характерны рифтогенные ансиалические структуры, которые в своей эволюции перешли стадию авлакогенов и развивались как интракратонные геосинклинали (Кибариды, Катангиды).

Поздний докембрий Гондваны и Евразии характеризуется проявлением офиолитов в подвижных зонах различной природы и эволюции. В Евразии это связано с раскрытием сравнительно широких океанических бассейнов, замыкание которых произошло лишь в фанерозое (Урал, Байкальская складчатая область) часто с образованием аккреционных поясов. Складчатые ансиматические пояса рифейской консолидации в Евразии по существу отсутствуют.

В Гондване в течение позднего докембрия не происходило крупных океанических раскрытий. Офиолитовые швы фиксируют здесь образование внутриконтинентальных рифтогенных структур красноморского типа, т.е. с ограниченным раскрытием океанической коры. В эволюции этих структур (протожноатлантический пояс, Мавритано-Гойянский, Западно-Хогтарский) проявились черты механизма тектоники плит, но в целом преобладал интракратонный стиль тектонического развития.

Все указанные структуры были консолидированы в рифее - венде. В крайних частях Гондваны на границе с пратетисом (Аравия, Северо-Восточная Африка) развивались активные окраины и островные дуги, где в условиях субдукции формировались аккреционные пояса рифея. Такой же процесс начался в венде в Тихоокеанском поясе, существовавшем в позднем рифее как пассивная окраина Гондваны. При этом отмечалось "скольжение" складчатости по простиранию пояса с запада на восток (от Анд до Восточной Австралии).

В позднем докембрии Гондваны более масштабно проявился процесс тектоно-термальной переработки фундамента. Здесь им были охвачены огромные пространства (Мозамбикский пояс и др.).

Проведенный палеотектонический анализ показывает специфику позднего докембрия в истории Земли как переходного этапа к тектонике литосферных плит. Из него также следует возможность одновременного развития внутриплитных и окраинно-плитных тектонических процессов.

О СВЯЗИ ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУР И ОБ ОБЩЕЙ СИСТЕМАТИКЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Г.М.Власов

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Взаимоотношение океанических и континентальных структур — одна из важнейших проблем в геотектонике. Из существующих точек зрения по этому вопросу наиболее обоснованным кажется мнение о принципиально сходном течении геологических процессов в пределах континентов и океанов, о принадлежности структур как континентов, так и океанов к общему эволюционному ряду, о количественных, а не о качественных различиях в вещественном составе и структурах этих областей. Присущее континентам чередование напряжений сжатия и растяжения проявляется и в океанических структурах. Намечается синхронность тектонических движений мезозоя и кайнозоя на континентах и в океанах. Магматические формации этих областей оказываются во многом сходными и лишь незначительно варьируют по составу. Это позволяет дать общую для океанов и континентов систематику вулканических поясов.

Эволюционный ряд выделенных в предлагаемой классификации типов вулканических поясов начинается с наиболее примитивных догеосинклинальных внутриокеанических вулканогенных поднятий, сложенных преимущественно толеитами и их дифференциатами — щелочными оливиновыми базальтами.

Более высокоорганизованный тип вулканических поясов представляют срединно-океанические хребты (обычно осложненные риф-

тами), уже несущие черты эвгеосинклиналей ранних этапов (тождественные с эвгеосинклинальными формации, одинаковые вторичные изменения пород, сходная рудная минерализация). На островных поднятиях в периферических частях срединно-океанических хребтов намечается тенденция к развитию известково-щелочного магматизма, типичного для островных дуг.

Следующими звеньями эволюционной цепи являются внешние (приокеанические) эвгеосинклинальные прогибы, внутренние вулканические дуги и краевые вулканические пояса, образующие (вместе с тыловыми и междутовыми седиментационными прогибами) геосинклинально-орогенные комплексы. В этих структурах последовательно формируется континентальная кора, что проявляется составами вулканитов: преимущественно базальтовым в вулканических зонах внешних дуг, андезитовым – во внутренних дугах и дацито-липаритовым – в краевых вулканических поясах.

Постгеосинклинальные вулканические пояса представлены континентальными рифтами и трапповыми поясами (или полями). Нередко допускаемое смешение догессинклинально-раннегеосинклинальных океанических и позднеорогенных (или посторогенных) континентальных рифтов не имеет оснований. Эти структуры отличаются по вещественному (формационному) составу, характеру рудопроявлений и отражают различные условия формирования.

Не все перечисленные вулканические пояса проходят последовательно весь путь эволюционного развития. Например, для того, чтобы срединно-океанические рифты преобразовались в эвгеосинклинали, нужны определенные условия. Главное из них – углубление разломов (с 40–60 км до 500–700 км), преобразование вертикальных и крутопадающих разломов в наклонные зоны Бенъофа. Дальнейшей эволюцией этих зон, сопровождающейся их выполаживанием, в значительной мере определяется развитие магматизма в геосинклиналях.

Систематизация особенностей различных типов вулканических поясов показала, что выделенные типы вулканических поясов, представляющих различные эволюционные звенья естественной цепи вулканогенных структур, хорошо индивидуализированы: они отличаются по формационному составу магматических и измененных пород, металлогении, структурному положению, геофизической характеристике, типу земной коры, внутренней структуре.

ПРОБЛЕМА ОДНОТИПНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ
НА УРОВНЕ ФОРМАЦИЙ И ИХ РЯДОВ

Г.Л.Кириллова

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Концепцию однотипности геологического строения континентов и океанов можно рассматривать на разных уровнях организации вещества: минеральном, горнопородном, формационном, оболочечном и др.

Материалы глубоководного бурения в океанах с судна "Гломар Челленджер" и первые попытки выделения формаций в океанах (Безруков, Мурдмаа и др.) позволяют рассмотреть концепцию однотипности геологического строения континентов и океанов на уровне формаций и их рядов.

Концепцию однотипного строения офиолитовых ассоциаций на континенте и в океане развивает А.В.Пейве с сотрудниками. Однотипность строения на уровне геокомплексов (структурном уровне) доказывает В.А.Соловьев. Ряд ученых (Г.М.Власов, В.Т.Фролов и др.) выделяет на континентах древние островные дуги, палеозоны Беньюфа, аналогичные наблюдаемым в современных океанах.

Изучение формаций в океанах позволяет с большей полнотой и достоверностью связать состав осадков с ныне действующими факторами и процессами их накопления — тектоникой, климатом, вулканизмом. При изучении современных океанических формаций исследователь имеет возможность видеть непосредственно те тектонические формы, в пределах которых они накапливаются.

Рассматривая формацию как тектоническую категорию, можно очертить круг задач, которые могут быть поставлены и решены с помощью формационного анализа на континенте и в океане. На континенте: 1) тектоническое районирование заданного масштаба; 2) сравнительный анализ однотипно построенных тектонических форм или их идентификация. В океане задачи несколько иные, поскольку районирование обычно проводится по типам морфоструктур, которым придается статус тектонических форм, и тогда можно: 1) изучать состав и структуру формаций, выполняющих ту или иную тектоническую форму; 2) сравнивать одноименные тектонические формы по формациям и их рядам.

Таким образом, один из путей исследования таков: применяя принцип актуализма, искать аналоги на континентах тех рядов формаций, которые наблюдаются в океанах, и соответственно делать вывод о формировании их в пределах тех или иных тектонических форм. Однако изученность океана несоизмерима с изученностью континента, поэтому возможен и другой подход; искать в океанах аналоги формационным рядам, характеризующим те или иные структурные элементы на континентах.

Реализация описанных подходов на уровне формаций и их рядов осуществлена при сравнении формационных рядов синеклиз и антеклиз платформ континентов и талассогенов океанов: комплексов современных и древних островных дуг, глубоководных желобов.

ЗАВЕРШАЮЩАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ, ОРОГЕНЕЗ, ДИАСХИЗИС И КРАТОНИЗАЦИЯ

Ч.Б.Борукаев

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, г.Новосибирск

Учение о геосинклиналях, более столетия являвшееся ведущей тектонической концепцией, в качестве важнейшего процесса преобразования земной коры рассматривает завершающую (главную, платформообразующую) складчатость. Часто процессы складко- и горообразования, плутонизма, метаморфизма и т.п. объединяются понятием диастрофизма.

В последние годы многие исследователи уделяют большое внимание изучению орогенеза (дейтероорогенеза, тектоно-магматической активизации и т.п.), отстаивая тезис его независимости от предшествующего развития. Выявляется специфика преобразования коры в докембрии, являющаяся следствием проявления особого процесса, получившего название диасхизиса.

Наконец, появляются данные, что образование "настоящих" платформ связано лишь с 2-3 эпохами в истории Земли. Только этим эпохам присущ комплекс специфических процессов, заслуживающий наименования кратонизации. Показано, что процессы образования и преобразования континентальной коры не могут быть сведены к геосинклинальному процессу.

КОНЦЕПЦИЯ СТАДИЙНОГО ФОРМИРОВАНИЯ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ТЕКТОНИКА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.М.Лейтес, В.С.Федоровский
Геологический институт АН СССР, г.Москва

Концепция стадийного формирования континентальной земной коры, разработанная на основе исследования геосинклинальных складчатых систем фанерозоя, дна современных океанов и зон перехода от океана к континентам, опирается на фундаментальный вывод о том, что континентальная земная кора не существовала изначально, как считают многие геологи, а возникла в результате структурно-вещественного преобразования коры океанического типа. Геосинклинальное развитие, с этой точки зрения, представляет собой последовательный стадийный процесс образования и перераспределения в пространстве и времени новообразованной гранито-гнейсовой оболочки, завершающийся становлением континентальной коры с гранито-метаморфическим слоем.

Изучение тектоники и структурно-вещественных комплексов раннего докембрия юга Сибирской платформы показывает, что здесь, как и в геосинклинальных складчатых системах фанерозоя, выделяются комплексы пород, соответствующие континентальной земной коре и коре океанического типа. Континентальная кора является новообразованной, вторичной и возникла в процессе преобразования коры океанического типа. Особенно отчетливо этот стиль развития устанавливается с раннего протерозоя.

Основание разрезов океанической коры слагает меланократовый фундамент, представленный различными ультраосновными породами и габброидами, на котором и за счет преобразования которого осуществлялось формирование оболочек земной коры в течение трех последовательных стадий геологического процесса. В раннюю, океаническую стадию происходило образование толеитовых вулканитов, кремнистых и обломочных отложений; в переходную – возникали вулканиты преимущественно андезитового и дацитового состава, накапливались граувакки, флишоидные и высокоглиноземистые отложения, происходили процессы плагιοгранитизации и становления различных гранитоидов натровой специализации. Для заключительной,

континентальной стадии характерно образование грубообломочных пород типа молассы, вулканоплутонических серий позднеорогенного типа и калиевых гранитоидов. Направленный процесс превращения океанической коры прошлого в кору континентальную прерывался явлениями деструкции. Эти явления, вызванные горизонтальными движениями, приводили к разрывам сплошности различных горизонтов коры, их раздвиганию и формированию рифтогенных шовных структур типа трогов и грабенов.

В истории становления и эволюции дорифейского фундамента Сибирской платформы выделяются два этапа: ранний и поздний. В течение раннего этапа, в архее, происходило формирование протометаморфического слоя – древнейшего метаморфического слоя, составившего протоконтинент Восточной Сибири. В ходе позднего этапа, в раннем протерозое, в результате преобразования протометаморфического слоя и его нижнепротерозойской вулканогенно-осадочной оболочки возник огромный континентальный массив фанерозойского типа с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Становление этого континентального массива происходило более 2,0 млрд. лет.

Сравнительный анализ тектоники фундамента Сибирской, Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ показывает, что формирование его структуры в раннем докембрии шло по единому плану и к началу рифея завершилось становлением зрелой континентальной коры.

Особенности структуры дорифейского фундамента Сибирской платформы предопределили важные черты в дальнейшем развитии тектоники этой крупнейшей структурной единицы материка Евразии. Закономерности в распространении платформенного чехла, строении его разрезов и их стратиграфическом объеме не случайны и обусловлены степенью зрелости, совершенства континентальной коры, которая служит фундаментом платформы.

ДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Г.С.Гусев

Институт геологии ЯФ СО АН СССР, г.Якутск

В складчатых сооружениях мезозойд Верхояно-Чукотской области устанавливается горизонтальная зональность интенсивности складчатости, а также вертикальная и в меньшей степени горизонтальная зональности кинематических типов складок и динамических обстановок их формирования.

Зоны полной складчатости группируются в две относительно неширокие полосы, которые располагаются вдоль западного обрамления Колымо-Омолонского массива (Инъяли-Дебинский и Полоусненский метасинклиналии) и на границе с Сибирской платформой. Большая же часть Верхояно-Чукотской области характеризуется развитием пологой линейной и брахиморфной складчатости. Чехол срединных массивов деформирован слабо.

Складчатые структуры рассматриваемого региона образуют крупные выпуклые в юго-западном направлении дуги. Расположение сложноскладчатых зон в обрамлении жестких структур, выпуклости складчатых дуг и преимущественная юго-западная вергентность структур указывают на направление фронта тектонического давления. Формирование складчатых структур Северо-Востока СССР в основном связано с латеральным движением в юго-западном направлении фрагментов Гиперборейской платформы, а также Колымо-Омолонского, Хромского и Лаптевского срединных массивов. Региональное сжатие с северо-востока устанавливается массовыми замерами тектонической трещиноватости, реконструированными по ней полями тектонических напряжений, направлениями смещений по крупным надвигам и сдвигам. Ориентировка векторов сжатия в узких зонах, расположенных между срединными массивами, отличается от генеральных ориентировок. В таких участках оси сжатия направлены перпендикулярно к жесткой раме. С учетом этого обстоятельства территория Верхояно-Чукотской области разделяется на девять динамических районов, каждый из которых характеризуется однородным полем напряжений.

В складчатых осадочных толщах мезозойд устанавливается развитие грубого, пластинчатого, тонкого и сланцевато-струйчатого

кливажа. Тип кливажа определяется главным образом глубиной формирования и отчасти интенсивностью складчатости и вещественным составом пород.

В мезозоидах Верхояно-Чукотской области подтверждается существование верхнего (палеоглубина 2-4 км) и нижнего (палеоглубина 10-12 км) фронтов кливажа. Вблизи верхнего фронта развит грубый, а вблизи нижнего - сланцевато-струйчатый кливаж.

На рассматриваемой территории выделяются следующие кинематические типы складок: складки изгиба с концентрическим скольжением взбросовые (концентрические взбросовые); концентрические взбросо-сдвиговые, концентрические с грубым кливажем, кливажные и складки течения. Установлена их вертикальная зональность. По реконструкциям геологических разрезов выяснено, что во время складкообразования глубина формирования взбросовых складок изгиба составляла 0-3 км, сдвигово-взбросовых от 3 до 5 км, с грубым кливажем - от 4 до 6 км, кливажных - от 5 до 12 км, а складок течения - свыше 12 км. Концентрическим взбросовым и кливажным складкам соответствовали взбросовое, а концентрическим сдвиговым и складкам течения - сдвиговое поля напряжений.

Эмпирическая вертикальная зональность динамических обстановок формирования кинематических типов складок в вертикальных разрезах верхних частей земной коры хорошо согласуется с теоретической моделью напряженного состояния горных массивов, деформируемых в условиях горизонтального сжатия.

На краях складчатых систем в основном устанавливается горизонтальная зональность динамических обстановок, обусловленная, по-видимому, затуханием бокового тектонического давления.

ТЕКТОНИКА И ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ ЯКУТСКОЙ АССР

Г.С.Гусев, Г.А.Гринберг, В.В.Ковальский, Б.В.Олейников,
А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин, Н.В.Черский
Институт геологии. ЯФ СО АН СССР, г.Якутск

Якутская АССР располагается в восточной части Сибирской платформы и на западе Верхояно-Чукотской складчатой области. Эти регионы, несмотря на значительные различия в современной

структуре, имеют и некоторые общие черты строения и развития. В основании осадочных комплексов этих структур устанавливается дорифейский метаморфический фундамент. В позднем протерозое – фанерозое в их пределах протекали разные по интенсивности, но сходные по существу деструктивные процессы. В позднем мезозое количественные различия переросли в новое качество. Сибирская платформа сохранилась в виде стабильного кратона, а в пределах Верхояно–Чукотской области в результате сильного тектонического сжатия произошло становление мезозойской регенерированной коры.

Архейский метаморфический фундамент Сибирской платформы имеет гетерогенное строение. Формирование его сопровождалось неоднократными повторяющимися процессами глубокого метаморфизма и складчатости, приведшими к формированию протоконтинентальной коры.

В раннем протерозое (субганское время) во многих частях древнейшего протоконтинента формировались узкие линейные осадочно–вулканогенные трогии, а позднее – довольно обширные прогибы удоканского типа, которые совместно с архейской рамой подвергались сильному тектоническому сжатию. Намечается четыре этапа складкообразования (по А.Л.Харитонову, В.Л.Дуку, Л.М.Богомоловой), сопровождающихся становлением гранитоидных интрузий, прогрессивным зональным метаморфизмом и регрессивным метаморфизмом вмещающих архейских образований.

Кора Сибирской платформы раннепротерозойского этапа по структурно–вещественным признакам может быть отнесена к квазикратонному или мобильному континентальному типу. К началу позднего протерозоя произошло её превращение в жесткую континентальную кору платформенного типа.

В позднем протерозое – фанерозое платформенная кора подверглась слабым по активности процессам тектонической деструкции. В её теле в рифее и среднем палеозое формируются пологие рифтоподобные впадины и прогибы, на месте которых впоследствии развивались соответственно раннепалеозойские и мезозойские синеклизы. На щитах и антеклизах утонение земной коры было значительно меньшим, чем в синеклизах, но здесь наиболее ярко проявилась интрузивная магматическая активизация.

Наиболее яркое отличие докембрийского этапа развития Верхояно–Чукотской области заключается в резко контрастном характере

становления различных участков докембрийской коры. К концу архея здесь существовала подвижная область, а более или менее консолидированные участки коры образовывали лишь изолированные небольшие по площади блоки (Охотский массив и Южное Верхоянье). В северо-западной и южных частях Верхояно-Чукотской области, как и на Оленекском псдвятии Сибирской платформы, развит раннепротерозойский фундамент. Он сложен метаморфическими толщами миогеосинклинального типа (Приколымское поднятие), которые, вероятно, подстилаются архейской протоконтинентальной корой; выступы последней известны на Омолонском массиве.

Собственно первичная раннепротерозойская континентальная кора развита только на севере Верхояно-Чукотской области (Алазейское и Алучинское поднятия, Уяндинский блок). Сложена она метаморфическими, в том числе и глаукофансланцевыми эвгеосинклинального типа осадочно-вулканогенными толщами (Гринберг и др.).

К раннему протерозою на территории Восточной Якутии был сформирован огромный континентальный блок, сохранивший в отличие от западного, платформенного, большую подвижность и в последующие тектонические эпохи. В рифее, раннем и среднем палеозое здесь формировались узкие вулканогенно-терригенные рифтоподобные и терригенно-карбонатные миогеосинклинальные прогибы, разделявшие стабильные блоки, в пределах которых накапливались маломощные, карбонатно-терригенные отложения платформенного типа. В позднем палеозое рифтоподобные зоны переросли в широкие раздвиговые прогибы, заполнившиеся мощными терригенными толщами верхоянского комплекса. Раскрытие Верхоянской геосинклинали произошло за счет перемещения Сибирской платформы в юго-западном направлении. Движение срединных массивов на восток также имело место.

В результате рифтогенных и раздвиговых процессов в рифее — раннем мезозое дорифейская континентальная кора Восточной Якутии претерпела существенные деструктивные преобразования. В геосинклинальных прогибах она значительно утонена или, возможно, выклинивается совсем. В это же время Сибирская платформа вдоль современной Вилуйской синеклизы, вероятно, была расколота на два блока. Северный блок, наряду с движением на юго-запад, разворачивался против часовой стрелки, а южный —

по часовой. Этот раздвиг, по-видимому, и предопределил формирование входящих в платформу углов Байкало-Патомской и Верхояно-Чукотской складчатых областей, а затем и заложение собственно Вилуйской синеклизы.

В позднем мезозое геодинамическая обстановка на востоке описываемой территории коренным образом изменилась. В это время произошло мощное сжатие всей Верхояно-Чукотской области, связанное, главным образом, с движением в юго-западном направлении Гиперборейской платформы. В тыловой части раскрылись глубоководные котловины Бофорта и Макарова, а геосинклинальные прогибы Верхояно-Чукотской области превратились в складчатые сооружения. В ее наиболее сложнодислокационных зонах произошло становление крупных гранитных батолитов, на краях срединных массивов образовались выполненные молассовыми и вулканогенными образованиями межгорные впадины, а в зоне сочленения с Сибирской платформой обособился Предверхоянский краевой прогиб. Одновременно вдоль юго-восточной окраины Верхояно-Чукотского континента происходило формирование палеозоны Бенъофа-Заварицкого и становление Охотско-Чукотского окраинноматерикового вулканогенного пояса. Процессы тектонического скучивания и гранитообразования привели к формированию в складчатых зонах Северо-Востока СССР регенирированной мезозойской коры, имеющей в своем основании существенно трансформированный докембрийский метаморфический фундамент. Крупные блоки слабо измененной докембрийской коры сохранились на Охотском, Кольмо-Омолонском и других массивах.

ИСТОРИЯ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Т. Н. Стижарский

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
г. Ленинград

Теория становления и развития континентальной коры есть теория общегеологическая, так как становление континентальной и океанической коры происходит в результате проявления всех гео-

логических процессов, взаимодействующих между собой. Тектонические процессы – лишь часть из них.

В течение уже длительного времени образование континентальной коры, как и океанической, рассматривается с позиций двух теорий – мобилизма и фиксизма в разных их вариантах. В последнее время широкое распространение получила теория мобилизма в виде тектоники плит, допускающей перемещение отдельных блоков земной коры на многие сотни километров.

Анализ истории тектонического развития территории Советского Союза с составлением палеотектонических карт масштаба 1:5000000, проведенный для времени с позднего протерозоя, даёт основание утверждать, что крупных перемещений блоков земной коры за это время не происходило. Континентальная кора к позднему протерозою сформировалась в границах Сибирской, Русской платформ и в центральной части Туранской низменности. Крупные блоки континентальной коры допозднепротерозойского времени установлены в Казахстане, Северном Тянь-Шане, на Востоке и Северо-Востоке СССР (Буреинский, Охотский, Омолонский и Чукотский срединные массивы). Имеются они в Уральской системе, в Восточном Саяне, в Байкальской системе и даже в Альпийском поясе (Южный Памир, Кавказ). Между этими блоками располагались геосинклинальные системы, составляющие Урало-Монгольский и Альпийский геосинклинальные пояса. Океаническая кора, вероятно, существовала только на востоке, что указывает на очень большую древность Тихого океана.

Завершение геосинклинального режима в системах и становление континентальной коры шло постепенно и неравномерно. В Урало-Монгольском поясе оно началось с превращения у краёв Русской и Сибирской платформ Тиманской, Енисейской и Байкальской геосинклинальных систем в складчатые системы и затем распространилось в центральные части пояса. Этот процесс продолжался до триаса включительно, когда Урало-Монгольский геосинклинальный пояс замкнулся и превратился в складчатый. При этом геосинклинальные режимы могли повторяться, как это наблюдается на примере Уральской системы.

Альпийский геосинклинальный пояс также развивался длительно. Завершение в нём геосинклинального режима затянулось до кайнозоя. Реликтами этого режима, по-видимому, являются впадина Чёрного моря и другие.

В пределах Тихоокеанского пояса, если исключить Верхоянско-Чукотскую область с её срединными массивами, геосинклинальный режим, по-видимому, начал проявляться в конце позднего протерозоя (Джагдинская система), а в Корякской и Сихотэ-Алинской системах в ордовикское время. Процесс геосинклинального развития и преобразования океанической коры в континентальную в Тихоокеанском поясе продолжается до современной эпохи, что доказывается системой островных дуг (Курильская, Японская, Алеутская), окаймлённых глубоководными желобами.

БЫСТРОТЕЧНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ТЕКТЕНИКЕ

К. И. Микуленко

Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

При изучении тектонических движений и их классификации учитывается недостаточно или вообще не учитывается время тектонических движений. Так, при изучении тектоники геологического прошлого исследуются лишь результаты относительно медленных движений, в то время как тектонические движения могут происходить с разной скоростью. Наиболее быстротечны из них сейсмические толчки.

По данным П. Н. Кропоткина, Б. Г. Поляка, Я. Б. Смирнова, М. В. Гзовского, А. В. Михайловой и др., сейсмическая энергия соизмерима с энергией тектонических процессов или составляет около 10% энергии тектонических процессов. По материалам Ч. Рихтера, В. А. Апродова, В. Н. Солоненко и др., область непосредственного значительного воздействия сейсмичности на земную поверхность составляет примерно 15-20% всей площади планеты.

Проведенные в последние годы специальные исследования (И. Н. Верзилин, К. И. Микуленко и др.) в районах Кавказа, Сибири, Средней Азии свидетельствуют о широком развитии следов древних землетрясений в отложениях разных районов и возрастов (от рифея до современных). Устанавливается отчетливая этапность проявления палеосейсмичности.

Рассматривается проблема классификации созданных тектонических образований.

Медленные тектонические движения образуют разных типов и масштабов пликативные и разрывные деформации. Главным результатом для этого типа движений являются пликативные формы. Разрывные дислокации представляются вторичными. При этом деформации образуются лишь при воздействии на относительно уплотненные породы.

Иной характер результатов быстротечных процессов. Результаты их воздействия отражаются как в уплотненных породах, так и в неконсолидированных осадках. Сейсмические толчки — это процессы геологически мгновенного разрывообразования. Главными деформациями в уплотненных породах являются разрывные, а пликативные дислокации второстепенными. При воздействии сейсмических толчков на недостаточно уплотненные породы и неконсолидированные осадки формируются различного рода сейсмогравитационные и гравитационно-сейсмогенные (по В.П.Солоненко) образования, а в субаквальных условиях — разного типа образования, связанные с подводными оползнями, пластичным течением осадков и деятельностью суспензионных потоков. При доказанной сейсмогенной их природе все они должны рассматриваться и соответствующим образом изучаться как обычные тектонические формы. До сих пор они выпадали из сферы исследований тектонистов.

Сейсмичность, играя значительную роль в общем балансе тектонических движений, оказывает заметное влияние и на нефтегазоносность отложений. Геологическими наблюдениями (М.И.Смирнова) и экспериментально (Н.В.Чёрский, В.П.Царев, С.В.Николаев, О.Л.Кузнецов и др.) установлено, что сейсмическое воздействие в десятки раз ускоряет процессы преобразования рассеянного органического вещества и образования углеводородов; в десятки раз улучшает проницаемость пород и тем самым влияет на латеральную и вертикальную миграцию углеводородов, на формирование и переформирование залежей нефти и газа.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ГРАБЕНЫ В СТРУКТУРЕ ПЛАТФОРМ

С. П. Микуцкий

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Минск

Сравнительное изучение строения, формационного состава, степени дислоцированности образований чехлов древних и молодых платформ показывает их гетерогенность в вертикальном разрезе. Разделение чехлов платформ на доплитные и плитные этапы отражает особенности формирования осадочных толщ и их последующую эволюцию на ранних и поздних стадиях развития. В региональной структуре платформ доплитные этапы характеризуются широким распространением грабенов и грабен-синклиналей, протяженные зоны которых образуют системы, близкие к структурам мезозойско-кайнозойских континентальных рифтов.

На плитном этапе в пределах платформ широкое развитие приобретают типичные платформенные структуры: антеклизы, синеклизы, краевые прогибы и внутриплатформенные впадины. Крупные грабены типа континентальных рифтов распространены относительно реже, чем на доплитном этапе. Дизъюнктивные нарушения сбросового типа играют заметную роль в структуре чехла.

Формационный состав образований палеозойских рифтогенных грабенов древних и молодых платформ характеризуется достаточной полнотой и разнообразием. Это тонкообломочные молассоидные, карбонатные и хемогенные осадки, сменяющиеся иногда более грубообломочными молассаами. Осадконакопление характеризуется выраженной фациальной изменчивостью, контролируемой расчлененным тектоно-эрозионным рельефом. Обычно чередование продольных мелководных гряд и относительно глубоководных котловин. Вулканогенные образования представлены эффузивными и пирокластическими породами преимущественно щелочного ряда. В глубоких грабенах аналогами вулканогенных щелочных формаций часто являются мощные галогенные толщи эксталяционно-осадочного происхождения, которые относятся нами к ряду вулканогенно-осадочных формаций.

Характерной особенностью палеозойских рифтогенных грабенов платформенных областей является блоково-ступенчатое строение, связанное с развитием продольных субрегиональных сбросов. Че-

редование моноклинальных ступеней образует систему асимметричных зон поднятий и депрессий, осложненных тектоно-эрозийными и тектоно-седиментационными структурами более высоких порядков. Отмечается наличие поперечных сдвигов.

Накопление мощных осадочных толщ в процессе интенсивного погружения, наличие хороших и удовлетворительных коллекторов гранулярного типа в терригенных породах и порово-кавернозного типа в органогенных карбонатных породах, наличие надежных флюидоупоров, особенно в районах развития галогенных формаций и мощных глинистых толщ, повышенный тепловой поток и различные комбинации структурных форм определяют региональную нефтегазонасыщенность палеозойских рифтогенных грабенов как древних, так и молодых платформ. Среди палеозойских структур данного типа промышленно нефтеносными являются Припятский и Днепровско-Донецкий грабены Восточно-Европейской древней платформы, грабены Куперс-Крик и Эйдавейл Австралийской древней платформы, Турингский и Центрально-Североморский грабены, а также Датско-Польский прогиб Центрально-Европейской молодой платформы.

В пределах Восточно-Сибирской платформы к потенциально нефтегазонасыщенным нами отнесены Нижнетунгусская, Кемпендяйская и Ыгытинская впадины, являющиеся по своему строению и истории развития палеозойскими грабенообразными прогибами рифтогенного типа. В пределах Западно-Сибирской плиты потенциально нефтеносными являются грабенообразные палеозойские впадины Каспийской зоны восточной части плиты и Уват-Ханты-Мансийского района западной ее части. При нефтепоисковых работах в этих впадинах желательно использовать выявленные закономерности формирования и размещения нефтяных залежей хорошо изученного Припятского среднепалеозойского рифтогенного прогиба.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СОЗДАНИЯ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТОГЕНЕЗА

С.С.Осадчий

Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск

Современная концепция Байкальского рифта, в основе которой лежит геофизическая модель, объясняет некоторые особенности строения и эндодинамики земной коры и верхней мантии Саяно-

Байкальского горного пояса. Однако процесс приближения знаний к пониманию истинной природы Байкальской рифтовой зоны сопровождается нарастанием противоречий между наблюдаемыми геологическими фактами и их объяснением в рамках этой концепции. Поэтому она должна быть приведена в соответствие с данными наиболее надежных геологических методов: анализа геологического строения, истории развития и кинематики формирования одноранговых с рифтовой зоной конкретных геологических структур, причем не столько сравнительного анализа развития этих структур, сколько с и н т е з а пространственно-временного и структурно-динамического их взаимодействия в рамках по возможности большего числа концепций, теорий или даже гипотез.

Попытка подобного синтеза привела автора к убеждению, что Байкальская рифтовая зона (БРЗ) никогда – с момента ее возникновения, в настоящее время и в геологическом будущем – не была, не является и не будет зоной растяжения земной коры. Кажущаяся парадоксальность этого утверждения устраняется при соблюдении вышеозначенных условий синтеза.

Горный пояс, простирающийся вдоль южных границ СССР и в Восточной Сибири, представляет собой трансконтинентальный пояс горизонтального сжатия земной коры, обусловленного глобальным конвективным обменом масс, ротационными и полюсобежными силами Земли. Под Верхоянскую складчатую область в мезозое и кайнозое подминались структуры фундамента Сибирской платформы, в результате чего перед фронтом горного сооружения происходило формирование крупнейших надвигов (Межвилк и др.) и прогибание Вилюйской синеклизы. Этот процесс вызвал "отток" мантийного вещества к западу и излияние его в пределах Тунгусской синеклизы, сопровождавшееся ее инверсией (Солоненко). Под действием глобальных сил и напора со стороны Верхоянского пояса сжатия платформа, впаянная в обрамление, испытывала некоторое перемещение в юго-западном направлении (Замараев). На северо-востоке Саяно-Байкальской сигмоиды сжатием со стороны платформы обусловлено воздымание Станового нагорья. Движение платформы с северо-востока трансформируется здесь в левосторонний мегасдвиг (гигантский скол), совпадающий с северо-восточным флангом БРЗ и представляющий собой мезокайнозойскую деструктивную границу между платформой и Забайкальской складчатой областью.

Трапповый вулканизм на Сибирской платформе сопровождался тектоническими процессами, из которых наиболее существенным

для понимания генетической связи между вторичной активизацией платформы и рифтогенезом в Байкальской зоне (Одинцов и др.) является усиление продвижения Иркутского клина платформы на юго-восток. Одновременное давление платформы на Восточный Саян, начавшееся, следовательно, не позднее триаса, вызвало коробление протерозоид, палеозоид и мезозоид в этой части ее обрамления и трансформировалось в движение клина на юго-восток по крупнейшему правостороннему сдвигу – Главному разлому Восточного Саяна. По этому сдвигу, корректность которого доказана геологически (Воронов, Кропоткин, Замараев и многие другие), некогда единая Тункино-Байкальская структура разорвана. Южно-Байкальская впадина смещена к юго-востоку на десятки километров.

В общем поле сжатия, ориентированного с северо-востока, Байкальская впадина развивается как частная система сколово-отрывных трещин и ограниченных ими блоков опускания, отражающая закономерную ориентировку главных трещин (разломов) в направлении приложенных сил сжатия (Пейве, Кропоткин). Как звено рифтовой зоны и как элементарная трещина растяжения, формирующаяся в зоне сдвига, равной по ширине общей протяженности Байкала, впадина представляет собой двухполюсную структуру растяжения, ограниченную двумя трансформными разломами – Становым (Муйско-Северобайкальским) и Главным Восточного Саяна. Полюс раскрытия (Le Pichon) для первого разлома падает на Анабарский щит, а для второго – на полюс раскрытия Северо-Атлантического мегабассейна (междуречье рек Яны и Индигирки – по А.М. Карасику и С.С.Рождественскому).

Из этой очевидной картины динамического взаимодействия структур Восточной Сибири вычитывается иерархия процессов сжатия и растяжения в БРЗ. Главным и определяющим развитие рифтовой зоны является трансрегиональное горизонтальное сжатие со стороны Сибирской платформы. Второй уровень иерархии представляет локальное растяжение (раскрытие Байкальской впадины), а третий – локальное, производное от растяжения сжатие в стороны от Байкальской впадины. Каждый уровень иерархии процессов определяет развитие структур соответствующего ранга. С точки зрения волновой механики процесса взаимодействие структур-динамопар в условиях общего горизонтального сжатия обнаруживает принципиальную однотипность динамической связи в системе "тектоника (дефор-

мация) - вулканизм".

История и механизм развития БРЗ могут быть правильно поняты только при условии признания парагенетической связи между рифтогенезом и главными геологическими событиями Азиатского континента, происходившими в мезозое: Верхоянской складчатостью, прогибанием Вилуйской синеклизы, трапшовым вулканизмом Сибирской платформы, вулканизмом Забайкалья и Монголии. Признание подобной связи влечет за собой объективное решение проблемы возраста БРЗ. Ее безусловно мезозойский возраст подтверждается и частными особенностями эндодинамики. Так, начальные фазы базальтового излияния в Витимском, Удоканском и предположительно в Хамар-Дабанском ареалах вулканизма проявились в мезозое. Мел-палеогеновый этап стабилизации есть основание рассматривать (по материалам Н.В.Думитрашко, Л.И.Салопа, Н.К.Молоткова, О.А.Раковец, С.С.Осадчего и др.) лишь в качестве тектонической паузы, вслед за которой происходило омоложение, подновление структуры рифта.

Судя по спаду интенсивности вулканизма и другим геологическим признакам, процесс рифтогенеза в Байкальской зоне затухает, но далеко еще не завершен (Флоренсов). При сохранении эндодинамического состояния земной коры и мантии, свойственного этапу рифтогенеза в ретроспективно намеченном виде, в ближайшие 100 млн. лет Байкал не только не станет океаном, но и сохранит главные черты нынешней структуры. Впадина станет шире, но короче: постепенно будет приобретать меридиональное, а затем, возможно, северо-западное простирание. Максимальной ширины и минимальной длины впадина достигнет в момент, когда она станет перпендикулярной (в плане) системе главных сдвигов - Станового и Саянского; после - будет закрываться. Однако для достижения масштабов разворота впадины, равных достигнутым за весь мезозой и кайнозой, потребуется повторение геологических процессов, идентичных по грандиозности мезозойским.

Таким образом, с позиций традиционной и новой глобальной тектоники, а также волновой теории тектогенеза Байкальская рифтовая зона в целом представляет собой мезозойскую структуру горизонтального сжатия земной коры, активизированную в кайнозое.

**ТЕКТОНИКА ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ
СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА**

ТЕКТОНИКА ПЛИТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Л. А. Савостин, А. П. Ставский, Л. П. Зоненшайн, Л. М. Натапов
Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР,
Всесоюзное научно-производственное объединение "Аэрогеология",
г. Москва

Современная тектоническая активность Азии, отмеченная высокой сейсмичностью, сконцентрирована в трех поясах: 1) в восточном отрезке Альпийско-Гималайского пояса; 2) в поясе возрожденных гор Внутренней Азии, пересекающем континент от Гималаев и Памира через Центральную Азию и Байкальскую горную страну до хр. Черского; 3) в системе островных дуг и окраинных морей вдоль границы Азиатского континента с Тихим океаном.

Доказано, что складчатые сооружения Гималаев возникли при закрытии океана Тетис за счет столкновения двух континентов: Индии и Евразии.

Молодой Внутриазиатский горный пояс также является следствием столкновения этих континентов, в результате которого южная и восточная части Азии раскололись на мозаику малых плит и микроплит — Амурскую, Китайскую, Монгольскую, Джунгарскую, Таримскую, Тибетскую, Памирскую и др. Хотя сейсмичность Внутренней Азии является рассеянной, значительная часть землетрясений сконцентрирована вдоль границ плит и микроплит, которые

можно рассматривать как относительно жесткие блоки. С использованием азимутов векторов смещения в очагах землетрясений и простираний крупных сдвигов были рассчитаны параметры относительных движений для плит и микроплит Внутренней Азии. В целом мозаика плит движется на северо-восток от Индии в сторону Евразии; ее расклинивающее действие откалывает от Евразии Амурскую плиту, заставляя ее вращаться вокруг полюса $56,1^{\circ}$ с.ш., $118,3^{\circ}$ в.д. и обуславливая раскрытие Байкальской рифтовой зоны. Сейсмический пояс хр.Черского и молодые горные сооружения этого района возникли в результате взаимодействия Евразийской и Северо-Американской плит. Используя простирания сдвигов хр.Черского (таких как Улаханский, Артыкский, Адычанский) и азимуты векторов смещения в очагах землетрясений, удалось рассчитать положение полюса относительного вращения этих двух плит. Он находится в точке $61,9^{\circ}$ с.ш., $143,1^{\circ}$ в.д., что хорошо согласуется с конкретным геологическим материалом, в частности с затуханием Момской рифтовой системы к юго-востоку, по направлению к полюсу. Омоложение возраста рыхлых отложений, выполняющих грабены Момской рифтовой системы, в юго-восточном направлении свидетельствует о миграции полюса вращения за последние 50 млн. лет из района дельты р.Лены в Северное Приохотье. Положение полюса, вычисленное по материалам Северо-Востока Азии, не совпадает с положением полюса, рассчитанным по совмещению 5-ой магнитной аномалии (10 млн. лет) в Северной Атлантике (68° с.ш., 137° в.д.). Вместе с тем, азимуты векторов смещения в 25 решенных заново механизмах землетрясений Арктического бассейна (хр.Гаккеля, Мона, Колбенсей) хорошо увязываются с положением полюса по континентальным данным. Несовпадение положения полюсов, вычисленного по разным данным, объясняется либо тем, что мгновенная кинематика движения Евразийской и Северо-Американской плит отличается от конечной кинематики их движения за последние 10 млн. лет, либо тем, что к югу от Исландско-Фарерского порога существует самостоятельная Западно-Европейская плита, движение которой относительно Северо-Американской происходит вокруг полюса 68° с.ш., 137° в.д.

Система островных дуг запада Тихого океана возникла, как известно, в результате субдукции Тихоокеанской плиты.

Все три главных тектонических пояса Азии в том виде, как они выражены сейчас, начали формироваться примерно одновременно - в

олигоцене, т.е. 30–40 млн. лет назад. Этот момент совпадает с началом столкновения Индии с Евразией. Существенно, что к тому же времени относится резкое изменение движения Тихоокеанской плиты по отношению к Евразии: если в раннем кайнозое она двигалась на север (вокруг полюса $1,3^{\circ}$ с.ш., $122,4^{\circ}$ з.д.), то с олигоцена начала перемещаться на запад и северо-запад прямо навстречу Евразийской плите (вокруг полюса 67° с.ш., 72° з.д.); этим, очевидно, можно объяснить образование именно в данное время непрерывной зоны субдукции по западной окраине Тихого океана. Таким образом, столкновение Индии с Евразией вызвало коренную перестройку относительных перемещений литосферных плит как в пределах Евразии, так и в Тихом океане. Оно обусловило появление главных кайнозойских тектонических поясов Азии.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДРЕВНИХ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ТИХООКЕАНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Л.М.Парфенов, Б.А.Натальин, И.П.Воинова, Л.И.Попеко
Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Под активной континентальной окраиной понимается окраина континента с сейсмофокальной зоной. Древние сейсмофокальные зоны могут быть намечены путем сопоставления с ассоциациями пород и тектоническими элементами, которые, как установлено в современных активных континентальных окраинах, связаны парагенетически, а возможно, и генетически с сейсмофокальными зонами.

Таковыми элементами являются образованные известково-щелочными ассоциациями пород магматические пояса, главные особенности которых определяются геометрическими и кинематическими характеристиками сейсмофокальных зон. Различным типам активных континентальных окраин соответствуют существенно различные магматические пояса: о с т р о в о д у ж н о м у (или восточноазиатскому) – вулканические островные дуги, а н д и й с к о м у – окраинно-континентальные вулканические пояса и к о р д и л ь е р с к о м у – пояса гранодиоритовых батолитов. Общим для всех типов активных континентальных окраин является тектонический элемент, определяемый как клин приращения, кото-

рый пространственно совпадает с внешней невулканической дугой и (или) приостровным (приконтинентальным) склоном глубоководного желоба. Структура клина приращения определяется сжатыми и изоклинальными складками, а также чешуйчатыми надвигами, по которым совмещены офиолиты – тектонические отторженцы и пластины погружающейся океанической плиты, флишевые толщи междуговых прогибов и осадочных террас, а также мелководные грубообломочные и карбонатные толщи. Этот комплекс отчетливо диагностируется в геологических разрезах различного возраста, являясь наиболее характерным элементом мезозойских, палеозойских и позднекембрийских эвгеосинклинальных систем. Офиолиты обычны и в пластинах океанической коры на пассивных континентальных окраинах, где их образование связывается с явлением надвигания; по-видимому, возможно их обнаружение в составе тектонических единиц и другого типа.

Отличия комплексов клина приращения от других образований, в составе которых также принимают участие офиолиты, изучены еще недостаточно. Представляется, что определяющими признаками клина приращения является присутствие в составе тектонических пластин лавсонит–глаукофановых сланцев как указателей сверхвысокого давления, характерного для сейсмофокальных зон, и горизонтов туфогенного флиша, образующихся вблизи активных вулканических дуг.

Установление в пределах складчатой системы сопряженной пары вулканический и (или) плутонический пояс определенного типа – клин приращения однозначно свидетельствует о существовании в данное время активной континентальной окраины и позволяет определить примерное положение и полярность сейсмофокальных палеозон.

Прослеживание в пределах складчатых систем комплексов, аналогичных тыловым, междуговым, преддуговым и другим прогибам, имеет подчиненное значение.

Структура выделяемых на северо-востоке Азии эвгеосинклинальных систем (Корякской, Сихотэ-Алинской и др.) определяется сочетанием разновозрастных комплексов, характерных для современных активных континентальных окраин (клин приращения, вулканические пояса различного типа, междуговые, тыловые и другие прогибы). Они сменяют друг друга по направлению к океану и образу-

ют закономерные латеральные ряды. В каждой системе выделяется несколько таких рядов различного возраста, соответствующих определенным тектоническим этапам. Комплексы вышележащего ряда накладываются на разнотипные более древние образования. Эта вертикальная последовательность комплексов, однако, не может служить основанием для выделения этапов или стадий тектонического развития, например ранних, средних и поздних стадий развития геосинклиналей, поскольку комплексы принадлежат различным латеральным рядам, совмещение их в едином вертикальном разрезе может быть случайным.

Смещение островных дуг к океану, отчетливо устанавливаемое начиная с раннего мезозоя, происходило не путем постепенного, волнообразного накатывания, а путем резкого перемещения на 150 – 500 км на новую позицию. При этом существенное значение имело заклинивание микроконтинентами сейсмофокальных зон. Этот процесс сопровождался сменой полей напряжения. В результате новые дуги обычно закладывались под углом к древним структурам, срезая их и отшнуровывая участки океанического дна.

Окраинно-континентальные вулканические пояса (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский и др.) перекрывают островодужные комплексы, лишь несколько смещаясь в сторону континента; междутовые прогибы, связанные с поясами, наследуют аналогичные прогибы предшествующих островных дуг. Такие соотношения устанавливаются в Пенжинском прогибе, примыкающем к Охотско-Чукотскому поясу и в Западно-Сахалинском прогибе, противостоящем Восточно-Сихотэ-Алинскому поясу. Заложение вулканических поясов происходит на консолидированном фундаменте вслед за орогеническими движениями, охватывающими располагающиеся в тылу миогеосинклинальные зоны и тыловые прогибы. Так, формированию Охотско-Чукотского пояса предшествовала колымская складчатость Верхояно-Чукотской области, формированию Восточно-Сихотэ-Алинского пояса – предсенонская складчатость Сихотэ-Алиня. Эти особенности свидетельствуют о значительной тектонической активности континентальной плиты, превышающей активность погружающейся под нее океанической плиты.

Завершают развитие окраинно-континентальных вулканических поясов излияния однородных на больших площадях платобазальтов повышенной щелочности. Эти излияния связаны с зонами растяжения на сводах, возникающих на месте вулканических поясов после отмирания сейсмофокальных зон.

Многие островные дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса располагаются вдоль границ древних сиалических мегаблоков. Такое их положение свидетельствует о значительных взаимных горизонтальных перемещениях мегаблоков. Нарастание континента происходило не только за счет смещения островных дуг в сторону океана, но и за счет слияния возникших в раннем докембрии сиалических мегаблоков в единую континентальную массу.

Наряду с островодужными и окраинно-континентальными вулканическими поясами, на северо-востоке Азии намечаются коллизионные вулканические пояса. К типу коллизионных относятся меловые Умлекано-Огоджинский пояс, Чукотское звено Охотско-Чукотского пояса, которое через остров Святого Матвея, по-видимому, протягивается на Аляску и др. Пояса этого типа располагаются целиком во внутриконтинентальных районах, вдоль границ, замкнувшихся к началу формирования складчатых зон.

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Е.П. Леликов

Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ АН СССР,
г. Владивосток

Метаморфические и магматические породы дна окраинных морей играют важную роль в понимании основных закономерностей формирования земной коры в зоне перехода от континента к океану, которая неоднородна по своему строению и мощности в различных морфоструктурах дна этих морей.

В Японском море земная кора шельфа у берегов Приморья достигает мощности 26 км. В пределах крупных подводных возвышенностей она также сходна с корой континентального типа и её отличие состоит в уменьшении общей мощности (20-24 км) за счет сокращения мощности "гранитного" слоя, который в пределах Ямато не превышает 6,5 км, а под Восточно-Корейской возвышенностью и хребтом Оки составляет около 3 км. В тропе Окинава (Восточно-Китайское море) мощность "гранитного" слоя изменяется от 9,6 на материковом склоне до 3,1 км у его оси.

В западной части Японского моря в пределах подводного продолжения Сино-Корейского щита развиты породы гнейсо-мигматитового комплекса архей-раннепротерозойского возраста (2729-1983 млн. лет), представленные роговообманковыми, биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, мигматитами и гнейсо-гранитами, которые сформировались в условиях амфиболитовой фации и представляют собой образования среднеглубинных формаций регионального метаморфизма.

К северу от этой возвышенности развиты порфирировидные микроклиновые граниты, которые сформировались в абиссальных условиях в результате палингенеза осадочно-метаморфических пород докембрия.

В Восточно-Китайском море (глубоководный трог Окинава) установлен блок метаморфических пород, в составе которого развиты амфиболиты, амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые плагиогнейсы и мраморы, а также альбит-биотит-мусковитовые и альбит-мусковитовые сланцы.

Наличие глубокометаморфизованных пород и глубинных гранитов в пределах подводных возвышенностей позволяет рассматривать их как возможное продолжение докембрийских структур Китайской платформы в пределах Японского и Восточно-Китайского морей. А срезание этих структур глубоководными впадинами, наряду с наличием выходов пород докембрия на Японских островах (гнейсы Хида), может свидетельствовать о том, что эти впадины, лишенные "гранитного" слоя или характеризующиеся его сокращенной мощностью, закладывались на коре континентального типа. Образование пород этих комплексов могло происходить при значительном погружении толщ в зонах интенсивной складчатости, т.е. в структурах с мощной континентальной корой; их нахождение в участках дна с мощностью "гранитного" слоя 3-3,1 км указывает на его сокращение в процессе образования впадин окраинных морей. Дополнительным доказательством этого может служить широкое развитие в Японском море щелочных базальтоидов неогенового возраста, одной из причин образования которых (Фролова) является влияние сиалических пород с селективным усвоением расплавами их компонентов, в частности калия.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что заложение впадин окраинных морей происходило на континентальных структурах, аналогичных по своему строению структурам окружающей суши. Важную

роль в их формировании играли блоковые горизонтальные и вертикальные перемещения отдельных участков дна, связанные, вероятно, с подъемом мантийного вещества, возможно, в форме восходящих флюидных потоков (Маракушев), что привело к сокращению или полному уничтожению "гранитного" слоя.

ПОПЕРЕЧНАЯ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДНА ОХОТСКОГО МОРЯ

В.Д.Дмитриев

Камчатское территориальное геологическое управление, г.Петропавловск-Камчатский

Изучение особенностей строения дна Охотского моря и западного побережья Камчатки, проведенное на основе выделения генетически однородных поверхностей и граней подводного рельефа и древних береговых линий, показало наличие поперечной северо-западной и субширотной зональности рельефа, осложняющей морфоструктуры переходной зоны.

Эта зональность представлена различными типами и формами рельефа морского дна вулканического, ледникового, аллювиально-морского происхождения, являющимися индикаторами в различной степени раскрытых геологически однородных блоков. На морском дне такая зональность предопределена ослабленными зонами, представляющими собой серии субпараллельных сближенных или одиночных полузамытых речных долин; протяженными уступами, осложняющими подводный склон; скрытыми сбросами, степень подвижек по которым устанавливается по изменениям отметок тыловых швов сразу по нескольким абразивно-аккумулятивным уровням.

Субширотные зоны, прослеженные от Пенжинской губы до мыса Лопатка и расположенные друг от друга на расстоянии до 100 км, и северо-западные, расположенные друг от друга на расстоянии 100-130 км, являются непосредственным продолжением зон контрастных движений, выделенных ранее на суше по комплексу структурно-геоморфологических и геофизических данных (Дмитриев, Декин и др.). Такие активизированные трещинные зоны представляют собой индикаторы скрытых разломов фундамента, которые в ряде случаев

контролируются выступлениями и прогибами подошвы земной коры, установленными Ю.А.Павловым и А.Ю.Юновым.

Наиболее активизированы субширотные ослабленные зоны, вызывающие право- и левосторонние (до 8–10 км) сдвиговые смещения типов и форм рельефа, линий корреляций осей гравимагнитных аномалий.

Зоны северо-западного направления, уходящие в сторону побережья Северо-Востока, продолжаясь в глубь суши, предопределяют границы районов и крупных блоков Охотско-Чукотского вулканического пояса. Они отделяют последовательно с севера на юг Пенжинский от Омсукчанского и Центрально-Охотского районов. Сочетание ослабленных зон этих направлений и предопределяет торцовое сочленение различных типов и форм подводного рельефа.

На морском дне побережья Камчатки и Северо-Востока эти зоны контролируют цепочки эпицентров землетрясений; например, в глубине залива Шелихова, в 50 км юго-восточнее города Эвенска, в 1969 г. были зарегистрированы толчки с энергией землетрясения $K \geq 10$ (Андреев и др.).

В относительно хорошо изученной центральной части дна Охотского моря таким зонам соответствуют изменения мощностей и глубин залегания осадочного чехла (от I до 6 км), установленные в 1971 г. А.Ю.Юновым по геофизическим данным. Ожидается их структурное влияние на характер ориентировки изопахит и в северной, еще недостаточно изученной части Охотского моря.

ОСНОВНЫЕ ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ И ЗОНЫ БЕНЬОФА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Б.Ф.Шевченко, Н.П.Лошак

Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск

Структурно-формационный анализ позволяет выделить на юге Дальнего Востока архейские, среднепалеозойские, позднепалеозойские и мезозойские литосферные плиты, созданные соответствующими геосинклинальными системами. В их развитии устанавливаются океаническая, промежуточная и континентальная стадии.

Архейские литосферные плиты состоят из Алданского и Сино-

Корейского щитов. Протерозойские плиты включают зону Становика-Джуджура, Северо-Китайскую и Южно-Китайскую зоны, Аргунский, Буреинский и Ханкайский срединные массивы. Они формировались в течение верхнего архея – верхнего протерозоя. Палеозонами Бенъофа, в которых происходила субдукция протоокеанических плит, являлись субширотные Становой, погружающийся на север, и Сино-Корейский, падающий на юг, глубинные разломы, прототрансформными разломами – Большехинганский, Западный Сихотэ-Алинский и Береговой глубинные разломы.

Под воздействием достаточно интенсивного восходящего теплового потока и тектонических напряжений эвгеосинклинальные образования архейских океанических плит были регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой фации (сутамская, чогарская субфации), а эвгеосинклинальные образования протерозойских океанических плит оказались регионально метаморфизованными в условиях преимущественно амфиболитовой фации и одновременно значительно преобразованными процессами ультраметаморфизма.

Среднепалеозойские литосферные плиты в составе глобального Средиземноморско-Казахстан-Китайского полигеосинклинального пояса образовались в течение кембрия (возможно, с венда) – верхнего девона в результате раздробления и раздвига частей докембрийской платформы по системам глубинных разломов. В результате последовавшего спрединга произошло обособление докембрийских платформ и срединных массивов, окаймленных системами среднепалеозойских океанических бассейнов. Субдукция среднепалеозойской океанической плиты в Монголо-Охотской зоне полигеосинклинального пояса шла на север под Сибирскую платформу по палеозоне Бенъофа, под которой понимаются Северо-Тукурингский, Чампулинский глубинные разломы и на юг под Буреинский и Аргунский срединные массивы по зонам Южно-Борщевочного, Южно-Янканского, Нинни-Сагайянского глубинных разломов. Субдукция среднепалеозойской океанической плиты в Южно-Приморской зоне шла под Ханкайский срединный массив по Южному Приморскому глубинному разлому и под Сино-Корейскую докембрийскую платформу по Северо-Китайскому разлому. Субдукция литосферного блока, разделяющего Аргунский и Буреинский массивы, проходила по зонам Восточно-Аргунского и Западно-Буреинского глубинных разломов.

В позднем палеозое наблюдается резкая перестройка структур земной коры юга Дальнего Востока. В начале карбона по глубинным разломам (Арсеньевский, Западно-Приморский, Береговой) происходит раскол материковой литосферы. Ее спрединг в различных структурно-фациальных зонах завершился к концу нижней - началу верхней перми. Субдукция позднепалеозойской океанической плиты происходила под Ханкайский и Буреинский массивы по Арсеньевскому и Западно-Приморскому разломам. В Джагдинском звене Монголо-Охотской зоны субдукция позднепалеозойской океанической плиты происходила по Чампулинскому разлому на юг под эпикаледонскую субплатформу и по Тукурингрскому разлому на север под Сибирскую платформу.

Образование мезозойской литосферной плиты (мезозойская геосинклиналино-складчатая область) Тихоокеанского пояса связано с расколами, рифтингом и спредингом зоны сочленения эпигерцинской субплатформы с докембрийскими срединными массивами, погруженными под воды Японского и Охотского морей. Спрединг возникшего океанического бассейна начался в нижнем триасе, а завершился в валанжине. Субдукция мезозойской океанической плиты происходила по палеозонам Беньофа главным образом на восток под срединные массивы, скрытые водами прибрежных морей, и в меньшей мере на запад под эпигерцинскую субплатформу. Зонами Беньофа являются Береговой, Центральный Сихотэ-Алинский, Восточно-Хабаровский и Литовский глубинные разломы. Они смещены на запад (на 15-250 км) субширотными Комсомольским, Северо-Буреинским, Бирским, Тернейским, Кавалерово-Дальнегорским и Маргаритовским трансформными разломами.

ТЕКТОНИКА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА

Г.С.Гнибиденко, В.М.Воробьев

Сахалинский комплексный научно-исследовательский институт,
пос. Новоалександровск

В рамках "Международного геодинамического проекта" СахКНИИ ДВНЦ АН СССР провел на научно-исследовательском судне "Пегас" в 1976-1977 гг. региональное геолого-геофизическое исследова-

ние Курило-Камчатского глубоководного желоба и зоны его сочленения с Алеутским глубоководным желобом. Результаты этих исследований вместе с данными, полученными в рейсах научно-исследовательских судов "Бартлетт" (1970 г., США) по Алеутскому желобу и "Хакурей-мару" (1976 г., Япония) по зоне сочленения Японского и Курило-Камчатского желобов, позволили расшифровать основные черты тектоники Курило-Камчатского желоба и составить модель его структурной эволюции.

Структура верхней части земной коры континентального склона Курило-Камчатского желоба представляет собой систему горст-антиклинальных поднятий акустического фундамента и разделяющих их частично компенсированных грабен-синклинальных прогибов, вытянутых в северо-восточном направлении, согласно генеральному простиранию желоба.

По данным драгирования, породные ассоциации акустического фундамента горст-антиклинальных поднятий континентального склона желоба представляют собой донеогеновый комплекс деформированных геосинклинальных вулканогенно-осадочных отложений, прорванных габброидами, гранодиоритами и гранитоидами. Грабен-синклинальные прогибы выполнены осадочно-вулканогенной толщей неоген-четвертичного возраста, мощность которой достигает в отдельных впадинах 3 км.

На ряде участков желоба у подножия континентального склона располагаются линзовидные осадочные тела (мощность до 1 км при скорости продольных сейсмических волн около 2 км/с), характеризующиеся слабыми, непротяженными сейсмическими отражениями. Вероятно, эти осадочные тела образовались в результате оползания осадков в сторону желоба, вызванного интенсивной сейсмичностью в пределах континентального склона желоба.

Океанический склон желоба сложен осадочной толщей мощностью около 0,2-0,3 км, залегающей на втором слое океанической коры. Судя по результатам драгирования на краевом океаническом валу, кровля акустического фундамента сложена, главным образом, базальтами и гранодиоритами и, по-видимому, включает прослой осадочных пород. Встречены также и обломки гранодиоритов. Калий-аргоновый возраст гранодиоритов из выступа акустического фундамента ($43^{\circ}18,8' \text{ с. ш.}$, $151^{\circ}35,9' \text{ в. д.}$) на краевом валу около 103 млн. лет.

В Алеутском желобе располагается довольно мощная (до I-I,5 км) толща недеформированных осадочных пород, тогда как в Курило-Камчатском желобе осадки имеют незначительную мощность, что можно интерпретировать как свидетельство того, что оба желоба имеют различную историю геологического развития. Алеутский желоб уже длительное время (не менее Ю-15 млн. лет) заполняется осадками, которые поступают в него как с востока, так и с запада, а поскольку осадочная толща недеформирована, то очевидно, что в настоящее время пододвигания Тихоокеанской плиты под Командорско-Алеутскую дугу не происходит. Горизонтально залегающая осадочная толща Алеутского желоба указывает также на то, что этот желоб в виде геоморфологически выраженной депрессии сформировался до отложения этой толщи, то есть, по-видимому, в донеогеновое время. Структуру Курильского желоба, в котором располагается лишь незначительная по мощности (не более 0, I-0,3 км) толща горизонтально залегающих осадков, можно рассматривать, как аргумент в пользу того, что этот желоб сформировался позднее Алеутского желоба. Недеформированность осадков в этом желобе также указывает на отсутствие современных сил сжатия, которые постулируются "плитовой тектоникой".

Существенную роль в формировании структуры желоба играют продольные и поперечные тектонические нарушения. Разломы земной коры вдоль Курило-Камчатского и Алеутского желобов отчетливо прослеживаются по сейсмическим данным и могут быть охарактеризованы, главным образом, как "нормальные" сбросы, особенно со стороны океана, что свидетельствует о развитии их в зонах растяжения земной коры.

Нарушения, поперечные желобам, устанавливаются в основном по геомагнитным данным. Наиболее крупным нарушением со стороны океана является зона разлома на траверзе о. Кунашир. В то же время не вызывает сомнений существование широтно ориентированных линейных элементов, которые прослеживаются как на островном, так и на океаническом склонах желоба. Они отмечаются в аномалиях силы тяжести значительными горизонтальными градиентами, нарушением корреляции аномалий магнитного поля и значительным изменением мощности рыхлых отложений. Наиболее крупные из них являются границей блоков земной коры с различной сейсмической активностью и могут трактоваться как разломы. Есть основание

полагать, что некоторые из них прослеживаются по обе стороны желоба. Концепции "плитовой тектоники" противоречит и значительная неоднородность геомагнитного поля плиты. Структура поля подразделяется на несколько регионов, простирание аномалий в которых изменяется от субпараллельного желобу на юге до субпоперечного ему на севере.

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Н.П.Лошак

Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск

В Приморском крае автором выделяются протерозойская, среднепалеозойская (каледонская), позднепалеозойская (герцинская) и мезозойская геосинклиналильные области.

Протерозойский геосинклиналильный комплекс, развитый на Ханкайском массиве, состоит из нижне-, среднепротерозойской базальт-карбонатно-терригенной формации (мощность до 11 км, абсолютный возраст пород 1620-1517 млн.лет), отложения которой регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой и частично гранулитовой фации, и среднепротерозойской гипербазит-габбровой формации. Главная складчатость проявилась в конце среднего протерозоя. Раннеорогенный комплекс протерозойского образования образован карбонатно-терригенной формацией (мощность 2-8 км) верхнего протерозоя, отложения которой регионально метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. К позднеорогенным относятся граниты позднего протерозоя (абсолютный возраст 580-735 млн.лет).

В раннем палеозое на срединном массиве накапливалась карбонатно-терригенная формация (мощностью до 7 км) нижнего и среднего кембрия, происходило внедрение интрузий габбро-диорит-гранит-сиенитовой формации (абсолютный возраст 460-529 млн.лет).

Среднепалеозойская геосинклиналильная область развита в крайних южной и западных частях Приморского края и отделена от Ханкайского массива Западным и Южным Приморскими глубинными разломами.

Геосинклинальный комплекс каледонид представлен силурийско-раннедевонской базальт-карбонатно-кремнисто-терригенной (мощность 5-6 км) и среднепалеозойской габбро-гипербазитовой формациями. Главная складчатость проявилась в конце нижнего девона. Орогенные образования представлены среднепалеозойскими гранитоидами, имеющими абсолютный возраст 460 млн. лет.

В среднем палеозое на Ханкайском срединном массиве формировались грабены, выполненные силурийской карбонатно-терригенной формацией, ордовик-силурийской красноцветной и сероцветной терригенной формациями, внедрялись батолитообразные интрузивы раннедевонской диорит-гранит-сиенитовой формации (абсолютный возраст пород 404-460 млн. лет). Позднее здесь шло образование депрессий, выполненных сероцветной, красноцветной терригенной, а также полифациальной базальт-андезит-липаритовой формациями среднего девона (абсолютный возраст 360 млн. лет), происходило внедрение интрузивов гранит-сиенитовой формации среднего девона (куйбышевские и ретиховские гранитоиды).

Позднепалеозойский геосинклинальный комплекс, развитый в обрамлении Ханкайского массива, представлен каменноугольно-пермской базальт-кремнисто-терригенной формацией (мощность до II км) и раннепермской гипербазит-габбровой формацией. Главная складчатость в герцинидах проявилась в конце ранней перми. Раннеорогенный комплекс герцинид образован позднепермскими островодужной базальт-андезитовой формацией (мощность до I,7 км) и морской терригенной молассой (мощность до 3,2 км). Позднеорогенный комплекс представлен позднепермскими полифациальной андезит-липаритовой формацией Западного Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и габбро-диорит-гранитовой формацией. Абсолютный возраст пород 230-252 млн. лет.

Мезозойская геосинклинальная область занимает восточную часть Приморского края и граничит с герцинидами по Центральному Сихотэ-Алинскому и частично Прибрежному глубинным разломам. Ее собственно геосинклинальный комплекс сложен триасово-раннемеловой базальт-кремнисто-карбонатно-терригенной формацией (мощность 7-9 км) и габбро-диоритовой формацией кры - раннего мела. Главная складчатость проявилась в готериве.

Раннеорогенный комплекс представлен морской терригенной молассой (мощность до 10 км) с фауной баррема, апта, альба и верхнего мела.

Андезитовая субформация альбского яруса образовалась в условиях островной дуги. Позднеорогенный комплекс мезозид представлен полифациальной андезит-липаритовой формацией верхнего мела, выполняющей вулканотектонические депрессии Восточного Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, и комагматичной ей габбро-гранодиорит-гранитовой формацией позднего мела. Абсолютный возраст пород 100–77 млн. лет.

Развитие позднепалеозойской и мезозойской геосинклиналей сопровождалось интенсивными процессами отраженной тектономагматической активизации на сопредельных территориях.

О КИНЕМАТИКЕ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ В ОРДОВИКЕ И СИЛУРЕ

А.Н.Дёмин, А.П.Таскин, Т.В.Мордовская, В.К. Александров
Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Иркутск

По геологическим, геофизическим данным и дешифрованию космоснимков в нижнем палеозое в пределах Восточной Сибири выделяются крупные швы и, по-видимому, трансформные зоны разломов ортогонального и диагонального простирания. К швам относятся: Байкало-Патомский, Жуинский, Становой, Монголо-Охотский, Байкало-Муйский, Саяно-Тувинский, Джида-Витимский, Каларско-Каренгский и другие, а к трансформным разломам – Саяно-Североуральский, Байкало-Курейский, Анабаро-Маркокинский, Западно-Верхоянский, Лено-Индигирский и Удско-Анадырский.

Территория Восточной Сибири трансформными разломами, крайними и структурными швами разделяется на три геоблока (Ангарский, Алданский и Саяно-Забайкальский), состоящих из ряда мегаблоков: Ангаро-Тунгусского, Путорано-Мирнинского, Анабаро-Вилуйского, Верхоянского, Саяно-Енисейского, Селенгино-Яблонового, Байкало-Патомского, Байкало-Муйского и Станового.

В этих мегаблоках, по данным сейсмического зондирования, земная кора имеет мощность 39–42 км, изменяясь на отдельных участках и в зонах разломов. По надвигам, взбросам, сигмоидам, сопряженным со сдвигами, и смещению магнитных аномалий предполагается, что на Сибирской платформе, в ордовике и силуре гео-

блоки испытали дифференцированные горизонтальные движения с поддвиганием Ангарского и Алданского геоблоков под южное складчатое обрамление Сибирской платформы с амплитудой более 10 км. Это подтверждается "просвечиванием" структур фундамента Сибирской платформы по магнитным аномалиям под протерозойскими образованиями складчатого обрамления в северной части Байкало-Патомской дуги.

В присаянской части отмечается иная картина. Мощность земной коры на Сибирской платформе здесь 40-42 км, а на площади между главным Саянским и Центрально-Саянским разломами (юго-восточный фланг Саяно-Североуральской зоны разлома) в небольших блоках она изменяется от 46 до 54 км, а юго-западнее Центрально-Саянского разлома - от 40 до 45 км. Аномальные мощности земной коры отмечаются в крайнем юго-восточном фланге Саяно-Североуральской зоны разлома, что, по-видимому, свидетельствует о её ссучивании, и постепенном гашении амплитуды сдвига в юго-восточном направлении от 80 км в Окино-Китойском междуречье до 10 км в юго-западном Прибайкалье.

Таким образом, Байкало-Патомский и Селенгино-Яблоновый мегаблоки оказались в тисках активных тангенциальных напряжений со стороны Ангарского и Алданского геоблоков, что способствовало дифференцированному разуплотнению их корового слоя в зонах глущинной активизации. Эти тангенциальные напряжения способствовали активным процессам гранитизации (Баргузинский батолит), пегматитизации (Мамско-Витимская зона), дислокационного метаморфизма, метасоматоза и диафтореза вдоль Байкало-Патомского, Жуинского, Джида-Витимского, Монголо-Охотского, Абчадского и других разломов, а также образованию Приленской и Непской зон складок, Байкало-Патомской и Жуинской зон, сопряженных чешуйчатых надвигов и взбросов.

Тангенциальные напряжения активно происходили в силуре и обусловили образование складок в чехле краевой части Сибирской платформы, в её обрамлении, что подтверждается структурным несогласным залеганием средне-верхнедевонских вулканогенных и терригенно-карбонатных образований на средне-верхнеордовиковских и нижнесилурийских терригенно-карбонатных породах.

В связи с активными тангенциальными движениями проявились сдвиги, которые, по-видимому, являются суммарным выражением ран-

непалеозойских и, вероятно, позднепротерозойских напряжений: левосторонние – по Прибайкало–Патомскому (14 км), Анабаро–Маркокинскому (до 50 км), Каларско–Каренгскому (до 60 км), Удинскому (до 14 км), а правосторонние – по Саяно–Североуральскому (более 80 км), Жуинскому (более 15 км), Монголо–Охотскому (более 10 км), Байкало–Курейскому (до 40 км) разломам. С этими сдвигами сопряжены сбросы, взбросы, надвиги, приразломные складки, сигмоиды, а также смещение полосовидных магнитных аномалий в фундаменте Сибирской платформы и проявление серпентинитового меланжа в Монголо–Охотской, Джида–Витимской и Китайской зонах разломов.

Дифференцированные горизонтальные движения геоблоков по трансформным разломам и швам, по-видимому, связаны с ордовикско–силурийскими раздвигами, к которым приурочена офиолитовая группа формаций Урало–Монгольского складчатого пояса.

КИНЕМАТИКА ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В НИЖНЕМ ПАЛЕЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.В.Волков

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, г.Новосибирск

Мозаично–блоковое строение Центрально–Азиатской складчатой области особенно отчетливо проявляется на нижнепалеозойском этапе ее развития. Сложная система региональных и глубинных разломов, обусловившая расчленение территории области на блоки, подчеркивается расположением структурно–фациальных зон и разнообразных вулканогенных и интрузивных комплексов, а также зон метаморфизма. При выявлении системы нижнепалеозойских разломов существенное значение имело привлечение палеовулканологических карт, составленных ранее автором. Расположение и тектоническая структура региональных вулканических зон позволяет определять не только расположение зон главнейших глубинных вулканоконтролирующих разломов, но и во многом помогает понять морфологию и характер смещения по разломам.

Среди разнообразных по размерам и очертаниям тектонических блоков, слагающих нижнепалеозойскую геосинклинальную область,

выделяются два основных типа. Один из них отличается существенным участием в его строении докембрийских гранито-метаморфических комплексов и образует положительные формы рельефа с мелководно-морскими, частью континентальными условиями. Другой тип характеризуется в большинстве своем отсутствием достоверного докембрия, если не считать некоторые районы с метаморфическими комплексами неясного, но скорее всего верхнедокембрийского возраста. Эти блоки отвечают морским глубоководным прогибам с монотонным терригенным флишеидным разрезом, имеющим общее регрессивное строение. Начальный период осадконакопления имеет отчетливый некомпенсированный характер ($V - \epsilon_I$), сменившийся затем периодом компенсированного осадконакопления ($\epsilon_3 - O_I$) и дальнейшим обмелением. Напряженные линейные сильно сжатые и крутые складки нижнепалеозойских толщ терригенных прогибов резко отличаются от простых и плавных складчатых форм в синхронных толщах на площади тектонических блоков первого типа.

Перечисленные особенности разнородных тектонических блоков с учетом их пространственного расположения интерпретируются как результат раздробления краевой части Сибирской платформы и горизонтального раздвижения блоков кристаллического фундамента. Образующиеся при этом глубоководные некомпенсированные прогибы, отвечающие блокам второго типа, отличаются резким уменьшением мощности кристаллического докембрийского фундамента и сохраняют высокую подвижность в дальнейшей палеозойской истории области. Горизонтальные перемещения блоков осуществляются главным образом за счет изменения площади новообразованных некомпенсированных прогибов с редуцированным складчатым фундаментом. Судя по ориентировке складчатых структур и возрастной миграции зон складчатости к внутренним частям новообразованных прогибов, тектонические блоки первого типа с мощным кристаллическим фундаментом играют большую роль в складкообразовании, действуя как горизонтальный штамп, сминающий пластичные осадки.

Таким образом, тектоническое развитие нижнепалеозойской геосинклинали Центральной Азии определяется знакопеременным характером горизонтальных тектонических движений. Условия преобладающих горизонтальных напряжений растяжения и сжатия сме-

няют друг друга во времени, имея в целом необратимую направленность общего развития с прогрессивным снижением амплитуды перемещений и развитием обстановки сжатия, приводящей к общему поднятию всей территории области.

В раннегеосинклинальный период ($v - \epsilon_1$) в условиях растяжения произошла деструкция складчатого фундамента по системе новообразованных и подновленных разломов, что определило основные черты структурно-тектонического плана и особенности развития структурных зон нижнепалеозойской геосинклинали. Анализ пространственного расположения новообразованных структурных элементов, т.е. структурных рисунков, возникающих при горизонтальных перемещениях блоков, может быть привлечен для определения направления смещения по разломам и восстановления всей сложной кинематической схемы горизонтального перемещения блоков. Направление главной оси растяжения для периода раннекаледонской деструкции имеет субмеридиональную (по отношению к современной градусной сети) ориентировку. В условиях гетерогенной структуры геосинклинали это главное напряжение растяжения сложно перераспределяется и распадается на напряжения 2-го и 3-го порядка. Среди новообразованных структурных форм этого периода типичны сбросы, сбросо-раздвиги, сдвиги и разнообразные по размерам грабены и зоны сложных грабенов.

Начиная со второй половины кембрия наблюдается прогрессивное развитие напряжений сжатия, проявляющееся очень неравномерно. Ориентировка главной оси и осей 2-го и 3-го порядков напряжений сжатия совпадали по направлению с осями растяжения предшествующей эпохи, а движение по разломам меняло знак на противоположный. В эпохи усиления контракционных напряжений происходило образование складчатых зон, например, в среднем-верхнем кембрии, в нижнем ордовике, верхнем ордовике и верхнем силуре.

Таким образом, все особенности развития и основные черты структурно-тектонического плана нижнепалеозойской геосинклинали Центральной Азии могут быть поняты в должной мере только с позиций признания большой роли горизонтальных тектонических движений.

ГЕОДИНАМИКА КАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

А. И. Киселев

Институт земной коры СО АН СССР, г. Иркутск

По типу сочленения Евразийской плиты с Индийской и Тихоокеанской плитами выделяются три геодинамических режима проявления вулканизма: 1) фронтальной зоны индо-евразийского столкновения; 2) зоны субдукции Евразийской и Тихоокеанской плит; 3) вулканизм Центральной и Восточной Азии.

Наземные излияния в шовной зоне индо-евразийского столкновения были невозможны вследствие мощного тангенциального ортогенического давления, однако сжатие сиалических масс и резкое увеличение мощности коры создавало предпосылки для появления гранитных расплавов. Но на латеральных ограничениях Индийской плиты вдоль сдвиговых структур Аракан-Йома в Бирме и Кветта в Пакистане имеются вулканы андезитового и базальтового состава, вероятно, связанные с разломами, оперяющими крупные сдвиги. Пестрый состав лав в Тибете (от андезитов до лейцитовых базальтоидов) указывает на сложные условия их становления на некотором удалении к северу от шовной зоны индо-евразийского столкновения. Повышенная мощность коры в Тибете связывается с общим сокращением литосферы в этом районе как вследствие поддвигания Индийской плиты, так и за счёт деформации земной коры. Высокое поднятие Тибета могло также возникнуть вследствие разогрева низов коры и верхней мантии. Независимо от первопричины разогрева и появления очагов плавления под Тибетом, Таримским массивом и Тянь-Шанем преобладание сжимающих деформаций в широкой зоне к северу от границы столкновения двух континентов не способствовало, а напротив, препятствовало массовому развитию вулканизма, в то время как дейтероорогенез здесь проявился наиболее контрастно.

На материковой окраине Евразийской плиты продукты вулканизма представлены базальтами, андезитами и дацитами. Появление известково-щелочных лав связывается с тектонотермальными процессами в тыловой части деструктивной границы Тихоокеанской

и Евразийской плит, которые, вероятно, протекали синхронно с раскрытием бассейна Японского моря.

Эффузивы внутренних районов Азии относятся к щелочной оливин-базальтовой серии пород, обнаруживающих региональные и временные вариации как по суммарной щелочности, так и по соотношению в составах содержания натрия и калия. Северная граница развития вулканизма не выходит за пределы складчатого обрамления Сибирской платформы. Лавовые поля и вулканы пространственно сопряжены как со сводами, так и со смежными впадинами, но встречаются также в районах, не испытавших в кайнозое заметных вертикальных перемещений.

Западная граница (96–105⁰ в.д.) Центрально-Азиатской вулканической провинции характеризует собой смену областей преимущественного сжатия областями относительной стабилизации и растяжения, которые протягиваются до материковой окраины Евразии. В этой разнородной геодинамической обстановке, наряду со сжимающими деформациями, широко проявились деформации растяжения, базальтовый вулканизм и заложение рифтовых впадин. Предполагается, что появление крупных областей растяжения на удалении в 2000 км и более от зоны индо-евразийского столкновения могло быть вызвано относительным перемещением, в том числе и вращением отдельных блоков плиты не только за счёт перераспределения деформаций, полученных от внешнего источника, но и за счёт дополнительного растяжения в зоне Байкальского рифта, имеющего местную глубинную природу.

Обосновывается вывод о том, что внутриплитный вулканизм определяется структурой и напряженностью литосферы, которая в условиях сжатия может экранировать даже области аномальной мантии, потенциально наиболее подготовленные к генерации магмы (например, в Тянь-Шане), а в условиях растяжения – инициировать выделение тепла и летучих и, таким образом, контролировать развитие вулканизма. Основной причиной неоген-четвертичной тектономагматической активизации послужил эффект столкновения Индийского и Евразийского материков, определивший в сочетании с термальным состоянием подстилающей мантии крупномасштабный план деформаций и характер вулканизма в Центральной и Восточной Азии.

О ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОАЗИАТСКИХ И ВОСТОЧНОАЗИАТСКИХ СТРУКТУР

Ю.В.Комаров

Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск

Зона сочленения центральноазиатских и восточноазиатских структур прослеживается через весь континент с севера на юг от Верхоянья до Бирмы, а потому названа нами (Комаров, Беличенко, Мишарина, Петров) зоной Верхояньо-Бирманского сочленения центральноазиатских и восточноазиатских структур или сокращенно зоной Вебирс. И хотя зона Вебирс имеет субмеридиональное секущее положение по отношению к структурам каледонид и герцинид Палеотетиса, тем не менее она сочленяет два сегмента, для которых присущи некоторые индивидуализированные черты геологического развития и металлогении. Зона Вебирс является западной границей Тихоокеанского подвижного пояса, что и предопределяет существование этих различий между Центрально-Азиатским и Восточно-Азиатским сегментами. Поэтому на всем протяжении от Ледовитого океана до Индийского проявленное различие между структурами, расположенными к западу и востоку от зоны остается постоянным, хотя с разной степенью контрастности.

На всем протяжении зоны Вебирс в её пределах происходит изменение направления структур с северо-западного, столь свойственного Центрально-Азиатскому сегменту, на северо-восточное, которое больше присуще Восточно-Азиатскому сегменту, или иначе Тихоокеанскому подвижному поясу. Только непосредственно "вложенные" в зону Вебирс структуры Байкальской складчатой области, а также кайнозойские структуры Бирманской геосинклинали имеют противоположное направление, однако это лишь подчеркивает, что на всем протяжении в пределах зоны происходит изменение структурной ориентировки, которое ведет к появлению в её пределах дугообразных и клиновидных структур. Зона Вебирс симметрично разделяет древние массивы. Так к западу от зоны располагаются Ангаро-Анабарская плита, Таримский, Тибетский и Индостанский массивы. Восточнее зоны симметрично им располагаются Алданский щит, Ордосский, Южно-Китайский и Индоси-

нийский массивы. То обстоятельство, что зона Вебирс разделяла древние массивы и влияла на пространственное положение Байкальской складчатой области может служить указанием на её докембрийское существование.

В палеозое и в мезозое в её пределах был сосредоточен громадный по масштабам гранитоидный магматизм Баргузинского, Хангайского и Даурско-Хантейского мегасводов. В мезозойское время она также служила западной границей распространения тектономагматической активизации, столь свойственной Тихоокеанскому подвижному поясу, и западной границей распространения мезозойских внегеосинклинальных гранитов. Здесь же проходит и западная граница мезозойского оруденения олова, вольфрама, молибдена, флюорита и золота, т.е. зона Вебирс является и западной границей Тихоокеанского металлогенического пояса.

Зона Верхояно-Бирманского сочленения оказывала влияние и на развитие неотектонических структур. Так, в Центрально-Азиатском сегменте геотектонические впадины занимают обширные пространства, имеют большей частью изометричные формы и выполнены красноватными отложениями, в то время как в пределах зоны Вебирс неотектонические впадины рифтогенной природы меньше по размерам, имеют вытянутую форму и выполнены сероцветными отложениями. Восточнее зоны размах неотектонического впадинообразования сокращается и вновь заметным становится лишь на побережье Тихого океана и вблизи него. Особо следует подчеркнуть совсем не случайное совпадение с зоной Верхояно-Бирманского сочленения кайнозойского рифтогенеза, проявленного в Байкальской рифтовой системе и в устье р. Лены. В связи с этим заслуживает внимания выход зоны Вебирс на севере на срединноокеанический хребет Гаккеля, а на юге на Восточноиндоокеанический хребет, Зондский глубоководный желоб и рифты Андаманского моря. Следует упомянуть и то, что зона Вебирс на всем протяжении разделяет области с резко различающимися уровнями сейсмичности, а восточная граница Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса совпадает с зоной Вебирс.

Таким образом, зона Верхояно-Бирманского сочленения центральноазиатских и восточноазиатских структур является зоной сочленения Атлантического и Тихоокеанского сегментов на Азиатском континенте, что и объясняет существующие различия между структурами, лежащими к западу и востоку от этой зоны.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР
В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

Л.М.Натапов, Л.П.Зоненшайн, Л.А.Савостян, А.П.Ставский, А.К.Уфлянд,
Е.П.Сурмилова, Л.С.Симонова
Научно-производственное объединение "Аэрогеология", Институт
океанологии им.П.П.Ширшова АН СССР, г.Москва

Совпадение начала мезозойской складчатости со временем раскрытия северной Атлантики вряд ли случайно и заставляет искать объяснения основных закономерностей геологического строения Северо-Востока СССР с позиций новой глобальной тектоники. Главные особенности позднемезозойской геологической истории Северо-Востока СССР определялись взаимодействием трех главных литосферных плит: Евразийской, Северо-Американской и Кула.

В поздней юре Северо-Американская и Евразийская плиты вращались относительно друг друга таким образом, что они раздвигались на западе, обуславливая начальное раскрытие Северной Атлантики, и сближались на востоке, вызывая сокращение площади Анжуйского океанического бассейна (реконструируемого по офиолитам Южно-Анжуйской зоны). Одновременно океаническая плита Кула, несущая на себе Омолонский субконтинент, поддвигалась под обе континентальные плиты. Это взаимодействие вызвало появление серии зон субдукции, сопровождаемых известково-щелочным магматизмом. Они прослеживаются вдоль гирлянды хребтов Черского, Полоусного и Улахан-Сис по распространению позднеюрских вулканитов илинь-тагской свиты. Вулканиты образуют островодужный комплекс; в его фронтальной (восточной) части располагается мощный флишевый клин (бастакская свита). К этому времени относятся вертикальные блоковые движения, сформировавшие ряд горст-антиклинорных поднятий (Омулевское, Тасхаяхтакское и др.), что весьма характерно для современных областей, располагающихся в зоне 100-150 км от деструктивных границ плит. К позднеюрскому времени относится и начало становления гигантской гирлянды батолитов, также принадлежащих известково-щелочной серии. Четко выраженная зональность складчатости (смена зон различающихся стилем дислокаций), описанная ранее зональность магматизма (Зоненшайн и др.) и металлогеническая зональность может быть связана с поддвижением плиты Кула под Евразийскую плиту на протяжении поздней юры и неокома.

В первой половине нижнего мела происходит окончательно закрытие Андийского палеоокеанического бассейна. Продолжающееся движение плиты Кула на северо-запад привело к столкновению Омолонского субконтинента с Чукоткой. Пояс столкновения трасируется сложно построенными складчатыми структурами Южно-Андийской зоны, в которых наблюдаются многочисленные следы обдукции офиолитовых пластин. На юго-западе Омолонский блок прилепился к Евразийскому континенту вдоль Илин-Тасской островной дуги и, таким образом, почти вся территория Северо-Востока превратилась в неокоме в континент. В середине нижнего мела, поскольку поддвигание вдоль прежних зон субдукции стало невозможным, возникли новые зоны субдукции на востоке, вдоль нынешнего края Охотско-Чукотского пояса. Причем им была свойственна Андийская геодинамическая обстановка, что привело к формированию активной континентальной окраины, маркируемой нижнемеловыми андезитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Требуется объяснение возникновения протяженной северо-западной ветви пояса Охотско-Чукотских андезитов (Олойско-Алазейской). Не исключено, что появление этой ветви связано с существованием к северу от нее микроплиты (Де-Лонга?), погружающейся под Евразийскую в южном направлении. Характерной чертой нижнемеловой истории восточной окраины Евразийской плиты было формирование угленосных прогибов, присущих внутренним частям континентальных окраин Андийского типа.

В позднем мелу продолжалось поддвигание плиты Кула под Евразийскую. В пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса это обусловило продолжение накопления наземных вулканитов, принадлежащих известково-щелочной серии. Одновременно происходило раскрытие Северной Атлантики и Арктического (Евроамериканского) бассейна. Окончание океанической зоны спрединга в это время протягивалось на континент в виде рифтовых зон (Кондаковско-Алазейской и, возможно, Омсукчанской). О процессах рифтинга свидетельствует строение этих зон. Например, Кондаковско-Алазейская зона характеризуется разрезом, начинающимся грубообломочными и угленосными отложениями, перекрываемыми вулканитами бимодальной и щелочной серий.

ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ В ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ГОРНО-СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В.Б.Спектор

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

В современную геологическую эпоху Верхояно-Чукотская горно-складчатая область входит в состав Евразийской континентальной плиты. В то же время ряд особенностей геологического строения, рельефа и геофизических полей позволяют наметить в области ограниченное число геоблоков с глубинными, вероятно, превосходящими мощность земной коры, границами раздела. Эти геоблоки связаны различными кинематическими взаимоотношениями, среди которых широко развиты сдвиги и надвиги. Значительное количество данных, и прежде всего формационная принадлежность комплексов, слагающих верхнюю оболочку этих геоблоков, показывает, что они представляют собой реликты литосферных плит, сохранивших свою относительную подвижность и, вероятно, знак движений до настоящего времени. Такие геоблоки, которые характеризуются определенным типом строения земной коры, а возможно, и верхней мантии и сохраняют относительную подвижность в кайновое (в геоморфологический этап развития земной коры), но в то же время входят в состав известных литосферных плит, предлагается называть с у б л и т а м и.

По типам строения земной коры, а возможно, и верхней мантии, устанавливаемым по сочетанию главных свойств (складчатость, рельеф и геофизические поля), можно выделить несколько разновидностей субплит (тяжелые жесткие, легкие жесткие, легкие пластичные) и переходные зоны между ними.

К разновидности тяжелых жестких субплит относятся Анюйско-Новосибирская, Кольмо-Индигорская и условно Сибирская (платформенная). Несмотря на различия в размерах и форме, эти структуры характеризуются ограниченным развитием складок продольного изгиба, широким распространением разрывных нарушений, в том числе и сбросов, низким платообразным или равнинным рельефом, повышенным уровнем поля силы тяжести, относительно высокой напряженностью и полосовым рисунком аномального магнитного поля. Рисунок аномальных полей параллелен ограничениям Анюйско-Новоси-

бирской и Индигиро-Колымской субплит и резко дискордантен ограничениями Сибирской (платформенной) субплиты.

К типу легких жестких относятся Колымо-Омолонская и, вероятно, Охотская субплиты, для которых характерны подчиненная роль складок продольного изгиба и развитие разнообразных разрывных нарушений, рельеф высокого плато с отдельными горными массивами и хребтами, повышенная напряженность магнитного поля и его мозаичный или грубо полосовой рисунок и относительно низкий уровень потенциала силы тяжести.

К легким пластичным "субплитам" относятся Верхоянская и Чукотская. Для них свойствен сложный рисунок складчатости продольного изгиба, повторяющий очертания смежных с ними жестких субплит. Они пересечены сквозными разломами, разбивающими их на сегменты и начинающимися из краевых частей жестких субплит. Для них характерен сложный рельеф, платообразный и низкогорный в их внутренних частях, и средне-, высокогорный - в краевых. Отдельные горные массивы пересекают их внутренние части. Магнитное поле их слабо дифференцировано и уровень его близок к нулевому. Рисунок аномального поля силы тяжести повторяет структурный план и основные черты геоморфологии. Краевые зоны субплит нередко изостатически не уравновешены. Для субплит этого типа характерна повышенная сейсмичность, причем очаги наиболее сильных землетрясений тяготеют к краевым частям субплит, а оси напряжений сжатия в очагах ориентированы перпендикулярно простиранию горно-складчатых сооружений.

Строение переходных зон зависит от типа соприкасающихся субплит. Тяжелые жесткие субплиты погружаются под легкие пластичные субплиты, как это можно наблюдать почти по всему периметру Верхоянской субплиты. При этом у погружающегося края тяжелой субплиты формируется линейное понижение (Ленская и Алданская низменности - у западного края Верхоянской субплиты, Селенняхская и Ожогинская депрессии - у восточного края этой же субплиты). Причем депрессии пространственно совпадают с отрицательными аномалиями силы тяжести в редукциях Буте и Грааф-Хантера, либо аномалии смещены в сторону легких субплит. Над висячим крылом глубинного надвига в "легкой плите" образуются горные хребты, большей частью выраженные положительными изостатическими аномалиями (Момский хребет, восточные хребты цепи

Черского, некоторые части Верхоянского хребта и др.). Переходные зоны почти всегда сопровождаются аномальными магнитными поясами. Поднятия, сопряженные с прогибом, представляют собой устойчивую динамопару переходных зон. Причем на границе Верхоянский и Индигиро-Колымский субплит можно наблюдать две таких параллельных динамопары, а в узкой Анюйско-Новосибирской плите внешние депрессии переходных зон сливаются с ее срединной погруженной частью, образуя один широкий прогиб, общий для обрамляющих краевых поднятий.

Для широтных ограничений субплит весьма характерны широтные сдвиги (Лено-Оленекская и Вилуйско-Алданская системы сдвигов и др.).

Сочленение жестких, легких и тяжелых субплит обычно выражено ступенями в рельефе, наличие которых можно уверенно проследить до раннего кайнозоя. На более раннем этапе в этих зонах формировались тектонические покровы. Таким покровом, вероятно, является Приколымское поднятие, "под которым просвечивает" полюсовое магнитное поле, свойственное Колымо-Индигирской субплите.

Причиной формирования субплит внутри консолидированного литосферного блока, каким является Евразийская плита, может быть гравитационная неустойчивость, унаследованная с того периода, когда Верхояно-Чукотская горно-складчатая область проходила стадию континентальной окраины.

АНЮЙСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА - РЕЛИКТОВАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ ПЛИТА

В.Б.Спектор

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Под Анюйской шовной зоной понимается крупный структурный элемент, связывающий два литосферных блока, отвечающих Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской складчатым системам. Шовная зона имеет протяженность свыше 2300 км, ширину от 15 до 200 км. Только 500 км зоны юго-восточной ее части, от верховий р.Малый Анюй до устья р.Анюй, расположено в горной части и доступно для наблюдений. На остальной территории шовная зона закрыта и проследивается по геофизическим данным в Приморской низменности и на шельфе.

Первоначально шовная зона понималась как граничная структура, разделяющая Омолонский массив и Анжуйский мегаантиклинорий (Аникеев и др.; Сеславинский, Радзивилл). Некоторые исследователи подчеркивали её рифтогенное заложение (Тильман) или относили к геосинклиналям ускоренного развития (Сеславинский). Многие исследователи относят эту зону к типу "эвгеосинклинальных складчатых систем" (Русakov и др., Шило и др.).

Ряд данных указывает, что позднемезозойская складчатость проявилась лишь в южной части шовной зоны, в то время как в северной в позднем мезозое и кайнозое продолжалось прогибание. Затем намечается миграция складчатости в северо-западном направлении по простиранию шовной зоны. Поэтому шовную зону нельзя отнести к категории мезозойских складчатых систем. Эти же особенности не позволяют отнести её к настоящим рифтам, хотя нельзя и исключить ее первоначальное рифтогенное происхождение. Скорее всего шовная зона представляет собой самостоятельный литосферный блок, отличающийся по многим свойствам от смежных с ним блоков.

Структурная модель шовной зоны характеризуется двумя главными признаками: билатеральной симметрией и сегментарностью.

Билатеральная симметрия выражена наличием парных структурных элементов, расположенных по обеим сторонам оси. В рассматриваемой структуре достаточно четко выделяется приподнятая осевая часть, в строении которой участвуют смятые в складки кремнисто-спилитовые и флишевые толщи верхней юры и нижнего мела и офиолиты, образующие две оближенные (до 10–15 км) полосы. Внешние зоны системы более погружены и выполнены аптальбскими вулканитами. Шовная зона обрамляется краевыми поднятиями, сложенными преимущественно триасовыми дислоцированными породами, прорванными меловыми гранитоидами.

Сегментарность отражает продольную неоднородность шовной зоны. С юго-востока на северо-запад выделяются Анжуйский, Чукочьянский, Святоносский, Ляховский, Котельнический и предположительно сегмент Генриетты. Они кулисно смещены относительно друг друга по субширотным разломам на многие десятки и до первых сотен километров. В пределах сегментов повторяются главные особенности шовной зоны: северо-западное простирание оси, внешних и краевых зон. В северо-западном направлении ширина шовной зоны увеличивается от десятков до 200 км, умень-

шается амплитуда положительных структурных элементов и возрастает роль отрицательных структур.

С позиций тектоники литосферных плит шовная зона представляет собой реликтовую литосферную плиту с тяжелой и тонкой корой, слабо и только на отдельных участках деформированной. Вместе с обрамляющими зону поднятиями она составляет шовную систему. Краевые поднятия представляют собой пояса торшения и скупивания над зонами поглощения этой плиты.

Выделяется три стадии развития шовной зоны: 1) растяжения, или рифтовая (мезозой до баррема); 2) сжатия, прерывисто продолжающаяся до настоящего времени и достигшая максимального завершения в юго-восточной части зоны; 3) стадия структурного шва, к которой приблизилась юго-западная часть шовной зоны (Анжуйский сегмент).

АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В СТРУКТУРЕ ЮЖНО-АНЖУЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Б. А. Натальин

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г. Хабаровск

Южно-Анжуйская эвгеосинклиналиная система включает (с севера на юг) Нутесьянскую, Центральную и Олойскую зоны.

В Центральной зоне в сложной тектонической структуре, обусловленной наложенными складчатыми деформациями, региональным развитием сланцеватости и кливажа, транспозиционных структур и чешуйчатых надвигов, присутствуют позднеюрские вулканогенно-кремнистые и неокомовые флишевые комплексы. Вулканиты преимущественно основного состава обладают петрохимическими характеристиками толеитовой серии. Для западной части зоны ранее уже отмечалась ассоциация вулканогенно-кремнистых толщ с гипербазитами, габброидами, плагиогранитами и глаукофановыми сланцами. В восточной части зоны установлено стратиграфическое налегание вулканогенно-кремнистой толщи на полосчатые габброиды и габбро-амфиболиты Громаднинско-Вургувеевского массива. Габброиды помимо наложенных складчатых деформаций, синхронных установленным для позднеюрских и неокомовых отложений, претерпели более раннюю складчатость, сопровождающую

ся метаморфизмом амфиболитовой фации. Вулканогенно-кремнистые образования, гипербазиты, габброиды и плагиограниты рассматриваются как фрагменты раннемезозойской океанической коры. Флишевые комплексы, содержащие горизонты подводно-оползневых брекчий и олистолиты подстилающих толщ, сопоставимы с комплексами, формирующимися в преддуговых прогибах современных островных дуг и глубоководных желобов.

В Нутесынской зоне позднеюрско-нижнемеловые вулканиды среднего, кислого, меньше основного состава переслаиваются и фациально замещаются конгломератами и граувакками. Присутствуют как морские, так и континентальные разности. Комплекс наложен на складчатые сооружения Ангийской зоны Чукотской млогосинклинальной системы и протягивается вдоль северного края Центральной зоны, противостоящего Яблонскому массиву.

В Олойской зоне позднеюрско-неокомовые вулканиды среднего, основного, меньше кислого состава ассоциируют с конгломератами, граувакками и глинистыми породами, образовавшимися в морских и континентальных условиях. Комплекс наложен на западную часть Яблонского массива и палеозойско-среднеюрские комплексы Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы. Олойская зона протягивается вдоль южного края Центральной зоны, но не на всем ее протяжении, а так, что ее восточное окончание противостоит западному окончанию Нутесынской зоны.

Вещественный состав, характер строения разрезов, принадлежность вулканидов к известково-щелочной серии позволяют сравнивать комплексы Олойской и Нутесынской зон с комплексами современных вулканических островных дуг. Реликты приокеанических структурных элементов этих дуг располагаются в Центральной зоне.

Южно-Ангийская эвгеосинклинальная система разделяет Восточно-Сибирский и Чукотский сиалические мегаблоки. Чукотский мегаблок в раннем мезозое являлся частью Северо-Американской плиты. Палеотектонические реконструкции указывают на значительную удаленность друг от друга Восточно-Сибирского и Чукотского мегаблоков. Последующее раскрытие Атлантики и, возможно, Канадского океанического бассейна требует последовательного сближения мегаблоков. Начало раскрытия Атлантического океана хорошо согласуется со временем возникновения Нутесынской и Олойской островных дуг. Сокращение разделяющего мегаблоки океана осуще-

ствлялось за счет поглощения океанической коры в зонах Бенъофа, связанных с Нутесынской и Олойской островными дугами. Для первой зона Бенъофа имела северные падения (в современной системе координат), а для второй — южные. Расположение островных дуг по разные, но не противостоящие друг другу стороны океанического бассейна требует наличия соединяющего их крупного трансформного разлома, влияющего на структуру и металлогеническую специализацию располагающихся в тылу островных дуг консолидированных областей. В связи с этим заслуживает внимания и специальных исследований зона Анжйского глубинного разлома, намеченного М.Е.Городинским и Ю.М.Довгалем.

Столкновение Восточно-Сибирского и Чукотского мегаблоков приходится на конец неокома. На месте Центральной зоны формируется зона коллизионного типа. Скучивание сиалического материала привело к выплавкам андезитов и базальтов, которые образовали полого лежащие комплексы Мангазейской и Камешковской впадин, вытянутых вдоль простирания Центральной зоны.

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР В ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ АЛАЗЕЙСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

Ф.Ф.Третьяков

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Специальные исследования складчатых форм и тектонической трещиноватости позднепалеозойско-мезозойских толщ на Алазейском поднятии позволили установить, что дислокации вулканогенно-осадочных отложений карбона, перми, позднего триаса и юры представлены широкими (1-2 км и более) брахиформными складками, протяженными участками или блоками моноклиально залегающих пород, чередующимися с узкими зонами в десятки и сотни метров приразломных структур. Последние обычно выражены флексурными перегибами различной крутизны от прямых до обратных форм, нередко нарушенных малоамплитудными сбросами, взбросами, сдвигами и разломами с неустановленной кинематикой. В зонах интенсивных приразломных нарушений слои приобретают крутые до вертикальных залегания, на-

блюдаются структуры будинажа. Иногда фиксируются сближенные крутопадающие по противоположным азимутам слои. В этом случае можно предполагать, что мы видим крылья прямых складок шириной первые десятки метров, но, как правило, замки их не наблюдаются.

Региональный кливаж, плйчатость и мелкие полные складки в позднепалеозойско-мезозойских толщах Алазейского поднятия практически отсутствуют. Было зарегистрировано лишь два случая локального проявления карандашеобразного кливажа разлома, приуроченного к среднеюрским отложениям.

Отложения кенкельдинской толщи (C_T ?) в зонах крупных разломов (Кенкельдинского и других) залегают круто и будинированы. Вне зон разломов нет никаких признаков какой-либо складчатости, а деформации представлены исключительно дроблением, трещиноватостью, многочисленными зеркалами взбросов, сдвигов, сбросов и развальцеванием. Отдельные замеры элементов напластования кенкельдинских пород вкупе с результатами дешифрирования космо- и аэрофотоснимков позволяют выявить их пологие до $20-30^\circ$ залегания.

Анализ тектонической трещиноватости и разломов, особенно зеркал взбросов, надвигов, сдвигов и сбросов, позволил выявить по методике М.В.Гзовского кинематическую обстановку, в которой были сформированы структурные элементы этого региона. Реконструированы преимущественно взбросовые и сдвиговые поля напряжений (ПН) с горизонтальным и пологим положением векторов сжатия. В их распределении намечается некоторая вертикальная и латеральная зональность. Так, для центральной части Алазейского поднятия, сложенной более древними образованиями, характерны сдвиговые и взбросовые ПН, а на периферии, в частности в юго-восточной части поднятия, устанавливаются взбросовые поля. В целом ориентировка векторов сжатия сдвиговых и взбросовых полей разнообразна, но статистически и по площадному распространению преобладают направления юго-восточного сектора ($130-150^\circ$). Кроме того, кинематическая картина ПН с горизонтально ориентированными векторами сжатия характеризуется неоднородностью, что отражается в выявлении как взбросовых, так и сдвиговых полей.

Динамическая обстановка, соответствующая реконструированным полям напряжений, можно полагать, существовала с конца

поздней кры и до начала раннего мела, одновременно с процессами складкообразования в соседних геосинклинальных зонах. На Алазейском поднятии установлено, что позднемеловые вулканы Бадярихинской впадины несогласно перекрывают зону Кенгельдинского взброса, а в пределах впадины развиты преимущественно сбросовые разрывы. В связи с этим предполагается, что к концу позднемезозойского времени структурообразование в условиях горизонтального сжатия сменялось структурообразованием в обстановке горизонтального растяжения.

Таким образом, для пород позднепалеозойско-мезозойского комплекса характерен брахиформный, прерывистый, блоковый тип дислокаций, сформировавшийся в меняющейся со временем динамической обстановке, что противоречит утверждениям об его интенсивной дислоцированности, присущей эвгеосинклинальному комплексу 15-километровой мощности (Шило, Мерзляков, Лычагин и др.).

Сложнопостроенные пликативные дислокации с плейчатостью и сланцеватостью установлены только для пород докембрийского фундамента, выделяемого на Алазейском поднятии (Гринберг и др., Гусев, Третьяков).

Ряд советских и зарубежных геологов, исследовавших строение складчатых сооружений различного возраста, устанавливают поэтажное (с определенной глубиной) проявление различных морфологических и кинематических типов складчатости и кливажа (Ситтер, Кириллова, Iwamatsu, Гусев и др.). Согласно представлениям некоторых из них, зарождение регионального кливажа и сопряженных с ним определенных типов складок возникает на глубинах 3-6 км. Структурные особенности данного региона - наличие брахиформной, прерывисто-блоковой складчатости с межпластовым проскальзыванием слоёв и отсутствие регионального кливажа, показывают, что мощность осадочного чехла на Алазейском поднятии вряд ли превышает 3-4 км.

О СПЕЦИФИКЕ РАННИХ СТАДИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
МИОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.А.Константиновский

Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный
институт цветных и благородных металлов, г.Москва

В основании рифейских миогeosинклинальных прогибов южного (Прибайкалье) и юго-восточного (Южное Верхоянье) складчатого обрамления Сибирской платформы известны выходящие на дневную поверхность мощные толщи грубообломочных, большей частью красноцветных пород и вулканитов континентального происхождения (кварцевые порфиры, их туфы, игнимбриты, трахиты, трахиандезиты, трахибазальты, базальты). Большинство исследователей эти толщи на основании их положения в разрезе и многочисленных изотопных датировок считают среднепротерозойскими. Они заполняют протянувшиеся на сотни километров глубокие грабены, часть которых продолжается на смежную территорию платформы, где сохранилась в тектонически непереработанном виде (Улканский грабен).

Вопрос о тектонической природе этих структур не решен. Одни исследователи считают, что грабены представляют собой структуры орогенного этапа развития, связанного с замыканием раннепротерозойских геосинклиналей (Головенок, Семихатов). Другие относят их к образованиям типа краевых вулканических поясов (Бухаров). Однако имеющиеся данные скорее всего говорят о принадлежности этих древних грабенов к классу рифтогенных структур. На это указывают, во-первых, особенности их строения, свидетельствующие об условиях растяжения (судя по структуре Улканского грабена, они первоначально были ограничены нормальными сбросами), во-вторых, молассоидный характер заполняющих терригенных отложений, в-третьих, повышенная щелочность вулканитов и комагматических интрузий (улканский комплекс одноименного грабена, ирельский комплекс Ачитканского грабенообразного прогиба).

Структурные соотношения среднепротерозойских грабенов с рифейскими миогeosинклиналями отчетливо видны в южной части Юдомо-Майского прогиба, который наследует зону опусканий

среднепротерозойской эпохи и в значительной мере перекрывает Билякчанский грабен (Константиновский). Раннепротерозойские геосинклинальные складчатые системы в этом регионе не установлены. Считается, что Билякчанский и Улканский грабены являются новообразованными структурами, покоящимися на архейском кристаллическом цоколе. Из этого следует, что среднепротерозойские грабены или палеорифты юго-восточного и южного складчатого обрамления Сибирской платформы можно рассматривать как начальные формы прогибаний, приведших к образованию на их месте крупных миегеосинклинальных прогибов в рифее. Правильность такого вывода подтверждается сходным тектоническим развитием многих фанерозойских геосинклинальных (в том числе эв- или ортогеосинклинальных) прогибов, в основании которых известны фрагменты грабенов, заполненных грубообломочными, обычно красноцветными молассоидными толщами и тесно связанными с ними проявлениями кислого и щелочно-базальтоидного вулканизма. Таковы нижнеордовикские формации Сакмарской зоны Южного Урала, верхнетриасовые толщи складчатых сооружений Атласа, ниже- и среднемезозойские формации основания Мечекского прогиба Карпато-Динарского региона.

Геодинамическая обстановка формирования системы палеорифт-миегеосинклиналь для складчатого обрамления Сибирской платформы характеризовалась постепенно усиливающимся растяжением и связанным с ним погружением, что выразилось в образовании на месте грабенов с континентальным осадконакоплением и наземным вулканизмом широких миегеосинклинальных прогибов с их мощными, существенно сланцевыми морскими осадочными сериями в нижней части разрезов (низы среднерифейской майской серии Юдомо-Майского прогиба и байкальского комплекса Патомского нагорья и Прибайкалья, сухопитская серия Енисейского кряжа). Особенности миегеосинклинальных прогибов в обрамлении Сибирской платформы, отличающие их от эвгеосинклинальных: слабое проявление магматизма, характеризующегося основным и щелочно-ультрасосновым составом, широкое распространение осадочных формаций платформенного типа в средней и верхней частях разрезов, длительное сквозное развитие, слабая инверсия, отсутствие зон регионального метаморфизма средних и высоких ступеней - следует, вероятно, связывать с относительно небольшими масштабами растяжений литосферы при формировании этих прогибов. Разрывы континенталь-

ной коры были незначительны по амплитуде и кратковременны, что не привело к формированию коры океанического типа.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ САРТАНГСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)

В.С.Веклич

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР,
г. Якутск

Тектоническое положение Сартангского синклинория в Верхояно-Кольмской мезозойской геосинклинальной системе определяется его принадлежностью к позднегеосинклинальным структурам, обособившимся в качестве самостоятельных в конце триаса - юре и развивавшихся на месте слабо дифференцированных миогеосинклинальных бассейнов.

Своеобразие стиля развития Сартангского синклинория позволяет видеть в нем аналог шельфовых впадин, формирующихся вдоль континентальных окраин "пассивного" (атлантического) типа (Боголепов, Чиков). Такие шельфовые миогеосинклинальные структурные формы, среди которых наиболее типичной является Приатлантический прогиб, М.Кэй предложил назвать паралиагеосинклиналями. Е.Е.Милановский считает последние раздвиговыми структурами, подчёркивая вслед за В.Е.Хайным тот факт, что они формировались в обстановке растяжения (раздвига) земной коры.

Сартангский прогиб, также как и Приатлантический, обладает рядом признаков, характерных для раздвиговых структур.

Во-первых, ему свойственна характерная формационная колонна, в которой существенную роль играют турбидитные накопления; среди них отмечаются отложения мутьевых потоков, парагенетически сочетающихся с подводнооползневыми отложениями. Как известно, эти образования фиксируют собой выполнения окраинных морей, которые связываются с типичными структурами современных раздвиговых зон (Зоненшайн и др.).

Во-вторых, в пределах синклинория широко развиты характерные разновидности раннетриасового континентального оливин-базальтового магматизма, связанного с временем заложения Сартанг-

ского прогиба, а его окончательное структурное оформление сопровождалось новой активизацией вулканической деятельности в норийско-рэтском (?) веке. Преобладание основного магматизма, постепенное омоложение этих образований от раннетриасового на западе территории до познетриасового на востоке указывает на формирование земной коры в пределах западной части Верхояно-Колымской системы в условиях растяжения, по крайней мере, в позднем палеозое и раннем мезозое.

В-третьих, весьма специфичным выглядит структурный рисунок синклиория, который предопределен существенным влиянием разломной тектоники. Степень развития и возраст заложения как продольных, так и поперечных глубинных разломов свидетельствует о явных следах растягивающих усилий, сопровождавших медленный процесс утонения земной коры в данном районе. Первые из них представляют собой ступенчатые сбросы, обусловленные растяжением земной коры. Поперечные разломы в структуре рассматриваемой территории занимают то же положение, что и трансформные разломы в рифтовых системах. Принимая во внимание кинематику подвижек по этим разломам, общую динамику их развития как в геосинклинальную, так и в проторогенную стадии, можно рассматривать их в качестве своеобразных весьма слабо проявленных континентальных квазитрансформных разломов, сопровождающих горизонтальные подвижки Колымо-Омолонской глыбы, надвинувшейся на крайнем юго-востоке (полуострова Кони и Тайганос) на океаническую плиту (Некрасов).

Наконец, одна из особенностей истории развития Сартангского прогиба заключается в том, что с момента заложения он постоянно испытывал миграцию в восточном направлении, что хорошо согласуется с общим ходом развития Верхояно-Колымской системы, характеризующейся смещением осевых частей позднепалеозойского, триасового и юрского прогибов в восточном направлении, в чем и намечается последовательность формирования обширных раздвиговых зон в пределах системы (Мокшанцев и др., Гринберг и др.).

Таким образом, Сартангский прогиб заложился в раннем мезозое на утоненной континентальной коре в результате растяжения, возможно, раскола и отодвигания частей дорифейского континентального блока на месте зоны пассивного раздвига и как синкли-

норий образовался в позднем мезозое в результате сжатия. Это не противоречит представлениям многих исследователей (Пейве и др., Пушаровский) о том, что процессы тектонической деструкции, в основе которых лежат процессы раздвига, свойственны геосинклинальной стадии тектогенеза.

НАДВИГИ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Ю.В. Архипов, И.Г. Волкодав, В.А. Ян-жин-шин

Якутское территориальное геологическое управление, г. Якутск

Надвиги и связанные с ними разрывные нарушения и магматические образования широко распространены в Верхояно-Колымской складчатой системе, что сближает ее со многими складчатыми областями мира (Ажгирей). Часто они и генетически связанные с ними деформации образуют крупные системы, которые во многом определяют особенности геологического строения и металлогении значительных площадей Восточной Якутии. В направлении с запада на восток можно выделить следующие подобные системы: Хараулахско-Сетте-Дабанскую (в составе Хараулахской, Китчанской и Сетте-Дабанской зон), Сартанг-Дербекинскую, Майско-Охотскую, Адыча-Тарынскую, Чаркы-Индибирскую, Селеннях-Мамскую, Полоусненскую, Момо-Зырянскую, Алазейскую, Приколымскую и Ангийскую.

В пределах указанных систем различаются позднепротерозойские (предъюдомские), раннекаменноугольные, позднетриасовые, среднеюрско-раннемеловые и позднемеловые-кайнозойские надвиги, что указывает на наличие в истории развития Верхояно-Колымской системы большого числа эпох сжатия, на неоднократное возникновение тектонических обстановок, приводящих к столкновению литосферных плит разного типа и отдельных блоков.

Указанные надвиговые системы и отдельные крупные надвиги обычно разграничивают структурно-формационные зоны. Иногда в зонах крупных надвигов наблюдается тектоническое совмещение отложений разных структурно-формационных зон. Резкие границы структурно-формационных зон, которые часто объясняются влиянием зон глубинных разломов, по существу являются результатом более поздних значительных горизонтальных перемещений блоков (плит).

Наиболее легко опознающиеся в структуре Верхояно-Колымской системы позднемезозойско-кайнозойские надвиги наклонены, как правило, в восточных румбах. Наличие большого числа этих надвигов показывает, что позднемезозойско-кайнозойская структура системы сформировалась в условиях значительных горизонтальных перемещений. Наиболее древние (от среднеюрских до раннемеловых) из этих надвигов располагаются преимущественно на востоке (Чаркы-Индигирская, Селеннях-Момская системы и др.). На западе, в области сочленения Сибирской платформы и складчатой системы, распространены преимущественно позднемеловые-кайнозойские надвиги. Существование нескольких разновозрастных систем взаимосвязанных надвигов и сдвигов указывает на изменение тектонических полей напряжений во время единой крупной позднемезозойско-кайнозойской эпохи образования складчатости Верхояно-Колымской системы.

По отношению к главным этапам формирования Верхояно-Колымской системы можно выделить следующие типы надвигов: конседиментационные, с которыми связаны олистостромы; соскладчатые (раннеорогенные) надвиги и шарьяжи; послескладчатые (позднеорогенные).

Системы надвигов по отношению к метаморфизму, магматизму и офиолитовым комплексам могут классифицироваться следующим образом:

а) системы в зоне сочленения платформы и складчатой области с основным и ультраосновным щелочным магматизмом, свойственным плитам с континентальной корой, без проявлений гранитоидного магматизма и высокотемпературного регионального метаморфизма;

б) системы надвигов с малыми интрузиями габбро-диоритового, щелочно-габброидного и в меньшей степени гранитоидного состава; подобные системы располагались в краевых частях плит с континентальной корой;

в) системы надвигов с офиолитовыми поясами, олистостромами и широко проявленными гранитоидным магматизмом и разнофациальным метаморфизмом (зеленосланцевый, амфиболитовый, глаукофановый); эти системы, наиболее вероятно, образовались в зонах столкновения литосферных плит с континентальной и океанической корой.

Размещение многих месторождений и проявлений разнообразных полезных ископаемых Верхояно-Колымской складчатой системы отчет-

ливо контролируется охарактеризованными надвигами и системами надвигов. Так, стратиформные месторождения цветных металлов приурочены к Хараулахско-Сетте-Дабанской системе. К надвигам Чаркы-Индигирской системы – зоны сульфидизированных пород, локализованные параллельно плоскостям шарьяжей и перспективные на обнаружение новых для Якутии стратиформных типов месторождений. Жильные гидротермальные месторождения многих металлов также обнаруживают отчетливую связь с надвиговыми системами. Показателен пример размещения сурьмяных и ртутных месторождений Чаркы-Индигирской, Адыча-Тарынской, Полоусненской, Селеннях-Момской и других систем. Степень тектонической переработки (трансформации) многих месторождений прямо зависит от интенсивности горизонтальных перемещений в надвиговых системах.

ОЛИСТОСТРОМЫ И ОФИОЛИТЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Ю.В.Архипов, И.Г.Волкодав

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Олистостромы разного типа установлены в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы, во внутренних частях складчатой системы, в зоне сочленения Яно-Индигирской синклинальной зоны с горст-антиклинориями Колымского блока, в центральных частях Колымского блока и др. В пределах указанных структур выявлены олистостромы позднепротерозойского, раннекаменноугольного, поздне триасового и среднеюрского возраста. Возраст части олистостром в настоящее время точно не может быть установлен.

Условно к олистостромам могут быть отнесены и другие горизонты грубообломочных пород в разрезах осадочных формаций Восточной Якутии. К их числу принадлежат конседиментационные брекчии в юдомских, среднекембрийских и силурийских отложениях Сетте-Дабана, горизонты "рябчиков" в средне-, верхнекаменноугольных и пермских отложениях Южного и Западного Верхоянья и др.

Большинство выделяемых олистостром уверенно коррелируется с одновозрастными надвигами Хараулахско-Сетте-Дабанской, Чар-

кы-Индибирской, Селеннях-Момской, Алазейской, Приколымской и других надвиговых систем.

Олистостромы Верхояно-Колымской складчатой системы связаны с различными осадочными и вулканогенно-осадочными формациями: флишевыми, молассовыми, вулканогенно-кремнистыми, карбонатными и др. Их можно классифицировать следующим образом: олистостромы в туфо-граувакковых толщах (алазейский тип), в известково-глинисто-кремнистых толщах (курунахский тип), в алевроитоглинистых толщах (улахан-тасский тип), в терригенно-флишевых толщах (верхоянский тип), в карбонатно-флишевых толщах (сеттедабанский тип), в доломитовых толщах (жараулахский тип), в молассовых толщах (момский тип). В офиолитовых поясах встречены офиолитовые олистостромы (тасхаяхтахский тип).

В пределах Верхояно-Колымской складчатой системы могут быть выделены следующие пояса распространения пород офиолитовой ассоциации: Селеннях-Момский, Алазейский, Приколымский. Офиолиты приурочены к надвиговым системам, — везде они локализованы в тектонических пластинах. Как правило, это сложные образования, представленные протрузиными серпентинитов или серпентинизированных ультраосновных пород (лэрцолитов, гарибуртитов, гидроксенитов); пластинами серпентинитового меланжа, пластинами и блоками габброидов, базальтоидов, туфово-кремнистых пород и плагиогранитов.

Степень метаморфического преобразования офиолитов различна — от зеленосланцевого (Тас-Хаяхтах) до глаукофанового (Алазейское поднятие) и амфиболитового метаморфизма (Селенняхский и Шаманихово-Сталбовской блоки).

Имеются случаи нахождения мелких тел ультраосновных пород, габбро и габбро-норитов в массивах гранитоидов мелового и палеозойского возраста или в непосредственной близости от них (Нагаяхский, Нют-Ульбейский, Казачинский, Мунилканский и др.). Есть основания предполагать, что подобные образования связаны с офиолитами и маркируют границы плит с разным типом коры.

По косвенным геологическим данным можно предполагать, что выдвигание пластин с породами офиолитовой ассоциации было длительным и завершилось в среднеюрскую эпоху.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

О.Г.Эпов

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Тектоническое районирование названной территории базируется на выделении трех главных структурно-вещественных комплексов: протерозойского (?) метаморфического, палеозойского терригенно-карбонатного и мезозойского терригенного. Первые два представляют собой "основание" мезозойской складчатой области, выступающее на дневную поверхность в виде Селенняхского и Полоусненского (СГА и ПГА) окраинных горст-антиклинориев Колымского массива. СГА и ПГА с севера и северо-запада обрамляются Полоусным синклинорием (ПС), сложенным мезозойским терригенным комплексом.

Протерозойский (?) метаморфический комплекс обнажается в тыловой (юго-восточной) части СГА, в бассейне р.Калгын. Слагающие его амфиболиты, серпентиниты, кристаллические сланцы надвинуты на ниже-, среднепалеозойские породы по надвигу, поверхность которого, по крайней мере, на некоторых участках почти горизонтальна.

Палеозойский терригенно-карбонатный комплекс составляют известняки и подчиненные им глинистые сланцы и песчаники значительного возрастного диапазона - от нижнего ордовика до верхнего карбона включительно. В составе комплекса выделяется два яруса: нижний (нижний ордовик - верхний девон) и верхний (каменноугольные отложения). Верхний ярус отличается преобладанием терригенных (нередко туфогенных) и кремнистых пород, присутствием спилитов. Каменноугольные отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на верхнедевонских, слагая в большинстве случаев небольшие разобщенные тектонические блоки вдоль внешнего (северо-западного) ограничения СГА и ПГА.

Для комплекса в пределах СГА и ПГА характерно преобладание брахиформных складок, рассеченных ортогональной сетью разломов. Внешнее ограничение СГА и ПГА в плане имеет вид ломаной линии, состоящей из субмеридиональных и субширотных отрезков. На субмеридиональных отрезках краевые разломы представлены взбросами,

переходящими в надвиги, по которым палеозойские толщи надвинуты на мезозойские. На субширотных отрезках преобладают правые сбросо-сдвиги. Характерно, что на субмеридиональных участках терригенно-карбонатный комплекс разбит многочисленными разломами на узкие линзовидные блоки, параллельные краевым разломам.

Мезозойский терригенный комплекс повсеместно имеет тектонические контакты с терригенно-карбонатным, в низах его известны конгломераты с галькой девонских известняков (бассейн реки Джахтардах). Возрастной объем комплекса в пределах ПС — от верхнего триаса до верхней юры включительно. В составе комплекса выделяется два яруса: нижний, объединяющий отложения верхнего триаса — нижней юры, и верхний — средне-верхнеюрские отложения.

Нижний ярус характеризуется существенно глинистым составом толщ в северном крыле ПС и глинисто-песчаниковым — в южном. Наиболее молодыми породами в северном крыле ПС являются геттангские, а в южном — тоарские. Верхний ярус отличается контрастным разрезом (чередующиеся песчаниковые и аргиллит-алевролитовые горизонты), наличием пластов "дикого флиша" мощностью до первых десятков метров. В северном крыле ПС ярус представлен только верхнеюрскими толщами, несогласно залегающими на норийских и геттангских. В южном крыле ПС в составе яруса присутствуют среднеюрские отложения и подошва яруса фиксируется по изменению литологических особенностей разреза, наличию конгломератов с галькой триасовых пород.

Структурная неоднородность ПС позволяет выделить две системы складок, соответствующие южному и северному крыльям синклиория: Южно-Полоусненскую (ЮПС) и Северо-Полоусненскую (СПС).

ЮПС почти точно повторяет контуры СГА и ПГА, продолжаясь на юг до Иньяли-Дебинского синклиория. При этом в зоне, прилегающей к СГА и ПГА, видно явное сходство структурного плана с последними (брахиформная складчатость, субортогональная сеть разломов), а на удалении преобладают узкие линейные складки с крутыми крыльями, рассеченные многочисленными продольными разломами и нередко опрокинутые к северу.

СНС состоит из широтных складок, не согласующихся с контурами СГА и ПГА, но повторяющих контуры Шелонского и Хромского погребенных массивов, расположенных севернее. Складки обычно наклонены к югу и секутся многочисленными продольными взбросами, в которых почти всегда взброшенным является северное крыло.

Анализ данных по вещественному составу мезозойского комплекса, его структурной неоднородности, отражающей степень "переработанности" комплексов основания и влияния ограничивающих "жестких" выступов основания, приводит к выводу о существовании двух геоблоков, разделенных Кюнь-Тасским структурным швом и отличающихся строением докембрийского основания и тектоническими режимами в допозднеюрское время.

Современная тектоническая структура региона сформирована в две фазы мезозойской складчатости: среднеюрскую, наиболее интенсивно проявившуюся в северном геоблоке, и раннемеловую, в равной мере проявившуюся на всей территории. Раннемеловые складчатые движения сопровождались срывом мезозойского комплекса, сминавшегося в складки, с комплекса основания и встречным движением его в направлении к разделяющему северный и южный геоблоки Кюнь-Тасскому структурному шву.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

М.Д.Булгакова

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

В ранне-, среднепалеозойских отложениях Восточной Якутии выделяются две группы формационных комплексов: обширного парагеосинклинального мелководного бассейна и узких линейных трогов.

Парагеосинклинальный комплекс, имеющий региональное распространение, представлен карбонатными, терригенно-карбонатными формациями. Ведущая роль в их составе принадлежит карбонатному материалу, имеющему главным образом биогенное происхождение. Терригенный материал локализуется преимущественно в краевых

частях парагеосинклинального бассейна. Он образует рассеянную примесь в карбонатных породах, а на регрессивных этапах обособляется в самостоятельные пачки. Особенности петрографического, гранулометрического, а также площадного распространения терригенных пород парагеосинклинального комплекса свидетельствуют о длительном существовании трех устойчивых источников сноса: Сибирской платформы, Приколымского и Охотского континентальных блоков. Размывающиеся участки платформенной суши были значительно удалены от седиментационного бассейна, пенепленизированы и поставляли в прибрежные зоны хорошо отсортированный алевритовый и мелкопсаммитовый материал. Состав аллохтонной кластики (кварц, полевые шпаты, мусковит, хлоритизированный биотит) свидетельствует о размыве кристаллических пород кислого состава. Приколымский блок отличался высоким уровнем эрозионного базиса, более интенсивным размывом и неоднократными поднятиями, сопровождающимися увеличением его общей площади. Западная граница блока оконтуривается выходами континентальных песчано-конгломератовых отложений среднего ордовика (р. Колыма) и нижнего девона (верховья рек Зырянка, Булукт, Серечен). В ордовике здесь размывались протерозойский комплекс красноцветных субщелочных вулканитов, метабазальтов, терригенных пород (спиридоновская свита?), а также кварциты, кремнистые сланцы. В нижнем девоне, после предшествующих поднятий, в зону размыва вовлекаются липариты, мраморизованные известняки, доломиты, зеленые туфогенные метапелиты, глинистые и карбонатные породы нижнего палеозоя. Эпизодически размывалась пологая Охотская суша, сложенная кристаллическими породами кислого состава (кварциты, сланцы низких ступеней метаморфизма, метапесчаники, металевролиты).

Формационные комплексы узких линейных прогибов более разнообразны по своему составу и строению, что определяется в значительной степени тектоническим положением этих структур и особенностями их развития. Общей чертой внутригеосинклинальных линейных прогибов является интенсивное проявление базальтового, трахибазальтового и трахиандезитового вулканизма. В прогибах, развивавшихся на восточной, более активной окраине парагеосинклинального бассейна, формационные комплексы характеризуются двухчленным строением. Нижняя флишoidalная часть соответствует начальной стадии развития прогибов, когда они имели четкое мор-

фологическое выражение. Состав флишеидных толщ различный: вулканогенно-обломочный в Арга-Тасском трого, терригенный (граувакковый) в Увязкинском, глинисто-карбонатный в Среднеколымском. Процесс накопления флишеидных толщ, как осадочных, так и вулканогенно-осадочных, отличается большим своеобразием. Так, образование флишеидной вулканогенно-обломочной толщи Арга-Тасской зоны, характеризующейся большой мощностью пирокластических накоплений, контрастной гранулометрической дифференциацией вулканокластики, локализацией псефито-псаммитового материала только в пределах самого прогиба, связано, по всей видимости, с подводными эксплозиями. Более широкое площадное распространение получает здесь тонкий взвешенный материал, который является исходным веществом для формирования глинистых сланцев как самой Арга-Тасской зоны, так и на прилегающих частях парагеосинклинального бассейна. Для грубого флиша Среднеколымского прогиба характерно сочетание грубоградированного обломочного известнякового материала, относящегося к фации подножия барьерных водорослевых рифов, с тонкоотмученными граптолитовыми сланцами. Терригенная флишевая толща Увязкинского трого отличается бескарбонатностью и кислым составом грауваккового терригенного материала (главным образом, продукты разрушения липаритов).

Верхняя часть формационных комплексов, соответствующая заключительным стадиям развития компенсированных и перекомпенсированных прогибов, насыщена лавами трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов. Излияние лав происходило в мелководной обстановке, сопровождалось в разных масштабах накоплениями лаво- и гиалокластитового материала. Здесь в отдельные эпохи образуются красноцветные автохтонные осадочно-вулканогенные формации. В Сетте-Дабанском и Хараулахском прогибах, возникших в девоне на западной приплатформенной окраине парагеосинклинального бассейна, вулканические породы ассоциируют с мелководными карбонатно-терригенными породами и сам характер осадконакопления практически не отличается от парагеосинклинального.

Во внутриплатформенных линейных трогох, лишенных вулканических пород (типа Кютюнгдинского и Джарджанского), развиты красноцветные терригенно-карбонатные отложения. В их формировании основная роль принадлежит хемогенной садке карбонатов (органические остатки отсутствуют полностью) и размыву высокослюдястых

биотитовых гранитоидов, расположенных в окружающих платформенных поднятиях. Общей особенностью разнотипных троговых комплексов является приуроченность к ним стратиформных рудопроявлений меди, мощных диапировых образований гипса и ангидрита.

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕЗОЗОЯ — РАННЕГО МЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

М.Д.Булгакова

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Анализ вещественного состава верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений Верхоянской антиклинальной и Яно-Индигирской синклинали зон, Алазейского, Омудевского и Приколымского поднятий позволяет выделить в Верхояно-Чукотской области кроме верхоянского еще два литологических комплекса: алазейский и колымский. Формирование всех трех комплексов в единой геосинклинали области определило сходство ряда существенных их признаков: 1) регрессивный тип строения; 2) близкую синхронность границ комплексов и отдельных структурно-вещественных ярусов; 3) единые региональные уровни развития кремнистых пород (визейский ярус) и базальтоидного вулканизма (граница перми и триаса), максимального распространения континентальных и мелководных фаций (средний-верхний триас). Вместе с тем, каждый из изученных комплексов отличается исключительным своеобразием вещественного состава, строения, породных парагенезов.

Алазейский вулканогенно-обломочный комплекс, вскрывающийся в центральной части Алазейского поднятия, представлен чередованием туфов, тефроидов, эффузивно-обломочных и вулканотерригенных пород, среди которых широко развиты грубообломочные разности; им подчинены лавы андезито-базальтов, вулканогенно-осадочные и осадочные (карбонатные, кремнистые) породы. Примечательно отсутствие аллохтонных терригенных образований. Вулканокластические породы бескварцевые, по петрографическому составу соответствуют андезито-базальтам. Среди вулканотерригенных по-

род выделяются граувэки основного и кислого состава. Широко развита градационная слоистость, наряду с известковистой макро- и микрофауной характерно распространение радиолярий, часто встречается растительный детрит. В отложениях среднего карбона и верхней перми встречаются крупные обломки углифицированной древесины. Разрезы комплекса прерывистые, мощность (без урь) 2-4 км.

Кольмский туфово-кремнисто-карбонатный комплекс развит в окраинных частях Кольмского массива (Омулевское, Прикольмское поднятия и др.). Формациеобразующее значение имеют исключительно тонкозернистые породы с присущей им темно-серой окраской, повышенной кремнистостью, фосфатизацией и пиритизацией (известняки, кремнеизвестняки, фтаниты, спонголиты, тонкоотмучанные аргиллиты и мелкообломочные хорошо отсортированные алевритовые, пелитовые туфы, туффиты). В пограничных слоях перми и триаса развиты маломощные пласты базальтов, гиалокластитов. В породах кольмского комплекса преобладает тонкая и мелкая горизонтальная слоистость. Разнообразно представлена стеногалинная морская фауна, наиболее широко распространены радиолярии и кремневые губки, которые в нижнем карбоне и верхней перми приобретают породообразующее значение. Характерно наличие длительных, большей частью скрытых стратиграфических перерывов. Мощность доюрских отложений 900-2000 м.

Верхоянский терригенный или главный геосинклинальный комплекс разделяется на две градации. Глинисто-алеврито-песчаная градация, развитая в Верхоянской зоне, характеризуется большими (10-15 км) мощностями и практическими непрерывными разрезами. Его отличают: а) кислый состав кластического материала с постоянным содержанием кварца в среднем до 30-50%; б) разнообразие морфологии слоистости, типов и масштабов ритмичности; присутствие наряду со стеногалинной фауной эвригалинных и пресноводных форм, обилие углифицированного растительного материала. В восточной части Яно-Индибирской синклинальной зоны (Яно-Кольмская структурно-фациальная область по Дагису и др.) выделяется глинистая градация верхоянского комплекса с аномально высокими мощностями, мелкомасштабной стратификацией разрезов, многочисленными подводно-оползневыми деформациями слоистости. Имеющиеся материалы приводят к выводу о том, что на рубеже

среднего и верхнего палеозоя происходят существенные изменения в морфологии как Верхояно-Кольмского седиментационного бассейна, так и прилегающих областей сноса. Испытывает региональное поднятие восточный край платформы, и преобладающая часть аллохтонного обломочного материала поступает с этого континента. Исчезает Прикольмская среднепалеозойская суша, и поступление обломочного материала с востока практически прекращается; вместе с тем, здесь активизируются вулканические процессы, оказывающие большое влияние на процессы геосинклинальной седиментации. Значительно усложняется строение седиментационного бассейна, в котором обособляются самостоятельные структурно-формационные зоны, определяется сложное сочетание продольной и поперечной зональности. Четко обособляются восточная и западная окраины бассейна, разделенные морфологически выраженным прогибом. В восточной части, отличающейся сложным расчлененным рельефом и неустойчивым тектоническим режимом (Алазейская и Кольмская зоны), главное значение принадлежало накоплению автохтонного материала: органогенно-хемогенного карбонатно-кремнистого (Кольмская зона) и вулканогенного, андезит-базальтового состава, как ювенильного, так и вулканотерригенного (Алазейская зона). В западной части бассейна (Верхоянская зона) накапливались главным образом продукты разрушения древних платформенных сооружений преимущественно кислого состава, спорадически тонкая телепирокластита. Продукты собственно бассейновой седиментации имеют совершенно ничтожное значение. В Яно-Индибирской зоне аккумуляровался тонкий материал, поступающий как с западной платформенной суши, так и с восточных поднятий. Последние, по-видимому, являлись главным источником больших масс тонкой пирокластита, формирующей мощные глинистые толщи верхоянского комплекса, особенно его глинистой грададии.

БЕРЕЗОВСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

В. И. Соловьев

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г. Якутск

Березовская вулканическая зона Анюско-Олойского блока Колымо-Омолонского массива, заложившаяся в поздней юре и разви-

вавшаяся в раннем мелу, относится к эпиплатформенным рифтовым образованиям щелевого типа (по Е.Е.Милановскому).

В эволюции Березовской рифтовой зоны намечается три стадии: а) предрифтовая, б) собственно рифтовая, в) пострифтовая, стадия закрытия рифта.

Предрифтовая стадия приходится на позднеюрское время. На протяжении этого времени происходит заложение разломов запад-северо-западного простирания, по которым произошло опускание Анжйско-Олойского блока, сопровождавшееся формированием узкого шовного прогиба, заполнявшегося молассовыми образованиями значительной мощности. С вулканическими проявлениями этого этапа связана примесь туфового материала в осадочных породах и редкие маломощные покровы толеитовых базальтов. В разрезе позднеюрского-раннемелового возраста (осетровско-тынмыкская толща) можно выделить три осадочных комплекса с общей мощностью, достигающей 700 м: 1) ранний, к которому относится мощная (до 500 м) толща грубообломочных осадков; 2) средний - глинистые, углисто-глинистые и железистые породы; 3) поздний - конгломераты и вулканические породы.

К собственно рифтовой стадии относятся интенсивные трещинные излияния оливиновых, двупироксеновых и плагиоклазовых трахибазальтов мощностью до 250 м. Наиболее мощные покровы формировались вдоль троговой центральной части рифтовой зоны. В сторону от нее увеличивается роль туфовых пород.

Покровы сопровождаются дайками трахибазальтов и силлами трахидолеритов, образующих березовский комплекс. Время становления его по взаимоотношению с фаунистически и флористически охарактеризованными осетровской и тынмыкской толщами и данным абсолютного возраста пород (I29 - I44 млн. лет) определяется ранним неокомом.

Трахибазальты березовского комплекса прорываются и метаморфизуются Лисьинским интрузивом баррем-аптского возраста. Лисьинский интрузив сложен кварцевыми диоритами, кварцевыми монцодиоритами и монцогранодиоритами первой фазы и в меньшей степени граносиенитами и аплитовидными гранитами более поздних фаз внедрения.

Связь березовского вулканического комплекса и Лисьинского интрузивного массива не только пространственно-временная, но и петрохимическая. На вариационных и треугольных диаграммах фигу-

ративные точки составов Лисьинского массива первой фазы соответствуют крайним наиболее дифференцированным разностям пород березовского комплекса. О базальтоидной природе монцонитоидов Лисьинского массива свидетельствует высокая (800°) температура их кристаллизации, определенная по двупироксеновому геотермометру Л.Л.Перчука.

На диаграммах, предложенных Е.Д.Андреевой и др. и А.Миширо, все породы березовского комплекса и монцонитоиды относятся к субщелочной серии. Клинопироксены пород березовского комплекса являются низкотитанистыми авгитами, характерными для субщелочных пород (Уилкинсон).

Субщелочные серии пород характерны для рифтовых зон континентов, таких как Восточно-Африканские и грабен Осло, где вулканизм сопровождался интрузивными породами монцонитоидного ряда. Породы Березовского рифта сходны с породами умеренно щелочной серии восточной зоны Восточно-Африканских рифтов по содержанию и распределению сидерофильных, олова и редкоземельных элементов.

Магматизм в Березовской зоне возобновился (пострифтовая стадия) в начале позднего мела (93–123 млн. лет) и заметно отличался от рифтогенного. Позднемеловой вулканизм представлен контрастной трахиандезито-базальт (сиверский комплекс)–трахилипаритовой (мысовский комплекс) ассоциацией и небольшими телами гипабиссальных интрузий кварцевых монцонитов и граносиенитов. Трахибазальты позднего мела отличаются от трахибазальтов рифтогенного (березовского) комплекса большим содержанием титана, железа, натрия, но меньшим – магния, кальция и калия, а также составом пироксенов. Позднемеловые вулканы по сравнению с раннемеловыми больше обогащены оловом, свинцом, цинком, но уступают им по содержанию хрома, никеля, ванадия, кобальта, золота, рутидия.

По содержанию сидерофильных, щелочных и редкоземельных элементов, петрографическим и петрохимическим особенностям пород и пороодообразующих минералов первичные магмы Березовской зоны соответствуют шшонитовой (Таусон и др.) магме континентов.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РИФТОВЫХ СИСТЕМ
ЮГО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

А.А. Сурнин

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г. Якутск

Дорифейская континентальная кора юго-западной окраины Колымо-Омолонского массива в среднем палеозое и позднем мезозое подвергалась деструктивным преобразованиям, следствием которых явилось формирование среднепалеозойской Арга-Тасской и позднемезозойской Илинъ-Тасской рифтовых систем. К этим структурам приурочены комплексы магматических пород повышенной щелочности.

Арга-Тасская рифтовая система разделена на Булкутскую и Увязкинскую зоны. В первой из них развит позднесилурийско-раннедевонский булкутский комплекс, включающий ассоциацию калиевых щелочных базальтов - трахиандезитов - трахитов, массивы и дайки монцитов, габбро. Минеральный состав эффузивной фации: высококальциевый авгит-плагиоклаз-калиевый полевой шпат. Интрузивные разновидности имеют минеральный состав: высококальциевый авгит-роговая обманка - биотит - плагиоклаз - калиевый полевой шпат.

Главной петрохимической особенностью магматических пород булкутского комплекса является высокое содержание суммы щелочей (8-12%) и постоянное преобладание калия. По содержанию редкоземельных элементов и корреляция отношения La/Yb с концентрацией $\text{K}\%$ в первичных магмах породы Булкутской зоны близки меланократовой разности калиевой щелочной серии Западного Африканского рифта. Точки состава щелочных базальтов на диаграмме нормативный кварц - нефелин - $\text{SiO}_2\text{-Fe}^*/\text{Mg}$ (по А. Миширо) располагаются в поле нефелин - оливин - гиперстенсодержащих пород, отвечающем тренду для щелочных базальтов стабильных континентов.

К Увязкинской зоне приурочен среднедевонский вулканический комплекс, представленный бимодальной ассоциацией трахибазальтов - трахитов, включая штоки и дайки эссекситов, пикритов, габбро. По минеральному составу базальты (оливин-титан-авгит-плагиоклаз (№ 12-32) - полевые шпаты) соответствуют гавайитам. По

данным химических анализов, вулканические породы рассматриваемого комплекса характеризуются повышенным содержанием Na_2O .

Точки состава субщелочных базальтов на диаграммах А.Миани-ро располагаются вдоль тренда, характерного для базальтов континентальных рифтовых зон. Этому не противоречит и полученная для пород среднедевонского комплекса высокая величина отношения $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7124-0,7137$, соответствующая континентальным базальтам.

В позднемезозойской Илинь-Тасской рифтовой системе рифтообразование совпадает с эпискладчатым этапом развития мезозоида. Формирование линейных грабенов происходило в условиях горизонтального растяжения в зонах длительно развивающихся глубинных разломов. На раздвиговую природу грабенов указывает система компенсационных надвигов, зоны скучивания пород в ограничивающих их блоках, а также поля и ленты даек, протягивающиеся на десятки километров вдоль границ грабенов. С Илинь-Тасской рифтовой системой пространственно сопряжены вулканические поля Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса.

Эффузивная фация в пределах Уяндино-Ясачнинского пояса на раннем этапе представлена субщелочными базальтами, андезитобазальтами и интрузиями кварцевых моно-диоритов. Базальты — это оливин-гиперстен нормативные лавы. На диаграмме $SiO_2-Na_2+K_2O$ (Андреева и др.) точки состава оксфорд-киммериджских базальтов ложатся в поле субщелочной серии. Корреляция отношений La/Yb с концентрацией $K\%$ (Ю.А.Балашов) позволяет сопоставить базальты раннего этапа вулканизма с базальтами умеренной щелочности африканских рифтов.

В заключительную стадию вулканизма (киммеридж-нижневолжское время) сформировалась ассоциация натровых андезитов и липаритов. Близкие значения содержаний $Ca, Ni, Cr, V, Sc, Sn, Pb, Zn, Au$, сходстве некоторых петрохимических параметров (суммарное содержание щелочей) этих пород могут свидетельствовать об общности происхождения андезит-липаритовой ассоциации. Структурное положение, петрохимические и геохимические особенности магматических пород противоречат возможности выделения в поздне-мезозойское время в юго-западной части Колымо-Омолонского массива эвгеосинклинали короткого развития или островной дуги.

СТРОЕНИЕ ГРАБЕНОВ БАЙКАЛЬСКОГО ТИПА И ИХ РЕГИОНАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Г.Е.Рябухин

Московский институт нефтехимической и газовой промышленности
им. И.М.Гуркина, г.Москва

Система Байкальских грабенов относится к внутриконтинентальному типу рифтовых зон: она наложена на позднепротерозойскую байкальскую и, по другим представлениям, каледонскую складчатость. Рифтовые зоны имеют щелевидный характер и по морфологии и происхождению противоположны рифтовым зонам сводово-вулканического типа (например, Эфиопская и Кенийская зоны аркогенеза).

Концепция возникновения рифта в результате обрушения свода к щелевидной зоне Байкальских грабенов не применима.

Межгорные впадины Байкала и Западного Забайкалья образованы глубинными разломами; некоторые из них имеют древнее заложение.

Причина появления впадин — активизация земной коры и образование переходных тектонических районов между геосинклиналями и платформами. Впадины Забайкалья, как и другие межгорные впадины, классифицируются по времени заложения, истории развития, возрасту фундамента и выполняющих отложений.

В последнее время в результате глубинных исследований с помощью станции "Земля" получены новые данные по определению мощности земной коры под Байкалом, Хамар-Дабаном и окраинами Восточно-Сибирской платформы. Предполагается разуплотнение верхней мантии. Составлена карта сейсмотектоники рифтовой зоны Байкала. Доказано, что региональные разломы Байкала уходят в мантию на глубину 50 км. Один из разломов на восточном берегу Байкала по р.Большой совпадает с тектоническими линиями крутых надвигов протерозоя на юру. На западном берегу изучены молодые "живые" разломы.

По вопросу происхождения трех впадин, занятых озером Байкал, существует несколько концепций: а) теория палеозойской синклинали складки, б) теория блокового (горсто-грабенового) строения, в) теория горизонтального "отодвигания" Сибирской платформы, г) теория сжатия и рампового строения байкальских впадин.

Имелись также представления о покровном строении Забайкалья и тектонических окнах и об аркогенезе.

В 1977 г. дно Южно-Байкальского грабена было исследовано с помощью аппарата "Пойсис", на котором исследователи опускались на глубину до 1410 м. Впервые были получены достоверные данные о значительной мощности неогеновых осадочных пород, имеющих гораздо более широкое распространение по дну Байкала, чем это предполагалось ранее. Их мощность в западной части Байкала, по геофизическим данным, достигает 2000 м.

По данным этих исследований, байкальские грабены представляют собой начальную фазу развития рифтовой системы, в кайнозойских породах которой известны выходы нефти, газа и выбросы озокерита.

Существует представление о том, что Байкальская система рифтов является слепой и не связана с мировой системой разломов.

Автором высказывается предположение не только о продолжении Байкальской системы на восток, но и о продолжении ее на юго-запад в пределы Юго-Западной Азии и о связи ее с мировой системой рифтов.

В свете новых данных получает подтверждение и объяснение классическая теория строения Западного Забайкалья, выдвинутая в конце XIX века и защищаемая в начале XX века В.А.Обручевым. Западное Забайкалье представляет собой рифтовый пояс, состоящий из щелевидных кулисообразно расположенных зон. Имеется много общего между Байкальской системой рифтов со слабым проявлением вулканизма и Танганьикской системой Юго-Восточной Африки в отношении как формационного состава пород, так и связанных с ними полезных ископаемых.

ПРЕДРИФТОВЫЕ ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ
ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ МЕСТО
В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

А.Г.Золотарев

Иркутский государственный университет, г.Иркутск

Вдоль западной границы Байкальского рифта располагается Прибайкальская предрифтовая зона шириной 300-500 км, а с вос-

точной стороны Байкальского рифта прослеживается аналогичная переходная зона – Забайкальская.

Прибайкальская предрифтовая зона гетерогенна, так как обрамляя на всем протяжении западную границу Байкальского рифта, включает в себя разнородные в геоморфологическом отношении районы – Олекмо-Чарское и Байкало-Патомское нагорья, юго-восточную часть Средне-Сибирского плоскогорья. Рифтогенные процессы Прибайкальской переходной зоны выражаются в том, что одновременно развиваются две группы новейших структур, накладывающихся друг на друга. Одна из них формируется в унаследованном плане от древних структур, другая – в соответствии с общим планом Байкальской рифтовой зоны. Предрифтовые структуры представлены двумя типами: ступенями и структурами линейного коробления.

Наибольшего внимания из двух типов предрифтовых тектонических форм заслуживают структуры линейного коробления, которых в Прибайкальской переходной зоне насчитывается четыре: две положительные и две отрицательные. Они располагаются параллельно друг другу и Байкальской рифтовой зоне, повторяя в плане все её основные изгибы. На юге Иркутского амфитеатра предрифтовые структуры линейного коробления осложнены наложенными на них четырьмя Присяянскими предорогенными линейными структурами, развивающимися параллельно подошве северного склона Восточно-Саянского ступенчато-сводового поднятия.

Забайкальская предрифтовая переходная зона расположена в пределах Западного и Центрального Забайкалья. На её территории прослеживаются тоже четыре структуры линейного коробления.

Разработана схема неотектонического районирования юга Восточной Сибири, на которой выделено шесть областей с четырьмя подобластями. Рифтовая область и две предрифтовые занимают не менее половины всей площади рассматриваемой территории.

Рифтогенные явления и соответствующие им структуры в рифтовой и предрифтовых зонах Восточной Сибири представляют собой следствие одних и тех же глубинных процессов. Есть основание предполагать, что если развитие новейших структур в Байкальской рифтовой зоне происходит под влиянием сил растяжения и раздвига, то в предрифтовых – за счет сжатия. Предрифтовые зоны, по всей вероятности, являются образованиями не частными, присущими только кайнозойской структуре Восточной Сибири, а

типичными, характерными и для других континентальных рифтовых областей.

О РОЛИ РАЗЛОМНЫХ УЗЛОВ В ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАЗВИТИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

В.В.Ружич

Институт земной коры СО АН СССР, г. Иркутск

Места пересечения разломов или разломные узлы относятся к числу наиболее важных структурных элементов. Они давно привлекают внимание геологов тем, что к ним часто приурочены месторождения эндогенных полезных ископаемых. В последнее десятилетие разломные узлы заинтересовали сейсмологов и сейсмогеологов в связи с тем, что к ним часто тяготеют участки с повышенной сейсмической активностью. Поэтому возникает необходимость углубленного рассмотрения физико-механических процессов в дисъюнктивных узлах.

Для решения ряда принципиальных вопросов поставленной задачи была проведена серия экспериментов по моделированию кинематики взаимодействия дислокаций в прозрачных моделях из желатина. Основная суть результатов экспериментального изучения механизмов взаимодействия дислокаций сводится к следующему. На характере взаимодействия соприкасающихся дислокаций в значительной мере сказывается знак действующих на модель усилий и их ориентировка по отношению к активно растущей дислокации и к той, что играет роль препятствия. В зависимости от этих особенностей во многом меняется картина прорастания трещины при обходе ею препятствия, и соответственно этому происходит изменение характера напряженного состояния в узле. Следует также отметить наблюдаемую в эксперименте стадийность в изменениях напряженного состояния среды в месте взаимодействия трещин. В первую стадию, соответствующую моменту выхода растущей дислокации на плоскость дислокации-препятствия, отмечается быстрый спад упругих напряжений. Продвижение дислокации приостанавливается. В следующую стадию под влиянием продолжающегося действия на модель приложенных усилий в узле происходит перераспределение напряжений и их постоянное накопление. При этом создаются условия для обхода

развивающейся трещиной препятствия, но продвижение ее пока незначительно или полностью отсутствует. Третья стадия имеет альтернативный исход, зависящий от знака действующих на модель усилий. С ней связаны различные варианты обхода дислокацией препятствия: или снизу – вверх и вперед, или путем трансформации раздвиговых смещений в сдвиговые. В эту стадию, так же как и в первую, отмечается значительный спад напряжений, сопровождающий импульсивное вспарывание модели дислокацией в момент обхода препятствия. После того, как обход препятствия осуществился, взаимодействие с ним растущей дислокации происходит на фоне невысокого уровня напряжений и вступает в сравнительно спокойную заключительную стадию последействия.

Выявленные при эксперименте кинематические особенности взаимодействия встречающихся дислокаций позволяют, в частности, объяснить высокую современную сейсмичность Байкальской рифтовой зоны в одних узлах и асейсмичность в других, исходя из их различий в стадийности развития на современном этапе. В этой связи использование геолого-геофизических, геоморфологических и сейсмогеологических данных в комплексе может дать ключ к оценке потенциальной сейсмоопасности различных дизъюнктивных узлов. Наблюдаемое разнообразие механизмов очагов землетрясений в ряде районов Байкальской рифтовой зоны, особенно в Кодаро-Удоканском, может рассматриваться как свидетельство ярко выраженной дискордантной наложенности рифтогенного процесса на древнюю структуру, что, как правило, сопровождается активизацией большого числа дизъюнктивных узлов.

ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ОТНОСИТЕЛЬНОЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

К.Г.Леви

Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск

Новейшая структура Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и прилегающих территорий горного обрамления Восточной Сибири в настоящее время хорошо объясняется с точки зрения горизонтального перемещения литосферных мегаблоков по трансформным разломам (ТР) (Шерман, Леви, Зоненшайн и др.). Казалось бы такой взгляд на

кайнозойскую структуру региона не должен содержать в себе разных трактовок направления относительного перемещения плит. Тем не менее имеется несколько вариантов этих трактовок. Причины кроются в том, что разные исследователи придают более существенное значение различным по ориентировке группам активных в кайнозой разломов, неизменно привлекая в качестве дополнительных доказательств сейсмологические данные о напряженном состоянии в очагах тектонических землетрясений. При этом, как правило, забывают, что ориентировка напряжений в очаге указывает не столько на направление относительного перемещения литосферных плит, сколько характеризует соотношение напряжений, возникающих в момент обновления коровых дефектов в процессе деформаций.

В связи с этим интересно рассмотреть возможные относительные перемещения литосферных плит в широтном, меридиональном и северо-западно-юго-восточном направлениях, а также как увязывается наблюдаемая кайнозойская структура гор юга Восточной Сибири с горизонтальными движениями этих направлений.

По результатам наблюдений за характером смещения в нодальных плоскостях очагов землетрясений следует, что разломы разных направлений в БРЗ имеют свою определенную специализацию: разломы северо-восточного простирания преимущественно сдвиго-сбросы, северо-западного — сбросы, широтные и меридиональные — преимущественно сбросо-сдвиги и сдвиги. Отсюда следует, что разломы северо-западного направления не могут служить в качестве ТР, так как в кайнозой они работают преимущественно как сбросы или взбросы. В то же время выраженность разломов этого направления в новейшей структуре весьма слабая. Если же предположить, что разломы северо-западного простирания могут работать как трансформные, то в этом случае структурный план рифтовой зоны в целом должен иметь другое строение, не согласующееся с непосредственно наблюдаемым.

Не могут быть рассмотрены как ТР и разломы меридионального направления, их участие в новейшей структуре еще более ничтожно. Следует отметить, что при меридиональном перемещении литосферных плит системы разломов Восточного Саяна должны работать как сдвиго-сбросы с образованием на месте горного сооружения

обширных сложно построенных впадин, что не соответствует действительности. Поэтому единственно возможное направление смещения плит относительно друг друга — это широтное.

Широтное относительное смещение Сибирской и Забайкальской плит вызывает возражение, заключающееся в том, что "клин" Сибирской платформы не может смещаться в западном направлении, так как ему в этом случае будет мешать Саянское сводовое поднятие. В действительности это, вероятно, не так. Сибирская плита будучи относительно более тяжелой, нежели окружающее ее горное обрамление, будет смещаться к западу, поддвигаясь по зоне Главного Саянского разлома с левосдвиговой составляющей под Саянское сводовое поднятие. В пользу такого предположения свидетельствует наклон сместителя Главного Саянского разлома под Саянский свод под углом $70-80^{\circ}$. Механизмы же землетрясений в зоне Главного Саянского разлома указывают на сжатие в плоскости сместителя, схожее с аналогичным состоянием в очагах землетрясений в зонах Бенъофа.

Слабая сейсмичность Саянского свода, видимо, обусловлена очень незначительными скоростями поддвигания. Надо отметить, что поддвигание началось раньше в Прибайкальской части Главного Саянского разлома и на протяжении кайнозоя мигрирует в северо-западном направлении.

ДЕСТРУКТИВНЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В. А. Наумов

Иркутский государственный университет, г. Иркутск

В геологической истории Байкальской складчатой области на фоне длительного полициклического геосинклиналичного и эпигеосинклиналичного периодов развития выделяются эпохи тектонических активизаций негеосинклиналичного типа, которые отличаются растягивающим геодинамическим полем и проявлением процессов деструкции континентальной коры.

Первая такая эпоха ознаменовалась расколом Сибирской прото-платформы на Ангарскую и Анабарскую глыбы и раздвижением прото-

платформенных глыб сиалической коры на рубеже 3100 млн. лет. Амплитуда раздвижения по простейшим палинспастическим построениям составила 500–600 км. Предполагаемый механизм раздвижения вполне согласуется с современными представлениями о перемещении литосферных плит под воздействием вздутий мантии, подъема мантийного вещества и растекания его по астеносферному слою. Раздвижение глыб повлекло за собой дробление и геосинклинальную проработку их краевых частей, а новообразованная тонкая базитовая кора области раздвижения явилась фундаментом верхнеархейской и нижнепротерозойской эвгеосинклиналей, развитие которых привело к "обрастанию" Ангарской и Алданской глыб складчатыми зонами верхнего архея и нижнего протерозоя.

Вторая эпоха тектонической активизации охватывает длительный период (1900–1600 млн. лет) поднятий в Байкальской складчатой зоне, запечатленный перерывом в осадконакоплении, глубокой эрозией созданных ранее структур, широким развитием формаций кор выветривания и квазиплатформенным типом осадконакопления, возобновлением движений по глубинным разломам с образованием приразломных грабенов и вулканоплутонических поясов. Активизация глубинных разломов привела к регенерации геосинклинального режима в рифее – нижнем палеозое (байкальский и каледонский циклы).

Третья эпоха тектонической активизации выражена мезозойско-кайнозойским сводообразованием и современным Байкальским рифтогенезом. Байкальская рифтовая система, по Н.А.Флоренсову, Н.А.Логачеву, В.П.Солоненко и др., характеризуется растягивающим геодинамическим полем, обширным сводовым поднятием, осложненными рифтовыми впадинами, высокой сейсмичностью и тепловым потоком. По Ю.А.Зорину и др., в глубинном строении тектоносферы Байкальской рифтовой системе соответствует выступ астеносферы, растяжение и утонение литосферы и деструкция нижних частей коры под рифтовой впадиной оз. Байкал. По современным представлениям все эти признаки присущи тепловой конвекционной ячейке в мантии, с которой логично связывать развитие Байкальской рифтовой системы.

Выделенные эпохи тектонических активизаций позволяют определить время заложения тепловой конвекционной ячейки (3100 млн. лет) и наметить в ее эволюции три мощных вспяски. Продолжитель-

ность каждой вспышки равна нескольким сотням миллионов лет. Промежутки между ними почти соизмеримы, и каждый из них включает по два полных тектоно-магматических цикла. Последовательная миграция геосинклинального режима на юг не повлияла на неизменное положение в пространстве областей тектонических активизаций, что указывает на постоянство тепловой конвекционной ячейки.

Закономерная смена тектонических активизаций с растягивающим геодинамическим силовым полем (эпохи деструктивного тектогенеза) и эпох геосинклинального развития с сжимающим силовым полем, приводящих к аккреции континентальной коры, обусловлена противоборством длительно развивающейся тепловой конвекционной ячейки (эндогенный геотектонический фактор) и планетарного фактора. В роли последнего выступают глобальное тангенциальное сжимающее поле в земной коре, выявленное Н.Хастом, Т.Нильсоном, П.Н.Кропоткиным, и экваториальный дрейф Сибирской платформы (по П.С.Воронову, С.М.Замараеву и др.). Оба фактора действуют постоянно, но глубинный фактор развивается циклически в виде вспышек тепловой конвекции, и ведущая роль в тектогенезе принадлежит ему.

Глубинные разломы Байкальской складчатой области и краевого шва Сибирской платформы явились каналами тепловой конвекции в верхние части земной коры и в значительной степени предопределили общие очертания, ориентировку зон проявления негеосинклинальных тектонических активизаций и элементов деструктивного тектогенеза.

РЕГИОНАЛЬНОЕ ПОЛЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
АЛДАНСКОГО ШИТА
ПО СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Б.М.Козьмин, В.С.Имаев

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

По материалам структурных исследований, проведенных в 1975-1979 гг. в западной части Алданского шита и северной части Джугдуро-Становой складчатой области, составлена сводная схема ме-

зо-кайнозойских полей тектонических напряжений. Прослеживается западная и восточная области, отличающиеся разными типами напряженного состояния. Первая характеризуется преобладающим растяжением и располагается в пределах восточного фланга Байкальской рифтовой зоны (Чарская, Верхне-Токкинская впадины и их горные обрамления). Вторая область занимает территорию от левобережья р.Олекмы до р.Тимптон и характеризуется в целом устойчивым полем сжимающих усилий субмеридионального направления. В центральной части восточной области выделяется субширотная зона преобладающего развития взбросовых деформаций, которая характеризуется субмеридиональной ориентацией пологий оси максимального сжатия и близвертикальным положением оси растяжения. Наблюдается резкое сужение ширины взбросовой зоны с запада на восток от 170 км на левобережье р.Олекмы до 60 км на р.Тимптон. В срединной части взбросовой зоны выявляется узкая полоса сдвиговых и сдвигово-взбросовых деформаций, приуроченных к Становому краевому шву. К югу и северу от зоны взбросового поля напряжений расположены районы преобладающего развития сдвиговых деформаций. Их северные участки от границы рек Хани - Тумулур (бассейн р.Олекмы) неширокой полосой прослеживаются по Чульманской впадине до р.Тимптон. Здесь в отличие от взбросовой зоны сжатие ориентировано субширотно. На северо-востоке области сжатия узкая полоса сдвигового поля напряжений сменяется сбросовыми структурами.

Мезо-кайнозойские структуры западной части Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой системы были сформированы в условиях горизонтального сжатия, величина его может быть вычислена по формулам, приводимым в работах И.А.Турчанинова и др., С.С.Стоянова, С.И.Шермана. Произведенные расчеты показывают, что избыточное боковое давление достигает своих наибольших значений ($T_x=0,65$ кбар) в районе рек Имангра и Тас-Юрх и значительно уменьшается к востоку по простиранию Станового краевого шва к р.Тимптон (0,4 кбар), а по мере удаления от трассы шва в меридиональном направлении величина T_x изменяется для Олекмы от 0,6 до 0,2 кбар и в районе Чульмана от 0,26 до 0,03 кбар. С изменением величины бокового сжатия связана горизонтальная зональность полей напряжений.

Карты эпицентров землетрясений и сейсмической активности

Южной Якутии, составленные по наблюдениям за 1958–1979 гг., свидетельствуют о том, что сейсмичность главным образом тяготеет к западному флангу Станового шва. Её максимум фиксируется в среднем течении р.Олекмы ($A_{10}=0,5$). Фактически все сильные подземные толчки приурочены к зоне взбросовых деформаций, но наиболее сильные из них концентрируются вдоль узкой сдвиговой зоны Станового краевого шва. Наблюдается снижение уровня сейсмической активности при движении с запада (левобережье р. Олекмы, $A_{10}=0,5$) на восток (р.Тимптон, $A_{10}=0,03$) и в меридиональном направлении от основных структур Станового шва ($A_{10}=0,1-0,5$) к северу и югу до $A_{10}=0,03$.

Механизм очагов сильных местных землетрясений, построенный по методике А.В.Введенской показал, что на территории восточнее р.Олекмы имеет место отличное от байкальского региональное поле тектонических напряжений, которое характеризуется преобладанием подвижек типа взброса, надвига и сдвига, происходящих в условиях регионального меридионального сжатия.

Сопоставление поля тектонических напряжений, реконструированного на основе замеров трещиноватости пород, с полем напряжений, определенным по механизмам очагов сильных землетрясений, показывает их большое сходство. Это свидетельствует о том, что позднемезозойское и кайнозойское поля напряжений, а иногда и более древнее, устанавливаемое в этом районе по геологическим данным, унаследованы современным, причем основная сейсмичность проявляется в зоне с устойчивым полем регионального сжатия.

Выявленная зональность полей тектонических напряжений используется в целях сейсмического районирования территории. Если считать, что зона взбросовых деформаций будет областью, ответственной за подготовку сильного землетрясения, то её размеры и величина бокового избыточного давления должны быть связаны с уровнем сейсмичности данной территории. Сравнительный анализ распределения полей тектонических напряжений и избыточного бокового давления с проявлениями местной сейсмичности указывает на прямую зависимость сейсмической активности от ширины зоны взбросового поля напряжений и величины бокового тектонического давления. Для более широкой (170 км) западной части этой зоны (среднее течение р.Олекмы) и максимального значения $T_x=0,65$ кбар характерен наибольший скачок сейсмичности ($A_{10}=0,5$). К востоку (верховья р.Тимптон) имеет место затухание тектонической и

сейсмической деятельности при уменьшении ширины зоны взбросовых деформаций примерно в 2,5 раза, избыточного бокового давления примерно в 1,8 раза и сейсмической активности в 10 раз. Тенденция затухания сохраняется также в меридиональном направлении от Станового шва. Площадь зоны, занимаемая взбросовыми деформациями, составляет $3 \cdot 10^4$ км², что по В.И.Бунэ соответствует площади подготовки сильного землетрясения с магнитудой 6,3-6,9. Такое событие уже зафиксировано - это Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. с $M=7,0$. Площадь восточной части этой зоны равна примерно $4 \cdot 10^3$ км² и может являться площадью области подготовки сильного землетрясения с $M=5,5-6,2$. Ларбинское землетрясение с $M=5,9$, отмеченное здесь 14.06.71 г., свидетельствует в пользу данного предположения. Таким образом, размеры выявленных зон и величина избыточного тектонического давления позволяют оценить местную потенциальную сейсмическую опасность.

**ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ**

ТЕКТОНИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

В.Е.Бакин, А.А.Гудков, В.Д.Матвеев, А.Ф.Сафронов, Д.П.Сидоров,
В.С.Ситников, Г.С.Фрадкин, В.М.Южина
Производственное геологическое объединение "Ленанефтегазгеология",
Институт геологии ЯФ СО АН СССР, г.Якутск

В результате проведения региональных геолого-геофизических исследований и поисково-разведочных работ в последние годы получены новые данные, уточняющие существующие представления о тектоническом строении и нефтегазоносности Западной Якутии.

Впервые выделена и околтурена промышленно-газоносная Непско-Ботубобинская область, приуроченная к одноименной антеклизе. Последняя отделена от Анабарской антеклизы Сюгджерской седловиной.

В северо-западной части Вилуйской синеклизы, в пределах Хоргочумской моноклинали, геофизическими исследованиями выделена Логлорская структурная зона, объединяющая ряд локальных поднятий. Расположение структур на одной линии и их малые поперечные размеры позволяют связывать эту зону с глубинным разломом северо-восточного направления. В пределах зоны открыто новое Средне-Тунгское газоконденсатное месторождение. Разрез, вскрытый здесь глубоким бурением, аналогичен изученному в Хапчагайском газоносном районе, но отличается значительным сокращением мощности нижнетриасовых отложений.

Результаты бурения ряда параметрических скважин (Северо-Линденская, Западно-Тунгская, Усть-Мархинская) в совокупности с данными геофизических исследований позволяют оценивать северо-западный борт синеклизы как перспективный в отношении поисков залежей неструктурного типа, связанных с региональным выклиниванием пермтриасовых отложений.

Речные сейсморазведочные работы в нижнем течении р. Амги показали блоковое строение северо-восточного погружения Якутского свода и отметили более крутое погружение мезозойских отложений в пограничной зоне Приверхоанского прогиба. Граница прогиба с Алданской антеклизой по результатам работ проводится севернее принятой ранее на тектонических картах.

Результаты сейсморазведочных работ МОГТ в районе Хапчагайского мегавала однозначно указывают на существование в нижнем структурном ярусе (глубины 6–8 км) ловушек антиклинального типа. С этими материалами согласуются данные электроразведки. Предположение об отсутствии положительных структур в низах осадочного чехла, сделанное ранее по материалам сейсмических исследований ТСЗ, не подтвердилось.

Поисково-разведочное бурение, проводимое в юго-западной части Сунтарского свода, позволило переоценить перспективы нефтегазоносности этого крупного поднятия. Разрез осадочного чехла оказался идентичен Непско-Ботуобинской НГО. Данные электро- и сейсморазведки указывают на значительное распространение в пределах поднятия осадочных образований мощностью не менее I–I,5 км. Здесь уже открыто Вилуйско-Джербинское газовое месторождение.

В юго-западной части ЯАССР сейсморазведочными работами уточнено строение зоны сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы и Предпатомакского прогиба. В свете новых данных выделяемое здесь Пеледуйское поднятие рассматривается как платформенная структура I-го порядка. В его пределах открыто Талаканское газовое месторождение. Результаты параметрического бурения свидетельствуют о резких изменениях мощности позднекембрийских отложений.

В результате поискового и параметрического бурения получены новые данные о строении Ыгнаттанской и Кемпендяйской впадин, Арбайско-Синского мегавала, Наманинского поднятия, южного борта Вилуйской синеклизы. Геофизическими исследованиями в комплексе с параметрическим бурением уточнены представления о тектонике Алдано-Майского, Лено-Анабарского и северной части Предверхоанского прогибов. В их пределах установлены неизвестные ранее крупные брахиформные выступы: Усть-Майский в

Алдано-Майском прогибе, Чаркыйский в Лено-Анабарском. Установлены также пологие брахиформные поднятия. Последние данные весьма значительно уточняют тектонику этих слабо изученных, но весьма перспективных регионов.

Проведен анализ всех локальных структур, выделенных на территории Западной Якутии геофизическими, геологосъемочными, морфологическими и другими исследованиями. Наиболее крупные и геологически обоснованные локальные поднятия, выявленные в различных тектонических условиях, включены в фонд перспективных структур.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

С.М.Замараев, К.И.Мижуленко, В.С.Старосельцев, Г.С.Фрадкин
Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск, Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г.Новосибирск, Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

В зависимости от целей исследований для Сибирской и других древних платформ с успехом применяются различные принципы тектонического районирования: структурный, палеоструктурный, формационный, по типам режимов тектонического развития и др. Эти принципы неполно учитывают данные о стратиграфической полноте сводных разрезов осадочного чехла, количестве и мощностях структурных этажей (ярусов) плитного комплекса, но отражают принципиальные особенности формирования осадочного чехла и являются важным дополнительным критерием при анализе строения плитного комплекса и структурном районировании древних платформ. Различные сочетания структурных этажей в разрезах и выраженность их по латерали дает представление об этапности и характере проявления региональных тектонических движений во времени и пространстве.

Исторический подход позволил в значительной степени по-новому и более детально провести тектоническое районирование Сибирской платформы. Здесь выделяются нижнерифейский, средне-

верхнерифейский, нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский—нижнемезозойский, верхнемезозойский и кайнозойский структурные этажи; каждый из них подразделяется на подэтажи, характеризующиеся значительным своеобразием структурного плана и принципиальными особенностями строения. На территории Сибирской платформы установлено более 10 типов их сочетаний. "Картирование" различных сочетаний этажей позволяет выделить около 20 областей, характеризующихся существенным своеобразием строения, истории развития и, естественно, неодинаковыми перспективами минерации.

Выявлено, например, что области с большим числом структурных этажей характеризуются повышенными значениями мощностей, с уменьшением же количества этажей мощности осадочного чехла сокращаются. Это обстоятельство свидетельствует о длительности и относительной устойчивости формирования важнейших тектонических элементов платформы.

Независимо от знака крупных структурных форм преобладающим сочетанием является наличие двух мегакомплексов; чаще всего они являются смежными и реже разделены мегакомплексами небольшой мощности. Разновозрастность этих мегакомплексов указывает на асинхронность прогибаний крупных регионов; наиболее выдержан и по площади, и по мощности венд—среднекембрийский структурный подэтаж, свидетельствующий об особой роли раннекаледонского этапа в формировании осадочного чехла Сибирской платформы.

Установлена различная степень совпадения границ выделенных областей и контуров надпорядковых тектонических элементов платформы, проведенных по структурному признаку. Имеются примеры совпадения (Анабарская антеклиз, Курейская синеклиза, Ангаро—Ленская ступень) и значительного расхождения (Присяжно—Енисейская, Вилюйская и южная часть Тунгусской синеклизы) границ областей с различным сочетанием структурных этажей и крупных пикативных тектонических элементов.

В докладе обосновывается представление, что использование предложенного критерия (типы сочетаний и мощностей структурных этажей) повышает информативность тектонического районирования, отражающего важнейшие региональные особенности не только современного, но и палеоструктурного планов древних платформ.

ГЕОБЛОКИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ЭТАПЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Е.П.Миронюк, И.А.Загрузина

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
г. Ленинград

На оболочечном уровне в Восточной Сибири выделяются континентальные геоблоки – надпорядковые структуры, сочлененные системами длительно развивавшихся глубинных разломов: Ангарский, Тунгусский, Анабарский, Алдано-Становой, Охотский, Бураинский. Возможно, к этой категории относятся Лаптевский и Тувино-Монгольский блоки. Все они являются частью глобального ансамбля геологических структур Восточной Азии (по Л.И. Красному), разделенных фанерозойскими подвижными поясами.

Алданиды, становиды, удоканиды и акитканиды доплатформенно-геосинклинального этапа (4,0–1,5 млрд. лет) – та основа, которая составляет сейчас материальное содержание фундамента всех изученных геоблоков. Алданиды образуют литоплинты и разделяющие их перилитоплинтовые системы как элементы первичной неоднородности катархейской земной коры, которые закономерно унаследованы архейскими становидами (3,0–2,5 млрд. лет). С формированием последних связаны первое крупнейшее гранитообразование и трансрегиональный ретрометаморфизм алданид. Именно в это время создан тот мозаичный внутренний рисунок геоблоков, который частично унаследован их краевыми структурами. Удоканиды (2,5–2,0 млрд. лет) формируют наиболее древние подвижные пояса зонального строения. Они в целом пространственно удовлетворительно коррелируются с современным обрамлением геоблоков, чего нельзя сказать об акитканидах (2,0–1,5 млрд. лет), завершающих рассматриваемый этап. Из многочисленных вариантов геотектонической типизации структур этого этапа предпочтение отдается тем, которые основаны на концепции неповторимости этой стадии развития. На всех стадиях рассматриваемого этапа сложная кинематическая схема тектонических структур определялась взаимодействием вертикальных и горизонтальных, нередко пульсационных движений. Путь развития еще не оформившихся геоблоков на этом этапе был сходным.

Тектонические структуры, заложенные на ранней стадии (1,5–

0,6 млрд.лет) следующего геосинклинально-платформенного этапа, были определяющими в расчленении геоблоков как таковых. Геосинклинали этой стадии, среди которых не исключаются окраинно-материковые (Енисейская, Янкано-Удская, Газимурская и др.), совместно с авлакогенами (Иркинеевский, Байкало-Витимский, Юдомо-Майский и др.) являются краевыми структурами геоблоков не только сохранившими подвижность до настоящего времени, но и нашедшими свое определенное отражение в геофизических полях региона. Наоборот, более древние структуры первого этапа испытали столь глубокую деструкцию, что слабо идентифицируются с современными элементами глубинного строения геоблоков, хотя в целом предопределили их формирование. Однако они имеют важное значение для распознавания характера эндогенных процессов более молодого возраста.

Последующие стадии этого этапа не были повсеместно идентичными. Они контролировались процессами мантийного и корового магматизма, активизации, раздвиги (в геосинклинальных областях), что, в конечном счете, привело к наблюдаемой автономности геологического строения и минерации геоблоков, для которых может быть предложено несколько путей систематизации.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА В ДОКЕМБРИИ

Л.М.Реутов, А.Ф.Петров

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Интенсивный прогрессивный и регрессивный метаморфизм, неоднократная переработка более поздними тектоническими процессами, отсутствие надежных методик расшифровки первичного состава, широкое развитие многократных разновозрастных деструктивных процессов определяют условности палеотектонических реконструкций раннеархейских образований.

Предлагается один из возможных вариантов становления земной коры Алданского щита в докембрии.

Раннеархейский иенгрский этап (4-3,7 млрд.лет) соответствует интервалу образования иенгрид (кабактинская и иенгрская се-

рии). Предполагается, что субстратом для иенгрид являлась протокора, представлявшая собой маломощный, видимо, неоднородный панцирь, возникший в результате первичной дифференциации протопланетного вещества.

Данные реконструкции первичного состава метаморфических пород иенгрид свидетельствуют, что нижняя часть разреза кабактинской серии полностью представлена вулканогенными породами (гиперстен-клинопироксеновыми плагиосланцами, пироксенитами, амфиболитами), в то время как в её верхней части и в иенгрской серии наряду с вулканитами присутствуют и осадочные породы, образовавшиеся, возможно, в водной среде, в обстановке зарождающейся гидросферы (кварциты, гранат-силлиманитовые сланцы). В составе иенгрид распространены вулканиты основного и среднекислого состава, свидетельствующие о дифференциации магм. P-T условия способствовали поддержанию достаточно пластического состояния протокоры, что в сочетании с большой шириной раннеархейских подвижных зон и отсутствием жестких упоров (рамы) обусловило слабое развитие линейных элементов тектоники в образованиях иенгрид. Раннеархейский иенгрский этап завершился метаморфизмом и складчатостью пород. Специфика формационных рядов, отсутствие четко выраженной линейности в расположении выявленных структурно-фациальных зон и другие признаки дают основание полагать, что тектонический режим эпохи формирования иенгрид существенно отличался от геосинклинального и его, возможно, следует называть пермобильным (по Л.И.Салопу). С завершением инверсии сформировался протометаморфический слой, а иенгрская подвижная область превратилась в малоустойчивый массив (протократон), который уже способен был реагировать на внешние тектонические напряжения образованием пластических зон разломов.

Раннеархейский желтулинский этап (3,7–2,9 млрд. лет) охватывает во времени формирование тимптонской, желтулинской и синхронной с ними хатыминской (федоровской) серий. Предполагается, что желтулиды развивались как на протокоре, так и на протометаморфическом слое. Именно при такой трактовке тектонической позиции желтулид находят удовлетворительное объяснение особенности строения разрезов, петрохимии вулканитов и характера метаморфизма в краевых и внутренних частях желтулинской подвиж-

ной области. Структурно-фациальная зональность джелтулид определяется также, видимо, неоднородностью протокры и различной глубиной генерации магматических очагов, поставивших вулканические продукты. Источниками материала для осадочных пород джелтулид служили вулканические породы и толщи иенгрского комплекса. Джелтулинский этап завершился инверсией подвижной области, сопровождавшейся процессами гранитизации, особенно широко проявившейся на участках развития протометаморфического слоя (коры). По сумме признаков джелтулиды имеют некоторые черты протогоосинклиналей. Конечный результат рассматриваемого этапа — образование на Алданском щите протоконтинентальной коры.

На западе и востоке Алданского щита выделяются толщи одеминской, борсалинской, батомгской и других серий, возрастные соотношения которых с иенгридами и джелтулидами строго не доказаны. Поэтому положение их в эволюционном ряду остается неопределенным. Этими толщами, скорее всего, наращиваются ранее описанные образования.

Позднеархейско-раннепротерозойский субганский этап (2,9-2,3 млрд. лет) охватывает время образования осадочных, вулканогенных и магматических пород субганского комплекса, слагающих на окраинах Алданского щита целый ряд грабенообразных структур зеленокаменного или орогенного типа, образовавшихся в первый в истории Земли ярко выраженный этап растяжения, вызвавшего значительные горизонтальные перемещения плит и активизацию архейского протоконтинента. В дальнейшем эта область неоднократно испытывала сжатия и растяжения.

Комплексом основания для них служила протоконтинентальная кора, в различной степени деструктурированная в зонах разломов. В заключительную стадию рассматриваемого этапа весьма широко проявился интрузивный кислый и основной магматизм, выплеснувшийся в пределы рамы. Эти процессы привели к наращиванию мощности и образованию на Алданском щите мобильной коры континентального типа.

Раннепротерозойский удоканский этап (2,3-1 млрд. лет) объединяет толщи удоканского, угуйского и маймаканского комплексов. Он характеризуется образованием прогибов орогенного (субплатформенного) типов на мобильной континентальной земной коре.

Накопление осадков, магматизм и метаморфизм привели к формированию в этот этап коры континентального типа.

С верхнепротерозойского времени здесь наступил платформенный режим.

ЭВОЛЮЦИЯ СЛОЕВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

И.М. Фрумкин

Якутское территориальное геологическое управление, г. Якутск

Материковая кора Алданского щита была сформирована в архейское время, т.е. в течение первых двух миллиардов лет геологической истории Земли.

В этой истории выделяется три последовательных этапа эволюции земной коры: иенгрский – древнее 4 млрд. лет (зарождение), тимптоно-желтулинский – 4–3 млрд. лет (развитие: наращивание и преобразование) и субганский – 3–2,5 млрд. лет (становление: стабилизация коры).

Иенгрский этап – время, когда на неоднородном по латерали первозданном базитовом основании начался геологический процесс созидания земной коры. Неоднородные блоки основания разделялись ослабленными проницаемыми зонами, которым в современной геологии соответствуют Становая, Тыркандинская, Жуинская зоны разломов. По одну сторону этих зон преобладало вулканогенно-осадочное породообразование, по другую – господствовал вулканизм, петроассоциации которого соответствуют островодужным сериям. В результате последующих складчатости и регионального метаморфизма гранулитовой фации возникли, соответственно, гранулитогнейсовый (а не гранито-гнейсовый) и гранулитобазитовый слои земной коры.

Тимптоно-Желтулинский этап – это время, когда возникшая в предыдущем этапе земная кора разрасталась как по латерали, так и по мощности, а после складчатости и метаморфизма возникли новые участки гранулитобазитового слоя (к востоку от Тыркандинской зоны разломов) и впервые в истории за счет гранулитогнейсового слоя возник блок гранито-гнейсового слоя (между

Жунокой и Тыркандинской зонами разломов) - протоконтинентальный зародыш будущей континентальной коры Алданского щита и, возможно, всей Сибирской платформы.

Субганский этап - время постепенной стабилизации и окончательного становления континентальной земной коры. Главный геологический процесс, вызвавший консолидацию территории, - массовая гранитизация, завершившая формирование ранних субганиц Алданского щита. Она привела к перерождению всех ранее созданных слоев (гранулито-базитовый, гранулито-гнейсовый, начальный гранито-гнейсовый) в гранито-гнейсовый слой континентальной земной коры.

Послесубганская (послеархейская) история Алданского щита - это время его платформенного развития (правда, в начале 2,5-2,0 млрд. лет, переходного, неустойчивого), изредка прерываемого эпохами тектоно-магматической активизации, которые, однако, не вызвали перерождения ранее созданной континентальной коры.

К ПРОБЛЕМЕ РАННИХ СТАДИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗАПАДА АЛДАНСКОГО ЩИТА

О.В.Грабкин, А.И.Мельников

Институт земной коры СО АН СССР, г.Иркутск

Проведенные в последние годы Институтом земной коры СО АН СССР в содружестве с Западным и Восточным геофизическими трестами работы по уточнению геологической структуры и тектонической эволюции западной части Алданского щита позволили получить новую информацию о строении гранитного слоя земной коры и о соотношении поверхностной и глубинной структур. На основе геологических исследований авторов, а также интерпретации данных детальных гравитационных и аэромагнитных съемок составлены структурная карта гранитного слоя, схема тектоники докембрия, детальные геолого-структурные карты отдельных участков. Представления о тектонической эволюции положены в основу корреляционной схемы, отражающей пространственные, временные и возможные генетические соотношения магматических, метаморфических и тектонических процессов.

На самой ранней стадии тектонического развития, выделяемой различными исследователями под наименованием протгеосинклинальной, лунной, венерианской и т.д., формировалась сложная нелинейная структура первичного базитового основания. В междуречье Чары и Олекмы положение физических границ различной природы свидетельствует о существовании на глубинах до 25–30 км пологой депрессии. В бассейнах Чары и Олекмы блоки основания депрессии резко подняты и выходят на поверхность. Здесь они закартированы как чарская и курульгинская серии раннего архея. Наиболее крупными являются Чарский, Иманграканский и Лево-Олекминский блоки. В плане их внешние контуры и ориентировка длинных осей таковы, что позволяют наметить границы краевого сводового поднятия депрессии, диаметр которой не менее 200 км. Блоки древнейших пород краевого поднятия депрессии подверглись петрофизическому, структурно-петрологическому и геохронологическому изучению, одновременно установлены вполне определенные характеристики гравитационного и магнитного полей над ними. Прослеживание этих образований на глубину показало, что гранулито-базитовое основание депрессии залегает под породами олекминской серии на глубине от 4 до 12 км. Оно, по-видимому, подверглось процессам гранитизации и в той или иной степени нарушено поздними разломами. Для основных кристаллических сланцев курульгинской серии в Иманграканском блоке по геотермометру и геобарометру Л.И.Перчука определены условия метаморфизма: $P = 8-10$ кбар и $T^{\circ} = 800-850^{\circ}C$. Абсолютный возраст их, определенный рубидий-стронциевым изохронным методом по валу в лаборатории ИЗК СО АН СССР под руководством доктора геол.-мин.наук С.Б.Брандта — 3100 ± 150 млн. лет, при начальном отношении $0,7045 \pm 0,0015$, что вполне может соответствовать древним коровым породам.

Следующие стадии тектонической эволюции (нуклеарная (?), протгеосинклинальная (?)) охватывали позднеархейское время и привели к формированию пород и структур олекминской серии. Последняя заполняет внутреннюю и внешнюю (по отношению к гранулито-базитовому поднятию) депрессии. Ее последующая гранитизация привела к поднятиям и становлению серии гранито-гнейсовых куполов, валов, сопряженных с ними зон линейных и дугообразных в плане сжатых складок. Ранняя гранулито-базит-

товая структура в очень большой степени определяла структурное развитие процесса гранитизации.

ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

А.Ф.Петров, В.С.Имаев, В.М.Дубяновский, С.С.Рожан, В.Ф.Тимофеев
Институт геологии ЯФ СО АН СССР, г. Якутск

Для каждого крупного этапа становления земной коры Алданского щита характерно развитие определенных типов разрывных нарушений.

В нижнеархейское время (ингриды, желтулиды, олекмиды) разрывообразований, как формы нарушения сплошности пород в узком смысле, не происходило. Дизъюнктивы этого периода выражены своеобразным типом пластических деформаций (дислокации дизъюнктивные по М.А.Усову, слайд-структуры по М.Ж. Fleuty), характеризующихся "самозалечиванием" смещений. По-видимому, они проявлялись в виде крутопадающих зон, проникающих в неглубоко залегающую мантию. В них неравномерно по простиранию, смещаясь во времени и пространстве, возникали пластические деформации, вызванные перемещениями соседних блоков. В этот же период образовывались древнейшие надвиги, также сопровождавшиеся пластическими деформациями пород. Следы этих нарушений выявляются в современной архейской структуре фрагментарно и, как правило, не наследуются более молодыми подвижками.

В позднеархейское время, на рубеже олекминского и борсалинского этапов, земная кора Алданского щита приобретает некоторую устойчивость и консолидацию. В этот период закладываются мощные зоны разломов, в которых происходит исключительно интенсивный диафорез и бластез, приводящие к полной перекристаллизации и изменению вмещающих архейских толщ с образованием соответствующих парагенетических ассоциаций амфиболитовой фации (Становой краевой шов, Тыркандинский разлом и др.). Крупных смещений вдоль нарушений такого типа не происходит. В зоне разломов образуются изоклинальные, сжатые и открытые складки, а сплошность пород может быть нарушена лишь на отдельных

участках. Это свидетельствует о небольших по амплитуде горизонтальных перемещениях плит в этот период.

При дальнейшей кратонизации коры в позднеархейско-раннепротерозойское время начиная с границы борсалинского и тунгурчинского этапов образуются разрывы с нарушением сплошности пород. Вдоль большинства разломов образуются кварц-полевошпатовые милониты, бластокатаклазиты и участками - диафориты зеленосланцевой фации; как правило, закладываются грабенообразные прогибы. Отличительной особенностью этих разломов является то, что увеличение по ним теплового потока приводит к частичному плавлению и ультраметаморфизму, а затем эти зоны разломов сминаются в складки совместно с вмещающими породами. С этого времени отчетливо реконструируются значительные горизонтальные перемещения блоков.

В конце раннепротерозойского времени и особенно ярко в рифее, с началом платформенного этапа развития, земная кора этого региона реагировала на сжимающие и растягивающие усилия как хрупкое тело. Разрывные нарушения представлены зонами раздробленных пород и повышенной трещиноватости. Исследования, проведенные в последние годы на Алданском щите, показывают, что в позднем мезозое разрывные структуры формировались в условиях значительного тангенциального сжатия. Это устанавливается по смытию осадков мезозойских впадин, кинематике разрывов и анализу трещиноватости горных пород. Данные по механизмам очагов землетрясений юга Якутии свидетельствуют об унаследовании плана мезозойских деформаций в современную тектоническую эпоху.

Все это позволяет предположить, что позднеархейские и более молодые разломы значительных размеров и глубокого проникновения длительно существуют в земной коре, влияя на последующий ход тектонических деформаций.

К ПРОБЛЕМЕ СВЯЗИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА АЛДАНСКОГО ЩИТА С ТЕКТОНИКОЙ

Е.П.Максимов

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

В проявлении мезозойской тектонической активизации на Алданском щите наблюдаются признаки орогенного и рифтогенного режи-

мов. Первый выразился в развитии в этом регионе ряда типично орогенных магматических и осадочных формаций, а также в определенной общности проявления активизации на щите и в сопредельных орогенных (сводово-глыбовых) областях. Рифтогенный режим маркирован широким развитием в ряде локальных районов щелочных калиевых пород, образующих формацию щелочнобазитового типа, присутствием кимберлитов, наличием систем впадин и грабе-нов, выполненных молассоидными толщами и отражающихся в поле силы тяжести гравитационными минимумами.

Некоторые типично орогенные и рифтогенные магматические формации являются крайними членами единого формационного ряда, проявленного в полном или неполном виде в течение нескольких этапов. Наблюдающаяся в пределах каждого этапа тенденция смены рифтогенного режима орогенным в наиболее полном виде реализовалась в раннем мелу, в эпоху максимума магматической активности в сопредельной Джугджуро-Становой орогенной области.

Многоступенчатая повторяемость одного и того же ряда магматических формаций, ритмичное строение угленосных толщ, периодичность в смене режимов позволяют говорить о цикличности развития Алданского щита в мезозое, что находится в соответствии с геотектонической концепцией Е.Е.Милановского.

В размещении наиболее распространенных магматических формаций в пределах щита наблюдается грубая зональность, выражающаяся в смене с запада на восток и юго-восток щелочных ассоциаций субщелочными, а последних — среднекислыми гранитоидными.

Латеральная магматическая зональность Алданского щита и аналогичная по направленности зональность, проявившаяся в сопредельных орогенных зонах, находятся, по-видимому, в причинной связи с развитием Тихоокеанской геосинклинали.

Смещение ареалов проявления мезозойского магматизма на щите на восток и юго-восток совпадает с направленностью замыкания океанического бассейна, расположенного в мезозое на месте Монголо-Охотской складчатой области. Представляется наиболее вероятной связь зональности с палеозоной Бенъофа, погружавшейся от Тихоокеанской геосинклинали и Монголо-Охотской области в сторону Сибирской платформы.

К ВОПРОСУ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ
НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ШИТА

Г.И.Штех

Якутский государственный университет, г.Якутск

До настоящего времени нет четких сведений о природе геофизических аномалий восточной части Сибирской платформы. Наиболее благоприятным объектом для решения поставленной задачи является Алданский щит. Он наиболее полно изучен геологическими и геофизическими методами.

С целью выяснения геологической природы магнитных аномалий были вычислены все параметры магнитных тел – гелеометрическое положение верхних и нижних кромок, горизонтальная мощность и остаточная намагниченность. Работа выполнялась большим коллективом Проблемной научно-исследовательской лаборатории и студентами Якутского госуниверситета тремя-девятью методами. Вычислены все магнитные аномалии на Алданском щите, поддающиеся количественной интерпретации (более 500 аномалий). Ошибка вычислений параметров аномалообразующих тел не превышает 25%. Следовательно, все сделанные выводы по результатам обработки достаточно надежны.

Статистический анализ положения нижних кромок магнитных тел показывает, что более 90% нижних кромок расположены на глубине 2–7 км, максимум находится в интервале глубин 2–4 км. Это результат весьма неожиданный. Возникла необходимость контрольной проверки результатов вычислений. С этой целью магнитное поле Алданского щита (масштаб 1:200000) было пересчитано в верхнее полупространство на высоты 1, 2, 3, 5 и 10 км. Пересчеты подтвердили факт неглубокого залегания нижних кромок аномалообразующих тел.

С целью выяснения причины этого явления были построены гистограммы, связывающие положение нижних кромок магнитных тел с горизонтальной их мощностью и остаточной намагниченностью. Корреляционных связей не наблюдается. Поэтому возникает необходимость искать другие причины, вызвавшие ограниченную протяженность магнитных тел в глубину.

В настоящее время нет данных для однозначного решения природы этого уникального явления. Можно высказать только несколько гипотез возможной природы неглубокого залегания аномалообразующих магнитных масс. Причем все гипотезы равнозначны.

1. Фиксируется складчатая структура кристаллического фундамента. Пласты древних пород поставлены "на голову". Симметричный характер большинства аномалий свидетельствует о вертикальном залегании тел.

2. Происходит явление реометаморфизма, преобразующего минералогический состав пород.

3. Термодинамическая и химическая обстановка на глубине ниже 2-7 км была отлична от приповерхностных зон, что предотвратило образование магнитных минеральных ассоциаций.

Гравитационные аномалии в северной части Алданского щита в целом отображают его геологическую структуру, однако четких корреляционных связей между магнитными аномалиями не наблюдается. Последнее, вероятно, обусловлено тем, что магнитные тела по плотностной характеристике мало отличаются от вмещающей среды.

В южной части Алданского щита гравитационное поле сечет древние структуры. Глубокий минимум субширотно прослеживается вдоль Станового шва и дискордантно сечет Байкало-Патомскую складчатую область.

МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ И ГЛУБИННОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОРЫ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Л.П.Карсаков, Ю.Ф.Малышев

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Главнейшими геолого-геофизическими особенностями региона являются: обширный выход на поверхность глубокометаморфизованных образований раннего докембрия, соответствующих глубинным срезам древней консолидированной коры Алдано-Станового блока; существенная тектоно-магматическая активизация коры лишь в мезозое, особенно интенсивная на южной окраине блока (Становая область); контрастность геофизических полей, нарастающая к югу; инверсии

плотности и скорости продольных волн в коре и мантии. Все это создает благоприятную ситуацию для изучения глубинного строения коры древних кратонов и её эволюции.

Алдано-Становой блок гетерогенен и включает Алданский кристаллический массив – раннеархейское гранулитовое ядро Алданского щита и обрамляющие его позднеархейско-раннепротерозойские складчатые системы (Олекминская, Становая, Батомгская), сложенные суперкрупными образованиями амфиболитовой фации и блоками диафорированных нижнеархейских гранулитов, чаще более глубинных, чем гранулиты Алданского массива. В мезозое тектоно-магматическая активизация привела к объемной переработке древней коры Становой области, в то время как в более северных частях Алдано-Станового блока изменения проявились в отдельных линейных зонах и узлах.

В гравитационном поле Алдано-Становому блоку отвечает глубокий минимум, ограниченный с юга зоной резких градиентов поля (Южно-Становая ступень), а с севера менее четкой границей в виде ломаной линии, примерно совпадающей с границей распространения здесь кристаллических пород докембрия на поверхности. В южной части регионального минимума преобладает субширотная ориентировка локальных элементов поля, а в северной – субмеридиональная. Аномальное магнитное поле в целом мозаичное, в южной части блока наблюдается увеличение роли субширотных элементов поля, а в северной – субмеридиональных. Алдано-Становой блок характеризуется пониженными значениями геотермического градиента, повышения которого лишь на широте Чульманской впадины образуют зону шириной около 100 км (продолжение Байкальского рифта). По данным сейсмологических и глубинных сейсмических исследований, в Алдано-Становом блоке наблюдаются зоны пониженных скоростей продольных волн в низах коры и верхах мантии, мощность самой коры выдержанная и составляет 40 км.

Приведенная геолого-геофизическая характеристика Алдано-Станового блока позволяет разделить его на две области: Алданскую и Становую, отличающиеся глубинным строением. Граница между ними, по геофизическим данным, проходит примерно вдоль полосы **Виннокутских** мезозойских прогибов и грабенов, севернее области распространения интрузий мезозойских гранитоидов. Различия в строении этих областей связываются с особенностями глу-

бинной эволюции указанных частей блоков. Анализ природы возможных аномалообразующих факторов (сиалические образования и анортозиты докембрия, разогрев литосферы в мезозое – кайнозое, волноводы в коре и мантии и др.) совместно с имеющимися геологическими данными о составе глубинных уровней коры позволяют рассматривать Алданскую область как наиболее устойчивый фрагмент докембрийской коры, испытавшей в последующем преимущественно глыбовые движения восходящего характера.

В Становой области на мезозойском этапе докембрийская кора была существенно переработана, что выразилось внедрением огромных масс гипо-, мезоабиссальных гранитоидов. Предполагается, что они образовались путем переплавления нижних частей докембрийской коры. Этот процесс явился дополнительным аномалообразующим фактором к перечисленным для Алданской области.

СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА, ЕЕ ГРАНИЦЫ, СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Л.П.Карсаков

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г.Хабаровск

Становая складчатая система рассматривается как южный фрагмент древнего складчатого обрамления Алданского кристаллического массива, испытавшего в мезозое тектоно-магматическую активизацию. Северная граница ее проходит по Становому разлому, по которому граулитовые комплексы Алданского массива отделены от полей развития пород амфиболитовой фации станового комплекса и высокотемпературных диафторитов по гранулитам. В плане Становой разлом имеет резкие угловатые изгибы, вызванные значительными смещениями по северо-западным разломам в постстановое время. В западной и центральной частях складчатой системы Становой разлом маркируется мощными зонами средне- и низкотемпературных диафторитов, а на востоке ввиду ограниченного развития последних – по границе площадного распространения высокотемпературных диафторитов.

Основу строения Становой складчатой системы составляет раннедокембрийский фундамент, который на востоке системы на небольших площадях перекрыт красноцветными терригенно-карбонатны-

ми, карбонатными и другими толщами (включая терригенные толщи с глауконитом, траппы) верхнепротерозойского и палеозойского возраста. С мезозойской активизацией связано образование наложенного комплекса, представленного терригенно-вулканогенными толщами, крупными телами гранитоидов. Широко проявлены разрывные нарушения, обуславливающие общее блоковое строение Становой системы.

Складчатый фундамент Становой системы образован следующими структурно-вещественными комплексами: нижнеархейским, называемым зверевским (курультино-гонамским) на западе системы и чогарским на востоке; верхнеархейским становым, верхнеархейско-нижнепротерозойским гилкойским и нижнепротерозойским желтулакским.

Зверевский, или чогарский комплекс включает кристаллические толщи пород основного состава, реже кальцифиров, кварцитов, высокоглиноземистых пород, метаморфизованных в условиях граунулитовой фации. Образования комплекса значительно диафторированы, слагают достаточно крупные блоки основания Становой складчатой системы, как теперь установлено, на всем ее протяжении.

Становой комплекс объединяет супракрустальные образования разнообразного состава, прогрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации, а также различные интрузивные и ультраметаморфические породы. По характеру разреза, особенностям магматизма и метаморфизма этот комплекс резко отличается от нижнеархейских образований. Становой комплекс слагает крупные блоки, в пределах которых супракрустальные толщи объединяются в серии: купуринскую, удско-майскую, усть-гилкойскую, иликанскую и тунгирскую. Выделяемые в пределах Становой складчатой системы зоны внешнего и внутреннего прогиба имеют частное значение и требуют уточнения в соответствии с новыми данными.

Анализ имеющихся материалов с учетом новых данных позволяет наметить еще один, гилкойский структурно-вещественный комплекс позднеархейско-нижнепротерозойского (?) возраста, представленный толщами биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов, сланцев, кварцитов, амфиболитов, конгломератов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. вновь выделенный гилкойский комплекс выполняет грабены, по-ви-

дному, приразломного типа. Комплекс широко распространен в промежутке между Джелтулакским и Унахинским разломами, меньше на востоке Становой системы. Значительная часть интрузий гранитоидов, формирование которых в настоящее время связывается с джелтулакским комплексом, принадлежит гилгйскому комплексу. Возможным аналогом описываемых образований за пределами рассматриваемой территории является субганский комплекс Олекминской складчатой системы.

Нижепротерозойский джелтулакский комплекс сохранился в виде "клиньев" вдоль наиболее крупных разломов. Они представлены филлитовидными сланцами, песчаниками, конгломератами, кварцитами. Ранее в состав комплекса местами были включены также образования гилгйского комплекса. Характерной особенностью пород комплекса являются глубокая дифференциация терригенного материала и отчетливый неравномерный метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций.

Важнейшее значение в строении Становой складчатой системы имеют разрывные нарушения. Наиболее крупными разломами (Джелтулакским, Унахинским, Сугдjarским, Удыхинским, Салга-Джанинским и др.), выражающимися мощными зонами бластомилонитизации, Становая система разбита на крупные блоки. Многие зоны бластомилонитизации представляют собой надвиги, по которым алахтонные блоки глубинных гранулитов приведены на уровень амфиболитовых толщ станового комплекса.

О СООТНОШЕНИИ СВОДОВОЙ И ГЛЫБОВО-БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ ПОЗДНЕГО МЕЗОЗОЯ НА АЛДАНСКОМ ШИТЕ И В СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

В.Г.Ветлужских

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

В позднемезозойском структурном плане Алданского щита и Становой области различаются сводовая и глыбово-блоковая парадинамические системы тектонитов. Сводовую систему составляют Становой и Алданский своды, межсводовые депрессии Южно-Якутского прогиба, субгоризонтальные трещинные структуры с юрско-меловыми

магматитами на Становике и в некоторых районах Алданского щита. К этой же системе относятся складчатые и разломные дислокации юрской толщи в южноякутских впадинах и зоны зеленосланцевых бластомилонитов Северо-Станового краевого шва. Глыбово-блоковая система объединяет группу крупных глыб (Сутамская, кряжа Зверева и др.), горстов (Мелемкёнский, Суннагинский, Токкинский и др.), грабенов (Гынымский, Ытымджинский, Гувилгринский и др.), куполов (Верхне-Алданский и др.). К этой системе относятся "пограничные" дизъюнктивные и магмо-тектонические структуры, в том числе пояса даек и малых интрузий нижнего мела.

Структурный анализ показал, что между сводовой и глыбово-блоковой системами четкая динамическая сопряженность отсутствует и имеются признаки независимого проявления сводовых и глыбово-блоковых движений. Сначала в регионе широко проявился сводовый тектогенез, который в основном завершился до отложения "ундытканской" молассы (нижний мел). Глыбово-блоковые движения начались с отложением упомянутой молассы, а кульминация их была несколько позднее.

Поздний этап тектогенеза, как и ранний, проявился, по-видимому, на всей площади региона. Особенно интенсивно глыбово-блоковая тектоника позднего мезозоя выражена на востоке Алданского щита и в Становой области. На Становике широтный план активизации раннего этапа сменился на диагональный (северо-восточный); причем активизация вышла за пределы Станового свода и широко проявилась в восточной части Алданского щита. Характер движений сменился от сводовых и аркогенных (с надвигами-взбросами) к вертикальным глыбово-блоковым движениям с горизонтальными сдвиговыми перемещениями. Микроструктурные исследования подтверждают эту резкую смену характера деформаций.

На севере и в западной части Алданского щита глыбово-блоковый тектогенез проявился сравнительно слабо.

Сочетание сводовой и глыбово-блоковой тектоники позднего мезозоя привело к формированию сложных, нестандартных структур, широко распространенных в регионе. Это полосовидные структуры с перекрестным блоковым внутренним планом ("лестничные", "решетчатые"), а также сложные разломные структуры ("рубцовые", "коленчатые", X-и T-образные).

Все аналогичные позднемезозойские структуры, в которых сочетаются черты сводового и глыбово-блокового плана, предлагается объединить в группу "комбинированных" структур активизации (в отличие от "элементарных" тектонических структур).

При прослеживании "комбинированных" структур в позднемезозойском плане по отношению к сводам и впадинам выявляются признаки поперечной структурной зональности. Эта зональность имеется на Алданском щите и в Становой области; некоторые зоны являются сквозными. Поперечная зональность наложена на своды в поздний этап тектогенеза; некоторые черты ее унаследованы от докембрийской и палеозойской тектоники.

С учетом "комбинированного" сводового и глыбово-блокового структурного плана в регионе намечается две позднемезозойские области – западная (северо-западная) и восточная (юго-восточная), которые ограничиваются региональной линией северо-восточного направления, соответствующей западной границе гонамской полосы впадин. Для восточной области характерны интенсивное проявление глыбово-блокового тектогенеза со сложным структурным планом и щелочной магматизм. В западной области структурный план сводово-купольный, с элементами симметрии в размещении узлов активизации и щелочно-земельного магматизма.

Позднемезозойская активизация региона сначала развивалась в едином плане деформаций с Монголо-Охотской зоной и Забайкальем, затем – вместе с Тихоокеанским поясом. Механизм активизации – волновые колебательные движения земной коры с преобладающими вертикальными поднятиями и опусканиями и соподчиненными аркогенными надвигами. Сдвиговые перемещения не имеют значительных амплитуд. В зоне Северо-Станового краевого шва и в других районах, где они проявлены, сдвиги подчинены глыбово-блоковым деформациям позднего этапа.

КАЙНОЗОЙСКИЕ РАЗЛОМЫ АЛДАНО-СТАНОВОГО И ТУКУРИНГРА-ДЖАГДИНСКОГО РЕГИОНОВ

В.В. Юрманов

Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, г. Хабаровск

Формирование Алдано-Станового свода и Тукурингра-Джагдинского поднятия в кайнозой сопровождается образованием решетчатой системы субширотных (II0-II5°) и субдолготных (30-35°) разломов, хорошо видимой на мелкомасштабных фотоснимках. В рельефе эти разломы трассируются прямолинейными уступами различной высоты и протяженности, подставляющими друг друга речными долинами, грабенообразными линейными понижениями и грабенами. Расстояние между наиболее выраженными субширотными разломами на юге 175-225 км, на севере 75-100 км, субдолготными - 150-175 км. В пределах Тукурингра-Джагдинского поднятия и центральной части Алдано-Станового свода наблюдается сгущение разломов обоих направлений. Решетчатая система разломов сохраняет свои основные особенности только в пределах территории, ограниченной долинами рек Алдан, Нюкжа на западе и Учур, Тыхан, Удыхын, Шевли на востоке. Западнее и восточнее степень выраженности разломов в рельефе резко падает, расстояние между ними увеличивается, субширотные разломы веерообразно расходятся относительно четко выдерживаемого ранее направления.

Субширотные разломы ограничивают кайнозойские складки коробления, образующие систему субширотных чередующихся поднятий и опусканий земной поверхности, осложняющих Алдано-Становой свод и окаймляющих Тукурингра-Джагдинское поднятие. В рельефе поднятия выражены субширотно ориентированными группировками горных хребтов, понижения - межгорными впадинами, грабенами, параллельно сближенными и подставляющими друг друга долинами. Ширина антиклинальных зон (по расстоянию между осями понижений) с севера на юг закономерно убывает от 225 км до 75-100 км. В этом же направлении меняется соотношение между площадями опусканий и поднятий в пользу последних. На юге преобладают опускания. На северном склоне Алдано-Станового свода доминируют поднятия. Субширотные кайнозойские складки тоже наиболее выражены

в пределах той же субдолготной полосы, что и субширотные разломы. Западнее и восточнее преобладают горные хребты других направлений. Тукурингра-Джагдинское и Становое поднятия асимметричны. Их северные крылья более короткие и крутые, южные — более пологие и протяженные. Наибольшие высоты водоразделов приурочены к северным флангам поднятий.

Детальный морфотектонический анализ показывает, что Тукурингра-Джагдинское поднятие, имеющее в целом субширотное простирание, в зоне сочленения хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды образует в плане пологую, выпуклую к югу складку, величина изгиба которой достигает 30 км. Сочленение Соктаханского и Джагдинского поднятий происходит по системе грабенообразных понижений в верховьях р.Деп. Джагдинское поднятие при этом изогнуто и смещено к северо-востоку относительно Соктаханского по системе лево- и правосторонних сдвигов. Северный левосторонний сдвиг сопрягается с Ланским надвигом, по которому Джагдинское поднятие надвинуто на Верхне-Зейскую впадину. Величина смещения по этому сдвигу достигает первых километров.

В Становом поднятии субширотные разломы представлены надвигами и сбросами, наиболее хорошо выраженными в центральной и восточной частях поднятия, вдоль его северного фланга. Южнее отмечаются многочисленные узкие субширотные зоны растяжения, вдоль которых отмечаются излияния четвертичных базальтов. Вдоль оси Станового поднятия протягивается субширотная зона растяжения, фиксирующаяся раздвигами и сбросами, которые оконтуривают грабен-долины и мелкие грабены, выполненные мезозойскими и четвертичными отложениями. Субширотные разломы северного крыла Алдано-Станового свода представлены зонами трещиноватости и сбросами.

Субдолготные разломы представлены раздвигами, выраженными в рельефе прямолинейными отрезками глубоко врезанных долин, в плане имеющими зигзагообразный облик.

Вышеизложенные факты позволяют высказать мнение, что формирование Алдано-Станового свода и Тукурингра-Джагдинского поднятия, осложняющих их субширотных складок и решетчатой системы разломов в кайнозой происходило, по-видимому, в обстановке одностороннего сжатия, ориентированного с юг-юго-запада на север-северо-восток и затухающего в этом направлении. Наиболее интенсивно сжатие было проявлено непосредствен-

но к северу от Буреинского массива. Подобным сжатием можно объяснить образование решетчатой системы сопряженных кайнозойских субширотных взбросов и надвигов, северо-восточных сдвигов, субдолготных раздвигов; общее сближение субширотных разломов в пределах рассматриваемых регионов; уменьшающиеся к северу шаг разломов, ширину и амплитуду субширотных складок, их асимметричность; формирование горизонтальных складок в Тукурингра-Джагдинском поднятии.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ГЕОДИНАМИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Э.Н.Эрлих

Научно-производственное объединение "Севморгео", г. Ленинград

Устанавливается связь Котуй-Маймечинской и Уджинской провинций ультраосновных щелочных пород с погребенными рифейскими авлакогенами (рифтами) меридионального простирания. Образование характерных зон магнитных аномалий (Таймырско-Байкальский шов, Уджинская шовная зона) связывается с метаморфизмом амфиболитовой фации, наложенным в платформенную стадию развития на комплексы кристаллического фундамента и чехла платформы. На низких структурных уровнях метаморфизм этой стадии проявляется в пироксен-фигопит-апатит-магнетит-карбонатном метасоматозе. Зоны метаморфизма линейны или близки к линейным. На более высоких структурных уровнях этот процесс вырождается в комплексы кольцевых и центральных плутонов щелочно-ультраосновного состава.

Анализ данных абсолютного возраста приводит к выводу об устойчивом существовании магматической жидкости в пределах шовных зон, начиная с рифея и по мезозойское время включительно. Проявление магматических комплексов на поверхности связано с синхронными планетарными эпохами тектонических преобразований и всплеск магматической активности.

Намечается геодинамическая система, связывающая движения по меридиональным шовным зонам с движениями по разломам северо-западного и северо-восточного простирания. Разломы северо-восточного и северо-западного простирания образуют систему обращенных вершинами на юг углов, биссектрисами которых и яв-

ляются упомянутые шовные зоны меридионального простирания. Такие углы проявляются в очертании границ поднятий, в пределах которых платформенный чехол либо отсутствует (разлом северо-западного простирания, ограничивающий Анабарский щит с востока), либо резко сокращен (система валов северо-восточного простирания, протягивающихся от Сололийского сводового поднятия к Мунскому своду). На протяжении палеозоя они определяют границы зон повышенной и пониженной интенсивности осадконакопления (Анабарское сводовое поднятие и Суханский прогиб). Кимберлитовые поля Оленекского и Анабарского районов повторяют контур этого угла. При этом отмечается полное отсутствие кимберлитовых проявлений вдоль Уджинской шовной зоны к югу от реки Некекит и характерное различие в динамической обстановке формирования кимберлитовых тел: трещины растяжения характерны для ветвей северо-восточного простирания, широтные и северо-западные трещины отрыва — в кимберлитовых полях северо-западных ветвей. Таково же клинообразное ограничение мезозойского Лено-Анабарского краевого прогиба. Подобное различие в динамической обстановке разноименно ориентированных зон свидетельствует об испытываемой блоком Суханского прогиба тенденции к повороту против часовой стрелки. Наконец, очертание подобного угла южного ограничения Суханского прогиба четко повторяется основными элементами современной гидросети.

После завершения развития рифейских авлакогенов и их частичной инверсии с образованием валов и линейных коробчатых антиклиналей происходит консолидация крупных блоков платформы. При этом разломы первой стадии формирования платформенного чехла, как правило, продолжают существовать в виде сбросо-сдвигов и зачаточных сдвигов (зон сдвиговых напряжений), разделяя равноплощадные, но противоположные по знаку вертикальных движений структуры (тектонопары). Рассматривается система таких тектонопар для разных эпох развития северо-востока Сибирской платформы. Уравновешенность тектонопар является следствием перераспределения подкорового вещества между двумя образующими пару структурами. Подобное перераспределение обуславливает возникновение и развитие горизонтальных напряжений и смещений. Соответственно величина тектонопары определяет амплитуду горизонтальных движений. Устанавливается сдвиговая природа широтных зон глубинных разломов, идущих параллельно южной гра-

нипе Анабарского щита. Амплитуда горизонтального смещения вдоль них магнитных аномалий, определяемых метаморфическими комплексами Анабарского щита, составляет около 20 км. Движения вдоль них контролируют распределение мощностей рифейских и кембрийских отложений. Сдвиговые напряжения вдоль этих зон в палеозое определили кулисообразное расположение протяженных систем даек трапшов и формирование кольцевых трапцовых комплексов. По аналогии с другими подобными зонами здесь вероятно обнаружение новых кимберлитовых полей. Одновременно развиваются зоны сдвигов и сбросо-сдвигов широтного и северо-запад-западного простирания, определившие структуру Лено-Анабарского прогиба. С мезозойской стадией развития сбросо-сдвигов широтного простирания связывается развитие низкотемпературной киноварной и полиметаллической минерализации.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ АНАБАРСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Ф.Ф.Брахфогель

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Анализ территориального размещения, возраста и фациальной принадлежности многочисленных обломков осадочных и вулканогенных пород из различных эруптивных аппаратов и грубообломочных отложений мезозоя и квартера позволяет существенно уточнить этапы формирования Анабарской антеклизы.

На большей (восточной) части территории, ныне занимаемой Анабарской антеклизой, осадконакопление не закончилось в позднем кембрии, как считается некоторыми исследователями, а продолжалось с небольшими перерывами в морских, лагунно-морских и лагунных условиях, по крайней мере, до среднего девона включительно.

В позднем девоне началась крупная перестройка восточной части Сибирской платформы, сопровождавшаяся значительным поднятием этой обширной территории, заложением вдоль Вилуйско-Мархинской зоны среднепалеозойских разломов и оформлением юго-восточной границы праантеклизы.

В течение позднего девона – начале среднего карбона на этой территории оказались размытыми ниже-, среднепалеозойские отложения переменного стратиграфического объема (местами до верхнего кембрия включительно).

Со среднего карбона территория испытала некоторое погружение и вошла в режим существенно континентального осадконакопления "тунгусского" типа, продолжавшегося до конца поздней перми – начала раннего триаса.

В конце этого периода на фоне очередного воздымания территории по системе мезозойских базитовых разломов произошло вычленение и относительное поднятие Анабарской праантеклизы, и заложились современный структурный план восточной части Сибирской платформы.

В течение практически всего среднего и верхнего триаса она испытывала некоторое воздымание и существовала как область денудации, где были уничтожены отложения среднего карбона – нижнего триаса и частично кембрия.

Окончательное структурное оформление Анабарская антеклиза получила, очевидно, в раннем мелу в связи с завершением формирования Предверхоанского и Лено-Анабарского прогибов, ассимилировавших краевые части праантеклизы.

В мезо-кайнозой различные, иногда значительные части антеклизы неоднократно опускались, превращаясь в области континентального и отчасти морского осадконакопления (ранняя – средняя юра, поздняя юра – ранний мел, поздний палеоген – ранний неоген). В периоды незначительных поднятий антеклиза, как правило, становилась областью денудации, сопровождавшейся частичным или полным уничтожением отложений предшествующих стадий осадконакопления (поздний мел – ранний палеоген, поздний неоген – квартал). Свой современный облик антеклиза приобрела уже в квартале.

В целом Анабарская антеклиза – структура раннемезозойского заложения и сложного мезо-кайнозойского развития. Из примерно 230 млн. лет своего существования около 100 млн. лет она испытывала воздымания, подвергаясь разномасштабной денудации, и около 130 млн. лет являлась областью незначительных опусканий и разнофациального осадконакопления.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Ю.И. Ипатов

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Ленинград

Отложения позднего протерозоя на севере Сибирской платформы принимают участие в строении двух структурных ярусов. Нижний рифейский ярус локально развит в узких линейно-вытянутых прогибах, пространственно приуроченных либо к складчатым зонам ниже-, среднепротерозойского возраста, либо к краевым зонам жестких архейских мегаблоков.

Терригенно-карбонатные образования вендского комплекса слагают базальные горизонты венд-нижнепалеозойского структурного яруса и в отличие от нижележащих имеют широкое площадное развитие независимо от структуры консолидированного основания. Таким образом, гетерогенный характер консолидированного основания явился тем доминирующим фактором, который определил основные особенности тектонического режима позднепротерозойского (рифейского) этапа развития севера Сибирской платформы. К началу следующего венд-раннепалеозойского этапа эта связь была уже утеряна и консолидированное основание выступает как единое целое.

По особенностям истории развития рифейские прогибы могут быть объединены в два типа. Первый, Игаро-Удлинский тип, характеризуется накоплением мощного сложно построенного комплекса осадочных образований, включающего в себя отложения от ниже- до верхнемолассовой формаций включительно и сопровождающегося интенсивным проявлением вулканизма, приуроченного к начальной и конечной (субсеквентный вулканизм) стадиям развития, и полной его инверсией. Этот тип прогибов пространственно приурочен к тектонически более активным складчатым зонам ниже-, среднепротерозойского возраста. Вторым, Турухано-Анабарский, развивался в менее тектонически активных областях, связанных с краевыми зонами архейских мегаблоков. Они не прошли полного цикла развития - закрылись на стадии формирования верхней тер-

ригенно-карбонатной формации и не испытали инверсии. Для этого типа прогибов характерно отсутствие сколько-нибудь серьезных проявлений вулканической деятельности. Анализ имеющихся материалов свидетельствует о чрезвычайном своеобразии рифейских прогибов, резко отличных от структур близких им классов более позднего заложения, что затрудняет установление их генетической природы. Однако не вызывает сомнения тот факт, что заложение рифейских прогибов связано не с возникновением и развитием разновозрастных геосинклиналей, а с началом эпохи активизации древнего кратона.

Вопрос о генетической природе рифейских прогибов вызывает наибольшие разногласия среди исследователей. Многие считают их авлакогенами. Однако, как показал Н.С.Шатский, характернейшими чертами авлакогенов являются: положение их во внутренних углах платформ, асимметрия по простиранию, при которой один конец структуры "выклинивается в пределах платформы, тогда как другой уходит в тело геосинклинали". Кроме того, для структур подобного типа наиболее типичны проявления трапшовой формации толеитового состава.

Рифейские же прогибы размещаются либо в "теле" зон ранне-среднепротерозойских геосинклиналей, либо на стыке этих зон с жесткими мегаблоками архейского возраста, и в них полностью отсутствуют проявления магматических образований толеитового состава.

Таким образом, ни одним из перечисленных выше свойств авлакогенов рифейские прогибы севера Сибирской платформы не обладают. Кроме того, отсутствует и сама основа для их возникновения, а именно геосинклинали рифейского возраста.

Вместе с тем, рассматриваемые структуры имеют много черт, в значительной мере роднящих их со структурами орогенных областей. К таковым относятся: типовые наборы формаций, характер их размещения и взаимоотношения в формационном ряду, особенности проявления вулканической деятельности и ряд других более второстепенных признаков. От последних рифейские прогибы отличаются длительностью их развития.

Что касается отложений вендского комплекса, то они формировались в широких изометричных структурах платформенного типа.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Д.В.Аброскин, Ю.Х.Протопопов, Б.Р.Шпунт

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Изучение геологической структуры на северо-востоке Сибирской платформы из-за ограниченности поверхностных выходов докембрийских толщ основывается главным образом на данных региональных геофизических исследований.

По результатам комплексной интерпретации геофизических материалов и геологических данных представляется возможным воссоздать поэтапную историю формирования дофанерозойского основания территории.

П е р в ы й этап. На этом этапе происходила дифференциация верхнемантийного вещества с образованием катархейских структур протокры. Исходя из характера регионального гравитационного поля, предполагается, что область распространения протокры является участок, объединяющий изометричные положительные аномалии Лено-Анабарского междуречья.

В т о р о й этап характеризовался протогеосинклинальным режимом зон, прилежавших к катархейским структурам протокры. Разновременность образований Оленекской катархейской структуры и метаморфических комплексов анабарид проявляется в различной ориентировке складчатых систем, установленной по характеру магнитного поля.

Т р е т ь и й этап соответствует позднеархейскому периоду расчленения консолидированного кристаллического фундамента линейно-протяженными зонами разломов северного и северо-западного направлений. Большая часть зон контролируется в магнитном поле высокоинтенсивными положительными полосовидными аномалиями, в гравитационном - протяженными отрицательными аномалиями функции Саксова-Нигарда.

В пределах Анабарского массива линейно-протяженные структуры наследуют общее северо-западное простирание складчатости архейских пород, но отклоняются от него на восток на $20 - 30^{\circ}$. На Оленекском мегаблоке они пересекают катархейское основание, не согласуясь с простиранием древней складчатости. Общее ве-

рообразное расположение позднеархейских линейно-протяженных зон разломов объясняется, вероятно, сдвиговым характером перемещения Северо-Сибирской платформенной плиты в юг-юго-восточном направлении с образованием полостей разрывов, в которые поступали магматические расплавы основного и ультраосновного составов.

В троговых структурах, связанных с полостями разрывов, происходило накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ, подвергавшихся в завершающие фазы третьего этапа метаморфизму и гранитизации.

Ч е т в е р т ы й этап отвечает времени формирования раннепротерозойского протоплатформенного чехла. Как следует из схемы рельефа кристаллического фундамента, накопление зекитской серии происходило в обширных протоплатформенных прогибах, заливообразно вдающихся в пределы архейских мегаблоков и выполненных, по нашим данным (Б.Р.Шпунт), вулканогенно-осадочными образованиями с калиевой высокощелочной специализацией.

П я т ы й этап формирования позднедокембрийских осадочных и магматических образований отражал переход от протоплатформенного к собственно платформенному геотектоническому режиму. Он унаследовал основные черты структур, образованных в третий и четвертый этапы.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ РИФТОГЕНЕЗ НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Б.Р.Шпунт

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

На севере Сибирской платформы по комплексу геолого-геофизических данных выделяются вскрытые на поверхности и погребенные линейно-вытянутые прогибы позднеархейского и раннепротерозойского заложения, которые неоднократно активизировались в последующие этапы геологической истории региона.

Изучение состава метаморфических, магматических и осадочных пород, заполняющих прогибы, позволяет выделить в их пределах следующие вещественно-возрастные комплексы.

П о з д н е а р х е й с к и й комплекс, слагающий осно-

вание троговых структур на Анабарском массиве. Он представлен основными метавулканогенными и метавулканогенно-осадочными породами, измененными в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Из магматических и глубинно-метасоматических образований здесь выделяются щелочные калиевые ультрабазиты субвулканического генезиса, метаморфизованные габбро-сиениты с апатитом, габбро-анортозиты, мангериты.

Р а н н е п р о т е р о з о й с к и й комплекс, к которому отнесена эекитская серия на Оленекском поднятии. Она сложена вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами калиевого щелочного состава, преобразованными в условиях зеленосланцевой фации. Эекитскую серию прорывают интрузии габбро-диорит-сиенитов с повышенным содержанием калия, а также щелочные высококалиевые граниты.

П о з д н е п р о т е р о з о й с к и й комплекс, обнаженный на склонах Анабарского массива, а также в пределах Билюро-Уджинского, Оленекского и Хараулахского поднятий, характеризуется в целом большим объемом пирокластического и несколько меньшим лавового материала, участвовавшего в осадочных процессах. На Билюро-Уджинском инверсионном поднятии состав вулканогенных пород имеет переменную натрий-калиевую щелочнометальную специализацию, а во всех других структурах отмечается существенно калиевый состав пирокластического материала и распространение лавовых пород, относящихся к калиевой щелочной и бимодальной сериям. Фиксируется весьма большая продолжительность многоактного вулканического процесса (до раннего палеозоя, т.е. более I млрд. лет.).

Анализ особенностей гравитационного и магнитного полей региона и использование данных ТСЗ позволяют выявить границы прогибов, вложенных в архейский кристаллический фундамент. Наиболее крупные из них Верхоянская и Туруханская позднеархейские проторифтовые системы, дугообразно изгибающиеся вдоль восточного и западного краев Сибирской платформы на протяжении нескольких тысяч километров и шириной около 50-70 км. Меньшими по размерам являются Бурская, Уджинская, Попигайская, Мойеро-Хетская и еще ряд соподчиненных щелевидных рифтогенных структур, образующих на севере платформы гигантский, раскрытый к северу веер глубинных разрывных дислокаций. Все выделяемые проторифтовые зоны характеризуются сокращением мощности гра-

нитного слоя коры, разуплотнением верхнемантийного материала, воздыманием поверхности Мохоровичича.

Эти проторифтовые системы были активизированы в раннем и позднем протерозое. Одновременно с унаследованной активизацией древних зон происходило формирование новых диагональных систем разрывных дислокаций, служивших в раннем протерозое, рифее и в начале юдомя магмоподводящими зонами для сети вулканических аппаратов, извергавших, главным образом, пепловый и меньше лавовый материал высокощелочного калиевого и основного составов.

Выявленные структурные зоны проявления докембрийского рифтогенеза были регуляторами не только вулканических процессов, но также и древнего терригенного и карбонатного осадконакопления. С процессами формирования этих зон связана основная минералогия севера Сибирской платформы: железо, марганец, полиметаллы, сурьма, ртуть, золото, радиоактивная и редкоземельная минерализация, потенциальная алмазоносность и апатитоносность.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.В. Михайлов

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
г. Ленинград

Второй структурный этаж (чехол) восточной части Сибирской платформы подразделяется на структурные ярусы. Критерием выделения структурных ярусов служат: 1) самостоятельность структурного плана; 2) отличие вертикального ряда формаций яруса от такового в смежных ярусах в пределах однотипных структур; 3) разделенность ярусов региональными несогласиями. Ярусы делятся на подъярусы.

Этап — время, протекающее от начала формирования образований данного структурного яруса до начала накопления образований более молодого, перекрывающего яруса. Этап делится на конструктивный и деструктивный подэтапы. На протяжении первого преобладают преимущественно отрицательные тектонические движения.

Формируются конседиментационные структуры. Следующий, относительно короткий деструктивный подэтап, характеризуется преимущественно положительными, значительно более интенсивными тектоническими движениями. Происходит усложнение строения (деформации) и частичное уничтожение (денудация) возникшего ранее геологического тела, в том числе и пород более древних структурных ярусов, возникают постседиментационные структуры (разрывные нарушения, горсты, грабены, различные складки и др.). В конце деструктивного подэтапа интенсивность тектонических движений резко падает, на выровненной поверхности дислоцированных и размытых пород образуются коры выветривания. На этой поверхности начинается отложение нижних горизонтов более молодого структурного яруса.

История геологического развития региона на протяжении конструктивного подэтапа анализируется путем построения карт палеоизопахит и палеотектонических карт. История деструктивных подэтапов анализируется путем построения палеогеологических карт и карт величин денудационного среза.

В чехле платформы выделяются позднепротерозойский, раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский-раннемезозойский и мезокайнозойский структурные ярусы.

На протяжении позднепротерозойского этапа развития в восточной части платформы формировались Байкало-Туруханский щит и Ленская плита. В пределах последней выделяются антеклизы (Алданская), сводовые поднятия (Анабарское, Муно-Оленекское, Усть-Оленекское), авлакогены (Удлинский, Хатангский, Хастахский), перикратонные прогибы (Ленский, Жиганский). Преобладают терригенно-карбонатные, карбонатные, пестроцветные терригенно-карбонатные группы формаций. Имеются породы трапповой формации. Глубина залегания фундамента к концу этапа составляла от 0,2 км на поднятиях до 3-4 км в отрицательных структурах.

Раннепалеозойский этап характеризуется существованием синеклиз (Эвенкийская), впадин (Суханская), прогибов (Амгинский), поднятий (Муно-Оленекское, Алдано-Анабарское), перикратонных прогибов (Ленский, Приленский). Преобладают карбонатные, терригенно-карбонатные, галогенные группы формаций. Величины денудационного среза в деструктивный подэтап достигают 0,4 км в бассейне р. Оленека и 0,2 км южнее. Глубина залегания фундамента плат-

формы составляет от 2 км в пределах положительных элементов его рельефа до 4–5 км в отрицательных.

На среднепалеозойском этапе формируются антеклизы (Анабарская, Алданская), синеклизы (Эвенкийская), поднятия (Сололийское), авлакогены (Патомско-Вилыйский, Кютингдинский), краевые прогибы (Киренгско-Целедуйский). Южнее платформы возник ороген (Байкало-Патомский), восточнее развивался геосинклинальный прогиб (Западно-Верхоянский). Преобладающими группами формаций являются пестроцветные карбонатно-терригенные, вулканогенные карбонатно-терригенные, галогенные. Величина денудационного среза в деструктивный подэтап составляет 0,4–0,6 км, достигая в отдельных случаях (Сунтарское поднятие) первых километров. Глубина залегания фундамента в конце этапа колеблется от 0,6 до 6–7 км.

В позднепалеозойский–раннемезозойский и мезокайнозойский этапы формируются антеклизы, сводовые поднятия, синеклизы, краевые прогибы. Преобладают терригенные, вулканогенно-терригенные группы формаций, развита трапсовая формация. Величина денудационного среза в деструктивный подэтап, в раннем мезозое, составляет от первых десятков метров до 1 км, глубина залегания фундамента колеблется от 1 км до 7–8 км.

Цикличность в развитии чехла платформы заключается в чередовании этапов, распадающихся на конструктивные и деструктивные подэтапы со всем набором сопровождающих их геологических явлений. Поступательное необратимое развитие платформы выступает в виде смены вулканогенно-осадочных формаций от этапа к этапу все более терригенными группами и усложнения ее структуры.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.М.Мишнин

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Осадочный чехол рассматриваемой части платформы существенно неоднороден по своей внутренней структуре и ее вещественному выполнению. Наряду с латеральной неоднородностью, выражен-

ной структурно-формационными зонами, проявлена вертикальная неоднородность, представленная малыми (МФР) и большими формационными рядами (БФР). Обобщение материала по 242 частным разрезам показало, что группирование геологических формаций в вертикальные формационные ряды носит характер периодической последовательности и происходит двумя способами, определяющими основные черты вертикальной делимости чехла. При первом способе процесс идет от накопления базальных терригенных формаций через терригенно-карбонатные формации в средней части ряда и завершается образованием карбонатных формаций (трансгрессивная последовательность).

Второй способ приводит к залеганию в основании ряда карбонатных формаций, сменяющихся вверх по разрезу формациями терригенно-карбонатной и терригенной групп (регрессивная последовательность).

Охарактеризованные последовательности наблюдаются в случае полного развития тектоно-седиментационного цикла. Для литологически однородных групп осадочных отложений отнесение их к трансгрессивному или регрессивному типу проведено с учетом смены гранулометрического состава терригенных и химического состава карбонатных пород. В случае трансгрессивной последовательности происходит закономерное уменьшение размерности терригенного материала вверх по разрезу, в этом же направлении происходит замещение доломитовых пород известняковыми и органогенно-карбонатными. При регрессивной последовательности смена терригенных и карбонатных пород происходит в обратном порядке.

В платформенном чехле Сибирской платформы выделено 33 вертикальных МФР (27 трансгрессивных и 6 регрессивных). Трансгрессивные МФР характерны для рифейско-среднепалеозойского и позднемезозойско-кайнозойского этапов развития; в верхнем палеозое и раннем мезозое формировались регрессивные МФР. Для вендской (Хараулах, Уринское поднятие) и раннемезозойской (Виллюйская синеклиза, Предверхоаянский, Лено-Анабарский прогибы) осадочных толщ установлено наращивание вверх по разрезу трансгрессивных МФР регрессивными, что позволяет предполагать здесь проявление полных тектоно-седиментационных циклов (ТСЦ). В остальных случаях ТСЦ представлены либо трансгрессивными, либо регрессивными ветвями и, следовательно, их можно рассматривать как редуцированные циклы (гемициклы).

Малые формационные ряды состоят из 2, в редких случаях из 3-4 геологических формаций и разделены между собой стратиграфическими перерывами и скрытыми несогласиями. В вендско-раннемезозойском интервале МФР соответствуют структурным подъярусам, а в рифейском и позднемезозойско-кайнозойском интервале разделены региональными угловыми и структурными несогласиями и соответствуют структурным ярусам. Отмеченное различие указывает на своеобразие тектонической обстановки - отличие от типичного платформенного режима в рифейское и позднемезозойско-кайнозойское время.

В вендско-раннемезозойском интервале осадочного чехла МФР попарно группируются в БФР, соответствующие по своему рангу структурным ярусам (в ранне- и позднекаледонском ярусах выделяется по 3 БФР, в ранне-, позднегерцинском и раннемезозойском ярусах - по 2 БФР). Подобная попарная группировка МФР в сочетании с горизонтальными границами раздела между структурными подъярусами и ярусами обуславливает закономерно дихотомическую вертикальную делимость осадочного чехла.

Учет предлагаемой делимости позволит повысить надежность стратиграфической корреляции пространственно разобщенных толщ. Наряду с этим он имеет принципиально важное значение для формационного анализа как дополнительный контрольный признак при определении объема конкретных геологических формаций.

ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ю.Н.Бадарханов, В.М.Мишин

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Начавшийся в среднем палеозое распад единой каледонской Лено-Енисейской плиты на систему пространственно разобщенных впадин, прогибов и поднятий, усилился в верхнепалеозойскую эпоху. В ходе ее формируется позднегерцинский структурный комплекс. Он образует сплошной покров в краевых опусканиях платформы и синеклизах и прерывается на антеклизах. Основными палеотектони-

ческими структурами комплекса были: Лено-Анабарский авлакогенный и Предверхоаянский перикратонный прогибы, Вилуйская и Тунгусская синеклизы, Анабаро-Оленекская, Алдано-Ленское и Катангское сводовые поднятия.

Заложение позднегерцинского тектонического комплекса происходило асинхронно. Наиболее ранние его члены имеют визейский (Предверхоаянский и Лено-Анабарский прогибы) и намюрский (Тунгусская синеклиза) возраст. По латерали от синеклиз и прогибов к сводовым поднятиям происходит последовательное омоложение базальных горизонтов комплекса. В соответствии с трансгрессивным залеганием подошвы комплекса на подстилающий субстрат по мере удаления от синеклиз и прогибов ложатся все более и более молодые образования (средне- и верхнекаменноугольные, ниже- и верхнепермские).

Верхняя граница комплекса также является полихронной. В Вилуйской синеклизе, Предверхоаянском и Лено-Анабарском прогибах она приходится на верхнюю пермь. В Тунгусской синеклизе и в краевых частях Катангского и Анабаро-Оленекского сводовых поднятий в состав позднегерцинского комплекса включены отложения индского яруса, связанные постепенным переходом с отложениями верхнего палеозоя и образующие с ними единый формационный ряд.

В современном эрозионном срезе отложения позднегерцинского комплекса представлены в виде разобщенных фрагментов и в большинстве своем погружены на значительные глубины. Это затрудняет пространственную корреляцию геологических разрезов и делает недоступным для непосредственного наблюдения и изучения наиболее древние члены позднегерцинского комплекса в Лено-Анабарском, Предверхоаянском прогибах и Вилуйской синеклизе. Тем не менее, придерживаясь представлений о кратной вертикальной делимости осадочного чехла, можно считать, что наиболее полные разрезы позднегерцинского комплекса представлены четырьмя малыми формационными рядами (МФР), из которых три нижних построены трансгрессивно, а четвертый, завершающий, является регрессивным.

В Тунгусской синеклизе нижний МФР представлен намюрской алевролитово-аргиллитовой формацией мощностью до 40 м. В базальных слоях она содержит олигомиктовый материал. Можно пред-

полагать, что он поступал за счет размыва нижней терригенной формации, которая должна сохраниться от размыва во внутренних частях синеклизы. Подобная последовательность в залегании формаций позволяет считать нижний МФР трансгрессивным. Второй МФР (московский–оренбургский ярусы) включает песчано–алевролитовую и лимническую формации суммарной мощностью до 80 м. Третий МФР (нижняя пермь, до 100 м) объединяет терригенно–олигомиктовую и песчано–алевролитовую формации. Четвертый ряд (верхняя пермь – индский ярус) представлен (снизу вверх): песчаной, туфогенно–терригенной и терригенной формациями.

В Вилкойской синеклизе бурением вскрыты песчано–глинисто–угленосные отложения кунгурского яруса и верхней перми. Они принадлежат ритмично построенной лимнической формации, в составе которой выделяется 7 трансгрессивных ритмов (Притула и др.).

В Предверхоанском прогибе для наблюдения доступны отложения верхней части третьего МФР и вышезалегающие образования четвертого МФР. В кровле третьего МФР залегает карбонатно–глинистая формация (артинский ярус). Четвертый МФР объединяет терригенную сероцветную и паралическую угленосную формации (нижняя и верхняя пермь).

В Лено–Анабарском прогибе (платформенное крыло) верхний формационный ряд представлен паралической угленосной (P_1) и глинисто–аргиллитовой (P_2) формациями. В сторону Анабаро–Оленекского поднятия этот ряд замещается терригенной континентальной (P_1) и лимнической угленосной (P_2) формациями.

Для позднегерцинского этапа характерно интенсивное проявление основного и щелочно–ультраосновного магматизма. В завершающую стадию этапа происходит внедрение даек, силлов, покровов, трубочных тел трапповой формации, даек и трубок кимберлитов и карбонатитов.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ КАЛЕДОНСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

В.И.Болознев, В.М.Мишнин, В.М.Юхмина

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Каледонский этап развития Сибирской платформы длился от венда до позднего силура включительно. В целом для него был характерен режим преобладающего погружения платформенного пояса, что привело к формированию обширной Лено-Енисейской плиты. Анализ карт изопахит масштаба 1:2500 000 и формационной карты масштаба 1: 500 000, составленных на территорию Западной Якутии, позволил выявить следующие структурно-вещественные особенности каледонского мегакомплекса.

Поверхностью регионального перерыва и рассеянного несогласия в основании верхнего кембрия каледонский мегакомплекс разделен на нижний и верхний структурные ярусы. Это разделение проявлено отчетливо в южной части рассматриваемой территории и является условным для ее севера, где отложения среднего и верхнего кембрия связаны постепенными взаимопереходами.

Нижнекаледонский структурный ярус ($V - \epsilon_2$) неоднороден по своему внутреннему устройству. На Лено-Вилейском междуречье в нем не установлены отчетливо выраженные горизонтальные границы раздела. На севере (Анабаро-Оленекское междуречье) и востоке (Алдано-Амгинское междуречье) территории прослеживается региональный перерыв, отделяющий вендские отложения от нижнекембрийских. Это позволяет выделять здесь вендский структурный подъярус.

Верхний структурный ярус ($\epsilon_3 - S_2$) стратиграфическими перерывами в основании среднего ордовика и силура разделен на верхнекембрийский-нижеордовикский, средне-верхнеордовикский и силурийский подъярусы.

Главными тектоническими структурами нижнекаледонского яруса являются пологопогружающаяся к юго-западу Лено-Тунгусская моноклиза и обрамляющие ее с востока и юга Алдано-Майское и Ангаро-Ленское перикратонные опускания. Они осложнены Джарджанским, Ундюльгским, Усть-Вилейским и Пеледуйским краевыми

поднятиями, отделяющими моноклизу от перикратонных опусканий, а также Якутским, Сунтарским, Анабарским, Мунским поднятиями и Усть-Ленской, Суханской и Березовской впадинами.

Лено-Тунгусская моноклиза. На юге моноклизы в строении структурного яруса участвуют три малых формационных ряда (МФР). Нижний МФР (венд) представлен терригенно-карбонатной и глинисто-карбонатной формациями. Средний МФР (нижний кембрий) соответствует галогенной надформации, объединяющей три галогенно-карбонатных формации. Верхний МФР (средний кембрий) редуцирован в процессе размыва и представлен карбонатной формацией.

В северной и восточной частях моноклизы установлено два МФР. Нижний (венд) объединяет фаллаховую, кварцево-глауконитовую и карбонатную формации. Верхний МФР (нижний-средний кембрий) представлен терригенно-карбонатной, глинисто-карбонатной и доманиковой формациями.

Ангаро-Ленское перикратонное опускание. В составе нижнего структурного яруса выделены три МФР. Нижний МФР (венд) содержит фаллаховую и антракосолитовую формации. Средний МФР (нижний кембрий) представлен галогенной надформацией, которая, как и в Лено-Тунгусской моноклизе, состоит из трех галогенно-карбонатных формаций, постепенно замещающихся единой карбонатной формацией. Верхний МФР (средний кембрий) представлен кремнисто-карбонатной формацией.

Алдано-Майское перикратонное опускание. Нижнекаледонский ярус включает два МФР. Базальный объединяет терригенно-карбонатную и карбонатную формации венда. Верхний (нижний-средний кембрий) представлен глинисто-карбонатной пестроцветной и доманиковой формациями.

В течение позднекаледонской эпохи происходит последовательное сокращение бассейнов седиментации. Это привело к разрыву в сплошности распространения осадочного чехла, развитие которого по отношению к раннекаледонскому этапу носило унаследованный характер.

В южной части Лено-Тунгусской моноклизы в составе верхнекаледонского структурного яруса выделяются четыре МФР. Первый, нижний МФР (верхний кембрий - нижний ордовик) представлен терригенно-карбонатной и карбонатной формациями. Второй МФР

(средний ордовик) объединяет терригенно-карбонатную и глинисто-карбонатную формации. Третий МФР (верхний ордовик) включает сульфатно-глинистую и карбонатную формации. Четвертый МФР (силур) представлен карбонатной, органогенно-карбонатной и глинисто-карбонатной формациями.

В северной части моноклизы ярус объединяет пять МФР. Первый, нижний МФР (средний кембрий) представлен глинисто-карбонатной и карбонатно-глинистой пестроцветной формациями. Второму и четвертому МФР (верхний кембрий и средний ордовик) соответствуют ритмичные пестроцветные формации. Третий МФР (нижний ордовик) представлен терригенно-карбонатной и карбонатной глауконитовой формациями. Пятый МФР (верхний ордовик) содержит глинисто-карбонатную сульфатную и карбонатную формации.

В Ангаро-Ленском перикратонном опускании прослежены три МФР. Нижний (верхний кембрий - нижний ордовик) представлен красноцветной карбонатно-терригенной и терригенно-карбонатной глауконитовой формациями. Средний МФР (средний-верхний ордовик) объединяет терригенно-карбонатную и глинисто-карбонатную формации. Верхний МФР (силур) содержит в своем составе глинисто-карбонатную сульфатную и карбонатную формации.

О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ПРЕДВЕРХОЯНСКИМ И ЛЕНО-АНАБАРСКИМ ПРОГИБАМИ

А.Ф.Сафронов

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Обычно граница между Предверхоянским и Лено-Анабарским прогибами проводится или по Атырканскому (Кэрэтинскому) порогу, или по Кюсюрско-Куогастаскому валу. Атырканский порог фиксируется по выходам пород кюсюрской свиты среди более молодых отложений нижнего мела. Брахиантиклинали Кюсюрско-Куогастаского вала, генетически связанные, по мнению большинства исследователей, с глубинным разломом, ответвляющимся от краевого шва, протягиваются от Булунской впадины на северо-запад до Берелехского поднятия Лено-Анабарского прогиба. Обе эти струк-

туры (Атырканский порог и Кысюрско-Куогастахский вал) расположены между Оленекским поднятием и Туорасисским (Хараулахским) выступом.

Анализ мощностей показывает, что в течение верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Оленекское поднятие и Туорасисский выступ представляли собой, по-видимому, единую структуру, располагавшуюся на Оленякском внешнем углу северо-восточного края Сибирской платформы. Здесь скорость погружения была ниже, чем в прилегающих частях перикратонного прогиба.

Унаследованное более медленное погружение внешнего угла платформы фиксируется распределением мощностей перми и нижнего мезозоя в меридиональном направлении: мощность отложений триаса и юры на западном крыле Чекуровской антиклинали не превышает 800 м, а южнее (бассейн р.Бесюке) и севернее (район Оленекской протоки) достигает 1300–1500 м. Такая унаследованность сохранилась и на орогенном этапе развития Берхоянской миогеосинклинали. Заметная структурная перестройка края плиты, усиление дифференциации движения отдельных её блоков в нижнемеловую эпоху существенно не отразились на структуре Оленекского внешнего угла.

Складкообразовательные процессы в геосинклиальной области начались, по-видимому, в нижнем мелу и на рубеже позднего мела и палеогена, накатываясь с востока, достигли территории современного Предверхоянского прогиба. К этому периоду, видимо, следует отнести и формирование структуры Туорасисского выступа, который представляет собой приподнятую зону крупных линейных, асимметричных, наклоненных в сторону платформы, кулисообразно расположенных складок. При этом наибольшая деформация, вплоть до опрокидывания западного крыла Чекуровской антиклинали, наблюдается в наиболее приподнятой части этой структуры. Характер дислокаций, положение этого выступа между слабо деформированными образованиями прилегающей с запада территории и структурами складчатой области позволяют отнести Туорасисский выступ к структурам резонансно-тектонического типа (по Ю.М.Пущаровскому). Туорасисский выступ, как уже отмечалось нами (Сафронов), по своему генезису существенно отличается от Уаддингского, Китчанского и других выступов основания Предверхоянского прогиба.

В современном структурном плане Оленекский внешний угол представляет собой седловину, которую можно назвать Оленекско-Туорасисской. Особенности истории геологического строения этой седловины, специфическое глыбово-складчатое строение её восточной части, расположенной перед складчатыми сооружениями мезозоя Верхояно-Чукотской области, позволяют рассматривать Оленекско-Туорасисскую седловину в качестве структуры, разделяющей Предверхоанский и Лено-Анабарский прогибы, депрессии генетически разнородные, хотя и тесно связанные с развитием прилегающей с востока миогеосинклинальной области. Атырканский порог и Кысьурско-Дуогастахский вал являются структурами более мелкого порядка, осложняющими Оленекско-Туорасисскую седловину.

Наличие такого крупного положительного структурного элемента, развивавшегося в течение длительного периода в унаследованном плане, способствовало формированию здесь крупной зоны нефтегазонакопления.

О НАДВИГАНИИ ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОКРОВА НА ПРЕДВЕРХОЯНСКИЙ ПРОГИБ (ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

В.А. Литинский

Научно-производственное объединение "Севморгео", г. Ленинград

На карте в редукции Буге Верхоянский хребет и Предверхоанский краевой прогиб проявляются в виде единой интенсивной отрицательной аномалии, осложненной так называемым Джарджанским минимумом. Такая картина гравитационного поля объясняется тем, что отрицательная аномалия, связанная с погружением плотного кристаллического фундамента платформы в области Предверхоанского прогиба и заполнением прогиба менее плотными осадками (близкоповерхностный фактор), складывается с отрицательной аномалией, пропорциональной средней высоте Верхоянского хребта и созданной компенсационным прогибом поверхности Мохоровичича под хребтом (глубинный фактор).

Использование универсальной редукции вместо редукции Буге позволило исключить влияние отрицательной региональной

составляющей гравитационного поля, коррелирующей с высотой генерального рельефа Верхоянского хребта и связанной с распределением подкорковых компенсационных масс ("корнем гор"). Поэтому в универсальной редукции над прогибом сохранилась интенсивная отрицательная аномалия, связанная с глубоким погружением кристаллического фундамента, а над Верхоянским мегантиклинорием проявилась положительная аномалия, вызванная выходом на поверхность плотных пород верхоянского комплекса и приближением фундамента к дневной поверхности (а не погружением его, как это полагали ранее по отрицательной аномалии Буте). Отрицательная аномалия, присущая Предверхоанскому прогибу, продолжается далее на восток и заходит на расстояние от 20 до 90 км в пределы интенсивно дислоцированных верхнепалеозойских отложений, слагающих западный склон Верхоянского хребта.

По представлению автора, последнее обстоятельство связано с тем, что на восточный край Предверхоанского прогиба надвинут крупный тектонический покров, названный автором Западно-Верхоанским, т.е. с тем, что прогиб продолжается под смятыми в складки верхнепалеозойскими отложениями западного склона Верхоянского хребта.

По геологическим признакам область распространения покрова следует связывать с внешними зонами сложной складчатости, сорванной с основания, выделяемыми Л.П. Зоненшайном. Внутренние зоны Верхоянского мегантиклинория связываются с областью распространения корней тектонического покрова. По гравиметрическим данным предполагается, что корни покрова располагаются восточнее линии, разделяющей Орулганский максимум и отрицательные аномалии, приуроченные к Предверхоанскому прогибу.

Ширина тектонического покрова (амплитуда горизонтального перемещения его фронта), устанавливаемая по гравиметрическим данным, на широте пос. Джарджан составляет около 50-60 км. Далее на север она уменьшается до 25-20 км в верховьях р. Нарысах. Еще севернее, у пос. Носюр, ширина тектонического покрова вновь увеличивается до 80-90 км.

На составленной автором по гравиметрическим данным тектонической карте, охватывающей северную часть Предверхоанского прогиба и прилегающие участки Сибирской платформы и Яно-Колымской складчатой области, в пределах прогиба выделены Булун-

ская и Джарджанская впадины, в которые включены части, скрытые под покровом. Впадины разделены Унгуохтахским седловинным поднятием.

Автором предложено новое объяснение природы интенсивного Джарджанского минимума силы тяжести. Появление в Джарджанской скважине нижнепротерозойских пород эекитской серии на глубине 1,5 км объясняется нами вскрытием не автохтонного фундамента, глубина до которого, по гравитационным данным, в районе скважины составляет 5-6 км, а сравнительно маломощной толщи аллохтонных пород, перемещенных в виде тектонического покрова с западного склона приподнятого Оленекско-Мунского блока Сибирской платформы на восток и надвинутых на менее плотные средне- и верхнепротерозойские отложения Джарджанской впадины.

Положительная аномалия в универсальной редукции над Верхоянским мегантиклинорием свидетельствует о том, что обращенная структура, под которой существует не прогиб консолидированной коры (кристаллического фундамента) глубиной до 14-16 км, как это представляет себе большинство исследователей по аномалиям в редукции Буге, а наоборот, поднятие фундамента, глубина до которого в верховьях р. Менкере не превышает нескольких первых километров.

Таким образом, гравитационные данные в универсальной редукции позволяют ставить вопрос о ревизии утвердившихся представлений о неглубоком залегании кристаллического фундамента на западной окраине Джарджанской впадины, сложившихся на основе данных бурения Джарджанской скважины; о глубоком прогибе консолидированной коры под Верхоянским мегантиклинорием и соответственно, о глубинном строении земной коры этого региона. Поверхность Мохоровичича не погружается под Джарджанской впадиной и не образует единой глубокой депрессии под этой впадиной и Верхоянским хребтом, как это полагает большинство исследователей по аномалиям Буге, а наоборот, приближается под впадиной к дневной поверхности, так же как и в областях других крупных впадин (Прикаспийская, Вилуйская синеклизы и другие), и прогибается, образуя "корень гор", под Верхоянским хребтом. Изостазия в описываемом регионе, таким образом, выполняется достаточно полно.

СТАДИЙНОСТЬ РАЗВИТИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРЕДВЕРХОЯНСКОГО ПРОГИБА, ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В.Б.Арчegov, И.В.Рейнин, Н.Г.Чочиа

Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Ленинградский горный институт, г.Ленинград

Краевые прогибы – основные элементы краевых систем. Общее условие образования последних – явное преобладание нисходящих движений, обусловивших погружение фундамента платформы вдоль протяженного и слабо вогнутого геосинклинального прогиба. Границами прогибания, как правило, служат глубинные разломы, заложенные в предшествующие этапы развития.

Северная часть Предверхоаянского краевого прогиба представляет собой линейно-вытянутую, резко асимметричную, сложно построенную синклинальную структуру, расположенную на восточном крае Сибирской платформы в зоне сочленения ее с Верхоянской складчатой областью.

На протяжении байкальского и каледонского циклов наиболее активно развивался Нижне-Ленский массив, предопределивший тектоническое развитие рассматриваемой территории.

Результатами движений герцинского цикла (его наибольшая активность проявилась в карбоне) является возникновение Оленекского, Кюингдинского, Куойкско-Далдынского и Мунского блоков на краю платформы.

В конце среднего палеозоя дробление края платформы привело, в частности, к усилению роли глубинного разлома, отделявшего Нижне-Ленский массив от области будущей Верхоянской геосинклинали. Этот этап – этап деструкции стал началом заложения геосинклинального прогиба.

Поздний палеозой – среднеюрская эпоха – этап перикратонного опускания, характеризуется устойчивым погружением. В его начале опускание наиболее активно проявилось на севере; к концу оно охватывает всю окраину Сибирской платформы. В смежной геосинклинальной области частные инверсии приводят к обособлению Хараулахского, Орулганского и других блоков.

Позднеюрская – раннемеловая эпохи, соответствующие этап у и н в е р с и и, знаменуют коренные преобразования в геосинклинальной области, результатом которых явились замыкание геосинклинали, складчатость, внедрение гранитных батолитов и заложение краевого прогиба, осложненного рядом крупных структур. В целом краевая система впервые приобретает синклинальную форму.

Последующие этапы, определяющие историю развития Верхоянья, – общие для краевого прогиба и геосинклинали.

Э т а п с к л а д ч а т о с т и ($K_2 dt?$ – $F_I?$) характеризуется режимом дифференциации движений с усложнением ранее сформированных структурных форм, наиболее ярко выразившимся во внутренней зоне прогиба.

Э т а п п е н е п л е н и з а ц и и (F_{2-3}). Ему свойствен режим стабилизации тектонических движений; равновесие эндогенных и экзогенных процессов рельефообразования.

Э т а п г о р о о б р а з о в а н и я ($n-q$) – заключительный для рассматриваемой территории. Для него характерно явное преобладание блоковых движений с амплитудами для геосинклинальной области до 1000 и более метров; для внутренней зоны прогиба – первые сотни метров. По режиму новейших движений прогиб подразделяется на зону активных поднятий (предгорья) и зону опусканий (Ленская измененность). Итогом этого этапа является окончательное формирование структуры краевой системы.

Каждый из перечисленных этапов сыграл существенную и своеобразную роль в накоплении и эволюции углеводородов, влияя как на особенности миграции, так и на формирование ловушек.

ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.Н.Терещенко

Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г.Иркутск

В условиях сложного соотношения структурных планов поверхности кристаллического фундамента и различных стратиграфичес-

ких уровней вендско-кембрийских, ордовикских отложений важное практическое значение приобретают выяснение динамики тектогенеза и изучение влияния тектонических напряжений на формирование складчатости в осадочном чехле. Выделяется три основных типа складчатости.

Длительно развивающиеся преимущественно радиальные усилия сформировали в вендское время сквозные замкнутые или полузамкнутые конседиментационные поднятия. Их строение усложнилось в позднем палеозое и мезозой-кайнозое, а также во время внедрения Мотско-Усольского силла. Такие пликативные (Окинское, Братское; Ковинское, Араканское поднятия) и дизъюнктивные (Ангарская, Окино-Вихоревская зоны разломов) дислокации наиболее широко распространены в пределах восточного борта Присаяно-Енисейской синеклизы (Братский и Ковинский блоки фундамента). Главная особенность данных структур - сохранение или увеличение амплитуды с глубиной, в целом плановое совпадение контуров и направленности, группирование элементов в субмеридиональную и северо-западную зональность. Отсутствует явное проявление соляной тектоники, близвертикальные разрывы образуют в осадочном чехле сбросы со смещением от 20 до 300 м. Эти поднятия перспективны для обнаружения в них залежей нефти и газа сводового и тектонически-экранированного типов.

Под действием доминирующих тангенциальных тектонических напряжений образовались узкие, четко выраженные в северо-восточном направлении высокоамплитудные надсолевые валы - Литвинцевский и Тубинский (Чамский блок фундамента). Развитие в их пределах локальные поднятия характеризуются значительным смещением и несовпадением планов с глубиной. В подсолевом комплексе фиксируются лишь невысокие разноориентированные мелкие осложнения. Молодые разрывные нарушения взбросо-надвигового типа, сопровождающиеся в галогенно-карбонатных отложениях проявлениями соляной тектоники, ступенчато проникают сверху вниз к подошве осадочного чехла и затухают в фундаменте. Такие складчатые и разрывные структуры не имеют глубинных "корней" в фундаменте. В сводовой части валов отсутствуют пути миграции углеводородов и их вещественные следы.

Положительные элементы, не подчиняющиеся определенной закономерности в соотношении планов, образованы взаимодействием

смещенных во времени вертикальных и горизонтальных геостатических давлений в отдельных блоках. Особенно оцутимо влияние внутривблоковых разломов в Окинском блоке фундамента. Решающая роль в образовании разнонаправленных и различных по морфологии складок в этом блоке принадлежит прежде всего вертикальным усилиям, отражающимся от Ангарского и Окино-Вихоревского северо-западных межблоковых разломов, и затем горизонтальным — со стороны северо-восточного Окино-Катангского разлома. Во время вендского осадконакопления при господствующих радиальных напряжениях были созданы Большеокинское, Леоновское, Добчурское палеоподнятия, в которых песчаные пласты-коллекторы впоследствии были заполнены нефтью. В более молодой период в результате смены направлений напряжений и подъема соседнего Братского блока замкнутые поднятия расформировались и образовали в нижней части осадочного чехла крупные северо-западные структурные носы, раскрытые в юго-восточном направлении. В связи с этим нефтяные залежи разрушились, и сейчас в терригенных отложениях венда наблюдаются лишь их следы — крупные скопления твердых битумов.

Следы длительно существовавших преимущественно унаследованных тектонических движений запечатлены в современном петрофизическом состоянии пород и, в частности, во флюидопроводящих свойствах различных интервалов разреза и зон разрывных нарушений. Так, на площади Братского поднятия, сформированного за счет вертикальных усилий, нижнемотские терригенные отложения разуплотнены (средняя плотность $2,37-2,43 \text{ г/см}^3$). Песчаные горизонты содержат газ, конденсат, воду. По всей зоне Ангарского разлома породы спорадически максимально газонасыщены. В пределах же свода Литвинцевского вала — структуры линейного горизонтального сжатия одновозрастные породы значительно уплотнены ($2,50-2,60 \text{ г/см}^3$) и практически непроницаемы. В разрезах скважин полностью отсутствуют признаки нефтегазонасыщенности. В то же время на периклиналях вала, в зоне возможной глубинной ловушки, фиксируются разуплотнение пород и интенсивные нефтегазопоявления.

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
И ОБЛАСТИ БАЙКАЛИД
В ПРИБАЙКАЛЬСКОЙ И ПРИЛЕНСКОЙ ЗОНАХ

А.Н.Булгатов

Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР, г.Улан-Удэ

Изучение взаимоотношений платформ и складчатых областей позволяет решать многие важные вопросы теоретической тектоники. В области их сочленения образуются краевые и предгорные прогибы, поперечные структуры, вулканоплутонические пояса, перикратонные опускания, краевые геосинклинали, краевые швы.

Характеру сочленения и структурам, образованным на границе Сибирской платформы и области байкалид в пределах Прибайкальской и Приленской зон, посвящено большое количество работ, но единой точки зрения не выработано.

Важнейшим структурным элементом на их границе является Байкало-Вилуйская зона разломов. В Прибайкальской зоне (южнее низовья р.Чаи) она четко выявляется по магнитным и гравитационным материалам, а глубинным сейсмическим зондированием установлено и её выражение в виде резкого уступа в рельефе границы Мохоровичича. К зоне разломов здесь приурочены эвгеосинклинальные зоны байкальской геосинклинали, которые выполнены вулканогенными породами контрастной серии. На отрезке низовья реки Чаи - мыс Солонцовый на Байкале этой зоной разломов контролируется расположение вулканического пояса, образованного моласово-вулканогенным комплексом. Если учесть тип структуры основания (в ряде мест установлено залегание его на эвгеосинклинальном комплексе), то нужно считать, что вулканический пояс образовался в орогенный этап развития геосинклинали. Надо отметить, что синхронные и коррелируемые с ними по составу комплексы широко распространены в пределах байкальской складчатой области Забайкалья. В следующую стадию орогенного этапа развития байкальской геосинклинали частично в пределах зоны Байкало-Вилуйского разлома, в основном на платформенном основании Прибайкальской зоны, формировался краевой прогиб, выполненный снизу песчано-доломитовой, карбонатно-алевритно-сланцевой и конгломерато-сланцево-песчано-алевритовой толщами (байкальская серия). В последние

годы в Центральной части Байкальской горной области и Северном Прибайкалье изучен орогенный комплекс байкалид, который по литологии, строению разреза и строматолитам уверенно коррелируется с отложениями байкальской серии.

В Приленской зоне Байкало-Вилуйская зона разломов ограничивает Чуйско-Тонодское поднятие с юго-востока, далее продолжается в Вилуйском авлакогене. На профиле глубинного сейсмического зондирования она также выражена в виде резкого уступа в рельефе фундамента Мохоровичича. В пределах Бодайбинского синклинория мощность земной коры равна 36-38 км, в пределах Тонодского поднятия и прилегающих частей Сибирской платформы - 45 км. По результатам гравиметрии глубинная структура Чуйско-Тонодского поднятия и платформы также не отличается, а Байкало-Витимский разлом выражен в аномалиях Буге линейной гравитационной ступенью. В Приленской зоне эвгеосинклинальные зоны, орогенные вулканический пояс и краевой прогиб, этим разломом не контролируются. Располагающийся северо-западнее Чуйско-Тонодского поднятия рифейский прогиб не может, по-видимому, рассматриваться в качестве краевого, так как выполняющая его трансгрессивная серия осадков (песчано-алеврито-карбонатная, сланцево-известняковая и известняковая толщи каланчевской, жуинской и ченчинской свит) по формационному составу и последовательности образования отличается от одновозрастной регрессивной байкальской серии Прибайкальской зоны. Если принять за границу Сибирской платформы и области байкалид Байкало-Вилуйскую зону разломов, то прогиб располагается в пределах платформы. Однако можно допустить, что Байкало-Вилуйская зона разломов только в Прибайкальской зоне четко разграничивает Сибирскую платформу и область байкалид, северо-восточнее она имеет продолжение во внутренней части Патомского перикратонного опускания.

С учетом положения оперяющих Байкало-Вилуйскую зону разломов разрывных структур, контролирующих размещение эвгеосинклинальных зон байкальской геосинклинали во внутренних областях Забайкалья, можно допустить, что в начале геосинклинального этапа байкальской эпохи горизонтальные движения блоков вдоль Байкало-Вилуйской зоны разломов происходили по правилам правого сдвига, в конце его такие движения

имели противоположное направление, которое сохранялось и в орогенный этап развития байкальской геосинклинали.

ЭТАПЫ И ФАКТОРЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

А.А.Бухаров

Институт земной коры СО АН СССР, г. Иркутск

Формирование континентальной земной коры Сибирской платформы проходило в несколько стадий. В начальную, прагеосинклинальную стадию эволюции внешней гипербазитовой мантийной оболочки формировался гранулит-базитовый фундамент и существенно меланократовый вулканогенный и осадочно-хемогенный чехол. Продолжительность этой стадии по приблизительным оценкам составляла около 1,5 млрд. лет — от 4 млрд. лет до 2,5–2,6 млрд. лет. Следующая стадия характеризуется образованием узких протогеосинклинальных прогибов, заполненных базальтово-андезитовыми вулканидами и кремнисто-сланцевыми толщами. Эти трогообразные прогибы образовывались почти одновременно с тектонически менее подвижными областями протоплатформ, нередко расчленяя их. Эта стадия длилась с 2,5 млрд. лет до 1,8–1,9 млрд. лет. Именно в этот период времени четко обособливается крупный сегмент относительно консолидированной земной коры, получивший в работах Ю.А.Косыгина название Северо-Азиатского кратона.

Весьма существенное значение имела следующая стадия образования собственно сиалической земной коры, длившаяся в пределах Восточно-Азиатского континента от 1,9 млрд. лет до 1,5 млрд. лет. На этом этапе эволюции земная кора достигает качественно нового состояния, характеризуемого расслоенностью, значительной мощностью сиалического слоя, способностью к раскалыванию и дифференциации на жесткие блоки и мобильные шовные зоны. В формировании мощного сиалического слоя земной коры ведущее значение имели процессы как регионального, так и плутоногенного метаморфизма зон разломов, сопровождавшиеся интенсивной гранитизацией, метасоматозом, а также флюидизацией щелочами, водой, кремнекислотой и другими литофильными компонентами.

Впервые в истории Земли в этот период появляются своеобразные вулканоплутонические ассоциации кислого состава, сочетающиеся с терригенными комплексами континентальных моласс. Парагенетически метаморфические комплексы, вулканиты и интрузивные формации основного и кислого составов образовывали протяженные вулканоплутонометаморфические пояса и зоны, являвшиеся наложенными планетарными структурами земной коры, которые отражали этап тектономагматической активизации протоплатформ и кратонов. Типичным примером такого пояса может служить Восточно-Сибирский (транссибирский) вулканоплутонометаморфический пояс, сформировавшийся в интервале 1800-1500 млн. лет в тесной связи с развитием системы глубинных разломов, обрамляющих в виде краевых швов дорифейское континентальное ядро Сибирской платформы. Большие объемы кислых магматических образований, проникшие в земную кору, увеличивали мощность ее сиалического слоя и способствовали дальнейшей консолидации континентальных ядер. Вулканогенно-осадочные формации зрелой стадии континентальной коры явились первыми порциями осадочного чехла фанерозойских платформ.

СТАНОВЛЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОЛОДЫХ ПЛИТ
И РАННИЕ ЭТАПЫ ИХ РАЗВИТИЯ
(НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО СЕГМЕНТА)

В.С.Бочкарев, И.И.Нестеров

Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный
нефтяной институт, г. Тюмень

Новые данные, полученные в связи с бурением глубоких скважин в Западной Сибири, особенно в районах, где складчатое основание погружено очень сильно, и расширение методических приемов по изучению доюрских образований (сейсморазведочные, геотермические и электрокаротажные данные) позволяют существенно уточнить особенности строения и соотношение мезозойско-кайнозойского ортоплатформенного, верхнепермско-триасового катаплатформенного структурных этажей, ниже-среднеюрского дейтероортогенного, герцинского, каледонского, байкальского и добайкальского мегакомплексов геосинклинального и платформенного типов.

По ряду признаков установлено, что структурные мегакомплексы, комплексы и этажи испытывают закономерные изменения внутренней структуры в направлении от обрамления Западно-Сибирской равнины к ее внутренним и северным районам. Особенно существенные изменения прослеживаются в герцинском мегакомплексе к северу от Сибирских увалов и к юго-востоку от районов широтной Оби. Здесь, в пределах Обь-Тазовской складчатой системы, получили широкое развитие брахиантиклинали, сложенные известняково-риффовыми и доломит-известняковыми формациями девона, кулисообразно чередующиеся со сравнительно узкими зонами гребневидной и линейной складчатости, сложенными девонскими аспидной, флишевой, диабазовой и ультрабазит-кремнистой формациями, а также нижнекаменноугольными углисто-карбонатно-глинистыми формациями.

Орогенный ярус в Обь-Тазовской системе нередко представлен существенно вулканогенными ассоциациями кислого состава, чего не наблюдается в смежной Уральской системе.

К востоку от Обь-Тазовской системы, за пределами ограничивающей ее региональной зоны разломов, прослеживается широкая полоса развития ортоплатформенных среднепалеозойских толщ, залегающих горизонтально (Мартовская, Еланская, Ванжильская, Западная и другие площади).

К северу от Уренгойского мегавала происходит коренное изменение строения герцинского мегакомплекса. Последний почти полностью слагается терригенно-карбонатными складчатыми и полого складчатыми формациями, включая сюда чехлы срединных массивов. Более интенсивно дислоцированные части Обь-Тазовской системы в этом районе сменились складчатой системой, виргации которой выходят на дневную поверхность на Пай-Хое и Таймыре.

Если за признак древней океанической коры принять ультрабазиты и кремнисто-ляшмовые толщи, то палеотектоническая структура догерцинского субстрата закономерно изменяется с запада на восток и с юга на север от существенно рифтовой с окнами океанической коры на Урале до многощелевой в зоне Обь-Тазовской системы и монолитноутоненной - в Пайхойско-Быррангской системе.

Докембрийский мегакомплекс тщательно изучен лишь в южной половине Западно-Сибирской равнины. Его особенности свидетель-

ствуют о том, что в среднем-позднем рифее были широко развиты блоки (срединные массивы?), перекрытые ортоплатформенным комплексом.

Соотношение геосинклинальных и ортоплатформенных типов структурных комплексов показывает, что от докембрия к мезозою площади геосинклиналей дважды расширялись, но последовательно от одного орогенического периода к другому области гранитизации уменьшались и несколько смещались в южном направлении.

Некоторые из отмеченных особенностей выявляются и на других молодых платформах.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕГАКОМПЛЕКСЫ В СКЛАДЧАТОМ ОБРАМЛЕНИИ И ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В.В.Баранов, М.Я.Рудкевич

Тюменский индустриальный институт, г. Тюмень

В складчатом обрамлении Западно-Сибирской плиты намечаются блоки и зоны (срединные массивы, ядра антиклинорий и др.), в строении которых участвуют три мегакомплекса: карельский, готско-гренвильский (рифейский) и байкальский (позднерифей-вендский).

Породы карельского мегакомплекса метаморфизованы в высоких ступенях амфиболитовой фации, однако в них отмечаются реликты пород гранулитовой фации; преобладающая роль принадлежит биотит-амфиболитовым плагиогнейсам и амфиболитам. Разрез готско-гренвильского мегакомплекса разнообразен. В Северном Казахстане - это геосинклинальные формации мощностью 10-15 км (базальты, джеспилиты, песчано-глинистые сланцы, карбонатно-кремнистый флиш).

На Южном и Среднем Урале мегакомплекс представлен миогеосинклинальными образованиями: песчано-сланцевыми, карбонатно-сланцевыми, фляшоидными и терригенно-угленосными толщами общей мощностью 4-6 км. На Северном Урале присутствуют эв-и миогеосинклинальные формации.

Байкальский мегакомплекс повсеместно представлен кварцито-сланцевыми толщами (1-2 км), занимающими обширные площади. Особенности этого мегакомплекса являются: малые изменения мощности, незначительная роль эффузивов, выдержанный состав и преобладание мелководных фаций.

По данным региональных геофизических исследований (КМПВ, ТЗ МПВ, ГСЗ и др.) и глубинного бурения в центральных районах Западно-Сибирской плиты (Обь-Иртышское междуречье, Томское и Среднее Приобье) наиболее широко распространены формации байкальского мегакомплекса. Это кремнисто-серицитовые, кремнисто-хлоритовые, эпидот-хлорит-кремнистые, альбито-хлоритовые сланцы, филлиты, кварциты и рассланцованные песчаники. Степень метаморфизма соответствует мусковитовой субфации зеленых сланцев.

В отдельных депрессиях метаморфические породы комплекса перекрываются известняками и доломитами силура - нижнего карбона. Кроме того, по данным бурения установлены ксенолиты биотит-амфиболитовых гнейсов в позднепалеозойских гранитоидах. Эти ксенолиты, по-видимому, относятся к карельскому мегакомплексу, погребенному под более молодыми толщами.

В северной части плиты - на пространстве Надым-Тазовского междуречья, на Среднем и Северном Ямале и Гыданском полуострове по данным КМПВ поверхность фундамента фиксируется высокоскоростной (6-6,5 км/с) преломляющей границей, опущенной в отдельных депрессиях на глубину 10-14 км. Эта дифференцированная поверхность перекрыта мощной толщей доверхнепалеозойских квазиplatformенных образований. Увязка геолого-геофизических данных по центральным районам с материалами сейсморазведки в северной части плиты дает основание считать, что на севере Западно-Сибирской равнины фундамент имеет существенно байкальский возраст консолидации с широким развитием добайкальских (карельских и готско-гренвильских) ядер, играющих роль срединных массивов. Палеозойские складчатые структуры не протягиваются к северу от Обь-Иртышского междуречья, а в пределах последнего распространены ограниченно и выражаются в форме погребенных геосинклинальных авлакогенов.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ)

Е.М.Максимов, М.Я.Рудкевич

Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, Тименский индустриальный институт, г.Тюмень

Структуры платформенного чехла, являющиеся потенциальными ловушками нефтяных и газовых скоплений, скрыты от непосредственного наблюдения, и представление о них можно получить, только построив их модели. Такие модели могут быть выполнены в материале или в виде чертежей, рисунков, формул (символов); структурная карта является частью такой модели.

Практика показывает, что положительные платформенные структуры имеют формы простых или сложных куполов и брахиантиклиналей. Простой купол представляется состоящим из двух блоков: центрального – штокового, периферийного – кольцевого. Каждый из этих блоков в условиях платформенного чехла имеет слоистое строение. Вариации изменения мощности отдельных слоев в пределах блоков создают различные по строению куполовидные складки. Если принять в качестве опорных пять горизонтов платформенного чехла (в условиях Западной Сибири это поверхности фундамента, юры, неокома, сеномана, палеогена), то теоретически можно построить около 30 типовых моделей простых складок. Каждая из них отражает наличие или отсутствие изгиба слоев, формы изгиба (синклиналь, антиклиналь и их сочетания) и степень изгиба на разных стратиграфических (гипсометрических) уровнях. При наличии регионального наклона слоев (периферийный кольцевой блок наклонен в одну сторону) количество моделей удваивается.

Модели складок изображены в виде схематических профилей через вершину купола. Наиболее просты модели, на которых складка выражена только по одному опорному горизонту. Генетическая интерпретация такой модели будет разной в зависимости от местонахождения складки относительно опорных поверхностей. Если изгиб выражен только по кровле фундамента, то за причину его формирования принимается эрозионный выступ. Наличие складки только по одному внутривисочному горизонту объясняется

присутствием литологических линз. Сохранение размера амплитуды по всем опорным горизонтам свидетельствует о молодом (неоген-четвертичном) возрасте складки. Складка синклинальной формы в нижней части чехла, постепенно переходящая вверх по разрезу в антиклиналь, интерпретируется как инверсионная структура.

Затем усложняем задачу: центральный блок делим на 2-3 самостоятельных. Количество сочетаний вновь увеличивается, строение складки становится сложным с множеством вершин, с угасанием или возрождением на разных гидсометрических уровнях.

Наиболее простой моделью сложной складки является форма с сохранением структурного плана и амплитуды по всему разрезу. Возникновение такой складки объясняется воздействием на горизонтально-слоистую толщу после ее формирования нескольких блоков (штоков), каждый из которых имел свою интенсивность (скорость) вертикального движения.

Максимально сложной формой характеризуются складки с региональным наклоном слоев и смещениями в плане главной вершины по каждому опорному горизонту. В пределах такой складки существует весьма сложная закономерность изменения мощностей и амплитуд вверх по разрезу. Количество моделей сложных структур может быть более 100.

Каждая модель структуры изображается в виде графических символов, состоящих из отрезков линий и треугольников разных форм, в совокупности представляющих формализованный разрез через складку. Математически она может быть выражена через изменение амплитуды вверх по разрезу. При этом необходимо построить серию графиков амплитуд по данным любой пары скважин или точек сейсмических зондирований, находящихся в сводовой части и на крыле структуры.

Все многообразие моделей платформенных структур объясняется допущением ведущей роли вертикальных блоковых движений, изменением знака и скорости их на разных этапах формирования и в разных частях складок. Лишь некоторые из моделей с закономерным изменением плана вверх по разрезу допускают возможность их формирования за счет воздействия центрального блока, движение которого направлено с наклоном к горизонту.

УНАСЛЕДОВАННЫЕ И НОВООБРАЗОВАННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

Ю.Н.Федоров

Западно-Сибирский научно-исследовательский геологоразведочный
нефтяной институт, г. Тюмень

При исследовании пликативных дислокаций ортоплатформенного чехла Западно-Сибирской плиты в отношении их унаследованности и новообразования необходимо рассмотреть два момента: взаимоотношение складок в мезозойско-кайнозойском чехле с внутренней структурой фундамента и соотношение поверхностей структурных подъярусов внутри самого чехла. Установлено и некоторое отличие в формировании и развитии в пределах плиты крупных положительных и отрицательных тектонических структур (В.С.Бочкарев, Ю.Н.Федоров), что предполагает их раздельное изучение и классификацию.

Так, к положительным дислокациям, унаследованным от структур фундамента, следует отнести Красноленинский свод, Уренгойский, Александровский, Шаимский мегавалы и др. Унаследованными отрицательными структурами являются Ханты-Мянсийская мегавпадина, Тюменский мегапрогиб, Бакчарская впадина и пр.

Новообразованные дислокации представлены также довольно широко. К ним относятся Ярудейский и Медвежий мегавалы, Танамский и Тебисский валы, а также Колтогорский мегапрогиб, днище которого сложено в основном девонскими образованиями, а основной этап развития приходится на позднемеловое и палеогеновое время.

По соотношению поверхностей структурных подъярусов также встречены дислокации двух типов. В качестве примера унаследованных положительных дислокаций можно назвать Нижневартовский свод, Демьянский мегавал и др.; отрицательных — Юганская впадина, Етняхская котловина. К классу новообразованных из положительных структур можно отнести Киньяминский вал, из отрицательных — Пилюгинский прогиб.

Особую группу составляют дислокации, формирующиеся в осадочном чехле вдоль разломов фундамента. К ним относятся Айтульский, Фестивальный валы и др.

Как показало изучение истории развития структур чехла, их характерной чертой является прерывистость роста, а наибольшая тектоническая активность приходится на ранне-среднеюрский, валанжин-барремский и апт-туронский этапы.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТониКИ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

С.К.Барыкин

Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизики, г.Москва

Важная роль разломов при тектоническом районировании, их связь с эндогенными процессами и влияние на структуру осадочного чехла определяют научное и прикладное значение исследования разломной тектоники Западно-Сибирской плиты.

Каждый выделенный в геологическом разрезе плиты структурно-формационный комплекс (геосинклинальный, орогенный; тафрогенный и плитный) характеризуется особой генерацией разрывных нарушений. Наиболее густая сеть разломов, нашедших отражение на "Карте разломов территории СССР, сопредельных стран и морей", связана с геосинклинальными и тафрогенными образованиями. В зависимости от роли разрывов в тектоническом районировании складчатого основания плиты выделяется два типа региональных разломов: маргинальные и интраструктурные. Первые из них (Хетско-Худосеевский, Восточно-Уральский, Усть-Балыкский и др.) разделяют разновозрастные складчатые системы, лежащие на фундаменте региона. Ориентировка маргинальных разломов, протяженность которых оценивается сотнями и тысячами километров, соответствует главным простираниям той или иной системы. Интраструктурные разрывные нарушения прослеживаются обычно в

пределах одной складчатой системы, осложняя ее строение. Время заложения этих разломов отвечает главным образом заключительному этапу геосинклинальной стадии развития, т.е. они являются соскладчатыми. По морфо-кинематической характеристике большинство из них относится к сбросам, а по глубине проникновения — к корово-мантийным.

С тафрогенным этапом связаны активизация части маргинальных и интраструктурных разломов, а также формирование Западно-Сибирской рифтовой системы. Разрывы имеют преимущественно сбросовую и раздвиговую природу. По разломам северо-восточного и субширотного простирания происходили горизонтальные смещения отдельных частей грабенов относительно друг друга. Суммарная величина этих движений по Колтогорско-Уренгойской рифтовой зоне в сторону Уральского орогена вполне соизмерима с амплитудами перемещения по надвигам триасового возраста, широко развитым в пределах Урала и Пай-Хоя. Наряду с растяжением в рифтовой системе, в смежных районах происходило сжатие. Перемещение блоков земной коры осуществлялось неравномерно и разнонаправленно.

Основные этапы регматогенеза, обусловившие возникновение практически всей сети разломов, связываются с ранне-среднепалеозойским и раннемезозойским временем развития региона. Это необходимо учитывать при выборе направлений нефтегазопоскоковых работ в Западной Сибири.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ, ЯКУТИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

И.А.Савинский, А.П.Панкратов, В.С.Волхонин, А.В.Егоркин,
С.С.Лопатин, Н.М.Чернышов, И.А.Яковлев
Научно-производственное объединение "Союзгеофизика", г.Москва

В последние годы (1975-1979) специализированная региональная геофизическая экспедиция (СРГЭ) научно-производственного объединения "Союзгеофизика" выполнила на территории Восточной Сибири, Якутии и в сопредельных регионах ряд сейсмических про-

филей большой протяженности, пересекающих всю площадь Сибирской платформы и других крупных структур. Результаты региональных сейсмических исследований в настоящее время увязаны с материалами других геофизических методов (аэромагнитные и гравиметрические съемки, магнито-теллурические зондирования и др.) и фактическими геологическими данными.

На базе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных с учетом нового и весьма важного сейсмического материала удалось уточнить и составить новые схемы, раскрывающие особенности строения консолидированной части и осадочного покрова земной коры Сибирской платформы, наметить в фундаменте платформы области, сложенные различным составом и типом коры, разграничить блоки, троговые зоны и древние срединные массивы, а также более обоснованно и рельефно показать многие, в том числе и некоторые новые, крупные структуры платформы.

Демонстрация, характеристика и обоснование всех указанных материалов и выполненных на их базе структурных, тектонических и геофизических исследований и составляет основное содержание предлагаемого нами доклада.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В КРИСТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕНТЕ БССР

Н.В.Аксаментова, И.В.Найденков, А.А.Архипова, Л.И.Матрунчик
Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт
УГ БССР, Белорусская геолого-гидрогеологическая экспедиция
УГ БССР, г. Минск

Одной из дискуссионных проблем изучения строения кристаллического фундамента Русской плиты является геолого-тектоническая интерпретация двух главных типов геофизических полей, отображающих, как это было показано для щитов, гетерогенность и разновозрастность составляющих их тектонических структур. Считалось, что мозаичному типу полей соответствуют древние консолидированные массивы архея, а линейному - обрамляющие их склад-

чатые системы сфофоенно-карелид (В.Н.Зандер, Р.А.Гафаров, М.В.Муратов и др.). По аналогии с Балтийским щитом в кристаллическом фундаменте центральной и восточной частей Белоруссии область мозаичных гравиманнитных аномалий рассматривалась как фрагмент древней архейской платформы (жесткий Минско-Полоцкий массив), а область линейных аномалий в западной части республики - как Западно-Белорусская складчатая система раннего протерозоя (Б.В.Бондаренко, М.И.Михненко, И.В.Данкевич и др.). Позже была обоснована принадлежность пород Западно-Белорусской системы к архею и высказано мнение об их одновозрастности с метаморфическими и магматическими комплексами области мозаичных аномалий (А.М.Пап, Г.Г.Доминиковский).

Новые данные, полученные при глубинном геологическом картировании БССР, в том числе и в области мозаичных аномалий, позволяют несколько иначе представить внутреннее строение и возрастные соотношения главных тектонических структур фундамента БССР. По вещественному составу, степени метаморфизма пород и характеру аномальных геофизических полей выделяются три структуры первого порядка.

Расположенная на западе БССР система линейных аномалий рассматривается как часть протяженной дугообразной зоны развития преимущественно глубокометаморфизованных раннеархейских образований. Она протягивается к север-северо-западу до Южной Эстонии и может быть определена как Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс. На территории БССР он имеет складчато-блоковое строение. В приподнятых блоках вскрываются раннеархейские, преимущественно основные метаморфические породы гранулитовой фации умеренных давлений ($T=750^{\circ}\text{C}$, $P=5-7$ кбар; гранулитовый комплекс) и ассоциирующие с ними породы эндербит-чарнокитового ряда, в опущенных блоках - более молодые образования высокотемпературной амфиболитовой фации ($T=640-680^{\circ}\text{C}$), относящиеся к амфиболито-гнейсовому и мигматит-гранито-гнейсовому комплексам верхов раннего архея. Сформировавшийся в начале архея гранулитовый пояс, начиная, по-видимому, уже с верхнего архея, развивался как антиклинорная структура.

Аналогичного типа структура выделяется на крайнем юго-востоке БССР, где развиты породы гранулитовой фации метаморфизма, слагающие полосу субмеридионального простирания, прослеживаю-

щущая к юго-западу в район Побужья, где она смыкается с древнейшими образованиями бугской серии раннего архея. Эта структура, также являющаяся антиклинорной, очевидно, разновозрастна с Белорусско-Прибалтийским гранулитовым поясом и может быть выделена как Подольско-Брагинский гранулитовый пояс. Отличительная его особенность — однородный, преимущественно глиноземистый, состав пород и их интенсивная гранитизация, что, по-видимому, и обусловило мозаичный рисунок магнитного поля.

Расположенная между рассмотренными выше антиклинорными структурами область мозаичных аномалий центральной части БССР сложена более молодыми, позднеархейскими и раннепротерозойскими, относительно слабо метаморфизованными (низкая степень амфиболитовой фации, эпидот-амфиболитовая фация) комплексами гнейсов, образующими систему довольно пологих линейных складок северо-восточного простирания, осложненных продольными разломами и многочисленными телами гранитоидов. Таким образом, область мозаичных аномалий в центре БССР, считавшаяся ранее наиболее древним жестким блоком, представляет собой в целом крупную синклинорную зону (Центрально-Белорусскую), более молодую по отношению к обрамляющим ее с северо-запада и юго-востока выступам раннеархейского кристаллического фундамента. Это хорошо согласуется с данными о глубинном строении земной коры в пределах Белоруссии и, в частности, с увеличением мощности "гранитного" слоя в области мозаичных аномалий (Ж.П. Хотько, М.И. Михненко), что на Украинском щите характерно для эпигеосинклинальных орогенов раннего протерозоя (В.Б. Соллогуб и др.).

Соответствие областей пониженных магнитных аномалий мозаичного типа относительно молодым, протерозойским, комплексам пород отмечалось и ранее (Л.Я. Проводников). По-видимому, выделяемые в погребенном кристаллическом фундаменте Русской плиты обширные области мозаичных аномалий имеют гетерогенную природу, являясь в одних случаях отражением древних раннеархейских массивов (Альметьевский, Жигулевско-Пугачевский и др.), а в других — более молодых складчатых систем протерозоя, насыщенных интрузивами гранитоидов. Возрастная идентификация таких областей требует выработки комплекса геолого-геофизических критериев.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
ДЛЯ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВПАДИН
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Л.А.Демидович

Белорусский научно-исследовательский геологоразведочный институт
УГ БССР, г.Минск

Припятский прогиб входит в состав Припятско-Донецкого палеозойского авлакогена. Для него характерны ступенчатое строение, большая раздробленность локальных структур на отдельные блоки, разнофациальный облик межсолевых отложений и ряд других особенностей, присущих аналогичным структурам.

По степени геолого-геофизической изученности Припятский прогиб — уникальная структура первого порядка среди подобных авлакогенов, поэтому полученные при его изучении зависимости и закономерности могут быть с успехом применены и в других регионах.

В Припятском прогибе выделяются вытянутые в субширотном направлении валообразные поднятия и депрессии, осложненные локальными структурами, конседиментационно развивавшимися еще в период накопления подсолевых осадков. На разных этапах геологического времени в зависимости от периодически проявляющих-

ся циклов активизации и затухания тектонической активности скорость их роста была различной.

Определяющим фактором в структурно-морфологической характеристике терригенных и карбонатных пород среднего и верхнего девона Припятского прогиба является палеогеоморфологический. Так, например, при изучении песчано-алевритовых отложений отмечается их пестроцветность, уменьшение глинистости в сводовых частях локальных поднятий, в то время как в переклиналильных частях структур породы более сероцветные, с большим количеством глинистых прослоев и глинистого цемента, песчаники и алевролиты более тонкозернистые, т.е. четко проявляется принцип механической дифференциации. Еще нагляднее влияние тектоники на литологию и физические свойства карбонатных пород подсолевого и межсолевого комплексов, с которыми связаны все основные залежи нефти в Припятском прогибе. В результате проведенных литолого-фациального и палеоструктурного анализов установлено, что в сводах локальных структур, расположенных в пределах валообразных поднятий второго порядка – типа Речичко-Вишанского, накапливались преимущественно органогенные, органогенно-обломочные и органогенно-детритовые карбонатные породы. На локальных структурах, которые расположены на склонах структур второго порядка, накопление пород такого типа происходило преимущественно на крыльях, обращенных в сторону открытого бассейна. Отмеченная особенность – главная причина мозаичного распространения коллекторов и их нефтенасыщенности. Это определяет основные трудности, которые связаны с поисками залежей нефти и газа в карбонатных отложениях, методикой их поисков и разведки, подсчетом запасов и разработкой.

Первоначальный облик пород и тектоническое положение на структуре во многом предопределили направленность и степень постседиментационных процессов. В частности, в органогенных породах более активно протекали процессы доломитизации, выщелачивания и другие. Содержание доломита в сводовых и при-сводовых частях локальных поднятий, представленных органогенными породами, достигает 45–80%, а нередко и 90–95%, в то время как в их крыльевых и периклиналильных частях доломитизация пород значительно ниже. Большое влияние на коллекторские свойства и нефтенасыщенность карбонатных пород оказывает ско-

рость роста локальных структур. Отмечено, что наиболее перспективны те структуры, скорость роста которых (по соотношению мощностей на сводах и крыльях) составляла от 20 до 60%. Структуры, скорость роста которых была менее 20 или выше 60%, обычно мало перспективны.

Аналогичные или близкие особенности отмечаются также для карбонатных отложений Буктыл-Джебольской, Камско-Кинельской и других впадин Урало-Поволжья.

Таким образом, изучение палеоструктурных особенностей развития перспективных территорий является одним из основных критериев в определении направления и методики проведения поисково-разведочных работ. Вышеописанное, на наш взгляд, может быть использовано при определении перспектив нефтегазоносности различных впадин и в пределах Восточно-Сибирской платформы (Кемпендяйская, Ыгнатанская и другие впадины).

ПРОНИЦАЕМЫЕ ЗОНЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТКИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В.А.Иванов, В.Д.Дмитриев

Камчатское территориальное геологическое управление,
г.Петропавловск-Камчатский

Особенности геодинамики переходной зоны на границе континент - океан определяют активизацию региональных разломов северо-западного и субширотного направлений с горизонтальными смещениями в первые километры. Судя по динамическим параметрам очагов землетрясений (Кондратенко, Симбирева, Федотов) в заливах Восточной Камчатки, глубины заложения таких зон, находящихся в состоянии растяжения, оцениваются в 60 км, значительно снижаясь на шельфе Охотского моря. Зоны северо-западного направления, как и широтные, являются сквозными, выходящими через шельф Охотского моря на Магаданское побережье. Примером такой зоны в глубине материка являются разломы Дарпир и Улахан хребта Черского, которые определяют (по Б.М.Козьмину) наиболее сейсмоактивный участок Якутской зоны.

Имеющиеся геофизические (КМПВ, ГСЗ), неотектонические дан-

ные позволили оценить степень раскрытости таких зон, особенности смены геодинамических обстановок и провести типизацию в различной мере активизированных структурных ловушек Западной Камчатки.

Рассмотрение взаимоотношений опорных сейсмических горизонтов со значениями граничных скоростей от 3,2 до 5,7 км/с и от 5,7 до 6,8 км/с, соответствующих возможным разделам внутри вулканогенно-осадочного слоя и его подошве, а также новейшего структурного плана показало глубинность активизированных движений, формирующих ловушки, их общую унаследованность согласно изменениям глубин кровли гранитно-метаморфического слоя при общем увеличении вулканогенно-осадочного слоя в сторону шельфа Охотского моря. На степень сползания структурных планов локальных ловушек оказали влияние горизонтальные смещения, затрагивающие вулканогенно-осадочный слой от его низов, сложенных осадочными или эффузивными домеловыми породами (складчатое основание потенциально нефтегазоносных бассейнов) до голоценовых осадков включительно.

Анализ взаимосвязей выявленных зон и расположенных в них локальных ловушек с битуминозностью потенциально нефтегазоносного вулканогенно-осадочного слоя показал наличие регионального и локального контроля содержаний углеводородов и миграцию их вверх по разрезу в связи с различной степенью раскрытости локальных ловушек и их местоположения в структурном рисунке проницаемой зоны (Пиковский, Дмитриев). Не случайно, что в Крутогоровской разломной зоне северо-западного направления, в ее приплатформенном крыле, осложненном субширотными левосторонними сдвигами и опущенном на 500 м (по данным МОВ) относительно притеосинклинального крыла, в одной из структур обнаружена газоконденсатная залежь, а в ряде других — получены полупромышленные притоки углеводородного газа. Эти структуры расположены в двух узких субпараллельных линейных зонах растяжения, затрагивающих в различной мере дислоцированные осадочные породы плиоцена и осадочно-вулканогенные отложения палеоген-миоцена.

Связи проницаемых зон с зональностью нефтегазопроявлений Камчатки свидетельствуют о необходимости расширения географии нефтегазопойсковых работ и их конкретизации в зонах регионального стратиграфического выклинивания верхней и средней частей

разреза вулканогенно-осадочного слоя на границах зон растяжения и сжатия (опущенных и поднятых блоков) гранитно-метаморфического слоя, представленного сильно метаморфизованными кристаллическими образованиями палеозойского и, возможно, более древнего возраста.

С учетом геотектонического развития потенциально нефтегазоносных бассейнов Камчатки можно рекомендовать к изучению фрагменты следующих зон растяжения: на южном ограничении Лесновско-Кинкильского блока, по юго-западной и северо-восточной границам Хавывенско-Озерновского блока, на северо-восточном фланге Петропавловско-Ганальского блока, на обрамлении Большерецкого блока.

СВЯЗЬ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В.Е.Бакин

Производственное геологическое объединение "Ленанефтегазгеология", г.Якутск

На Сибирской платформе, как и на других древних платформах, основные месторождения углеводородов (УВ) приурочены к погребенным поднятиям протерозойского фундамента, крайним впадинам и перикратонным погружениям. Наряду с этим, в пространственном размещении скоплений УВ решающими являются факторы, определяемые фациально-литологической характеристикой отложений, наличием коллекторов и флюидоупоров, временем формирования залежей и объемными параметрами ловушек нефти и газа. Все эти факторы, влияющие на условия генерации и аккумуляции УВ, определяются глобальными тектоническими процессами, основными этапами геологического развития древних платформ.

Первому крупному циклу (этапу) осадконакопления Сибирской платформы соответствует терригенно-карбонатная формация венд-рифейского возраста. Продуктивность ее установлена на Верхне-Вилучанском и Вилуйско-Джербинском газовых месторождениях.

Наиболее перспективными представляются районы Предплатомского прогиба и Юдомо-Майской впадины.

Второму крупному циклу осадконакопления соответствует ряд широко распространенных формаций венда и кембрия. Наиболее перспективна трансгрессивная терригенная формация венда, к которой приурочены основные газовые залежи на Средне-Ботуобинском и Верхне-Вилучанском месторождениях и многочисленные нефте- и газопроявления. Условно эту формацию можно отождествлять с терригенной продуктивной толщей девона восточной части Русской платформы. В качестве перспективных территорий в пределах Западной Якутии рассматриваются районы Непско-Ботуобинской антеклизы, Скудджерской седловины, восточной части Тунгусской синеклизы и др.

К залегающей выше карбонатной формации венда - нижнего кембрия приурочены залежи газа на Средне-Ботуобинском, Верхне-Вилучанском и Вилуйско-Джербинском месторождениях. Нефтегазопроявления в этой формации развиты чрезвычайно широко. Однако коллекторские свойства пород в целом низки и весьма изменчивы. Перспективна вся юго-западная часть платформы. Особого внимания заслуживает зона высокоамплитудных антиклиналей в пределах Предплатомского прогиба, где под надежным галогенным флюидоупором в карбонатной формации могут быть выявлены крупные массивные залежи в коллекторах трещинного и трещинно-кавернозного типов. Положительно рассматриваются перспективы нефтегазонасыщенности рифовых формаций нижнего и среднего кембрия Западной Якутии, которые условно отождествляются с франко-турнейскими рифами Камско-Кинельской системы Русской платформы или барьерным рифом Ледок в девоне Канады.

Перспективы формаций среднепалеозойского цикла осадконакопления Западной Якутии (Нгыаттанская, Кемпендяйская впадины и др.) пока не ясны.

Терригенные (прибрежно-морские и угленосные) формации верхнепалеозойско-мезозойского цикла осадконакопления наиболее перспективны в пределах Вилуйской гемисинеклизы, где выявлен ряд крупных газовых месторождений (Средне-Вилуйское, Средне-Тунгусское и др.), а также в Лено-Анабарском и Приверхолянском прогибах. В пределах последнего под влиянием активных тектонических напряжений и движений коллекторские и изолирующие свойства пород ухудшились.

Региональные тектонические и палеотектонические условия Сибирской платформы учитываются при определении первоочередных направлений геологоразведочных работ на нефть и газ.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ
ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ
В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОНЦЕПЦИЙ

В.С.Ситников

Производственное геологическое объединение "Ленанефтегазгеология", г. Якутск

Перспективные в нефтегазоносном отношении районы Западной Якутии расположены в пределах восточной части Сибирской платформы и окаймляющих ее краевых прогибов. В последние годы значительные объемы нефтегазопроисковых работ проведены в центральной группе районов. Полученные данные позволяют составить определенные представления о связи нефтегазоносности недр с глубинными разломами.

Разломы являются неотъемлемой составной частью геологического развития крупных участков земной коры. Им принадлежит важная роль в формировании современной структуры осадочного чехла. Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, в том числе нефти и газа, в значительной степени обусловлены развитием разломной тектоники.

В свете современных тектонических концепций процесс формирования континентальной коры характеризуется сложной геодинамической обстановкой. Становление континентальной коры Евразии произошло в основном в дорифейский этап развития. Глубинные разломы, образованные в доплатформенный период, характеризуются широким проявлением горизонтальных перемещений (сдвиги, взбросы, надвиги). Разломы платформенной стадии выражены главным образом протяженными крупноамплитудными сбросами. Их образование связано с неравномерным прогревом платформы мантийными потоками на различных этапах формирования плитного комплекса.

Периодическая активизация областей, прилегающих к Сибирской

платформе, сопровождалась частичной перестройкой земной коры. Эти процессы обуславливали также передачу тектонических напряжений в горизонтальном направлении в сторону платформы, вызывая образование резонансно-тектонических структур. На определенных этапах развития указанных областей горизонтальные подвижки происходили в виде кратковременных постседиментационных импульсов главным образом вдоль заложенных ранее разломов. В окраинных частях Сибирской платформы отмечается широкое развитие сдвиговых деформаций. Некоторые из этих разломов проникают в центральные районы платформы, например Вилуйско-Охотский линеамент. В пределах платформы его составной частью является Вилуйско-Алданская система дислокаций.

В тектонически активизированных районах, прилегающих к платформе, за счет интенсивного прогрева коры могут возникать значительные напряжения, ведущие к образованию крупнейших сводовых подвятий. Эти процессы сопровождаются образованием или оживлением разломов, что в условиях преобладающего растяжения ведет к формированию рифтовых структур, проникающих также в тело платформы (тупиковые рифты).

В платформенных районах Западной Якутии отмечаются многочисленные признаки периодического проявления разломной тектоники, обусловленной полями напряжений с преобладанием в одних случаях сжатия, в других - растяжения.

По предварительным данным, почти все известные к настоящему времени месторождения газа в ЯАССР так или иначе приурочены к глубинным разломам. В большинстве случаев разломы как таковые затрагивают кристаллический фундамент и низы осадочного чехла. В верхней части разреза им соответствуют тектонически ослабленные зоны, для которых характерна повышенная трещиноватость пород, наличие палеосейсмических деформаций, широкое развитие малоамплитудных разрывных нарушений незначительной протяженности. Последние играют важную роль в строении отдельных месторождений.

Выяснение связи разломной тектоники с нефтегазоносностью представляет большой практический интерес. В зонах развития глубинных разломов отмечается значительное повышение интенсивности теплового потока, что способствует более полной реализации нефтегазопроизводящего потенциала осадочных толщ. В

условиях весьма сложного, невыдержанного по площади литолого-фациального состава этих толщ, когда условия для миграции углеводородов крайне неблагоприятны, активизация разломов в эпохи нефтегазообразования ведет к перераспределению нефти и газа вверх по разрезу, к накоплению их в оптимальных природных резервуарах, в ловушках различного типа. Кроме того, разломы рассматриваются как потенциальные экраны, контролирующее местоположение ряда залежей.

Дальнейшее изучение роли разломов в формировании месторождений нефти и газа должно быть направлено на всестороннее выяснение особенностей проявления разломной тектоники в тех или иных геологических условиях с учетом динамической направленности развития разломов и импульсного характера релаксации напряжений на фоне преобладания усилий, связанных с растяжением или сжатием земной коры.

ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

В.К.Титов

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
г. Ленинград

Определяющее значение разломов в структурной приуроченности месторождений полезных ископаемых общеизвестно. В то же время изменение минерального и химического состава деформированных горных пород в разломах и значение этих преобразований для рудогенеза практически не изучено.

Нами проведено детальное минералого-геохимическое изучение различных типов тектонитов в пределах ряда долгоживущих зон региональных разломов Адданского щита (Становой, Тыркандинский, Ильдмахский, Тарынакский и др.). Выявлено, что в пределах разломных зон происходят вынос, привнос и значительное перераспределение многих элементов, обусловленные дислокационным метаморфизмом прогрессивной и регрессивной стадий.

По термодинамическим параметрам тектониты изученных зон разломов отвечают производным альмандин-амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Они

представлены биотит-амфиболитовыми, иногда гиперстенсодержащими, бластомилонитами и бластокатаклазитами, а также эпидот-хлоритовыми милонитами и катаклазитами (диафториты).

По времени формирования эти группы тектонитов всегда предшествуют гидротермальному оруденению (золото, свинец, редкие металлы и др.), а амфибол-биотитовые тектониты отчасти и метаморфическому рудообразованию (мусковит, флогопит и др.). Тектониты альмандин-амфиболитовой и подчиненно эпидот-амфиболитовой фации обычно развиваются параллельно с ультраметаморфизмом или магматизмом различных эпох активизации и нередко характеризуются высоким потенциалом щелочей (особенно калия). Проявление регрессивного дислокационного метаморфизма следует после завершения процессов гранитизации и магматизма, как правило, в условиях меньших глубин, снижения роли щелочей и резко возросшего влияния воды и минерализаторов. Новая активизация щелочей происходит после завершения диафтореза и выражается в интенсивном проявлении щелочно-углекислого, кремниевое, фосфорного и иных типов метасоматоза и гидротермального метаморфизма и сопровождается концентрацией золота, фосфора, бериллия, тантала, ниобия и ряда других металлов.

На прогрессивной стадии метаморфизма при образовании бластомилонитов, милонитов и катаклазитов вне зависимости от возраста их формирования, как и при региональном метаморфизме, происходит вынос многих и, в первую очередь, легкоподвижных элементов: Li , Cs , Hg , As и др. Для производных амфиболитовой фации вынос может достигать 30-50 и более процентов исходного количества этих элементов во вмещающих породах. Ведущий механизм отторжения рудогенных элементов связан с процессами бластеза главных рудообразующих минералов и изменением их кристаллической структуры.

Для формирования диафторитов, как правило, наследующих структурный план строения древних зон, преобладают изохимические реакции замещения минеральных ассоциаций прогрессивной стадии на фоне устойчивого привноса воды, углекислоты, натрия, сульфидной серы, устанавливаемого по подсчетам баланса вещества и минеральным новообразованиям (хлорит, эпидот, кислый плагиоклаз, карбонат, пирит и др.). Диафториты зеленосланцевой фации, как правило, незначительно обогащены рядом специфических элементов (Au , Ag , Mo , Hg , As и др.) по сравне-

нию с тектонитами альмандин-амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Для большинства металлов здесь более характерно появление миграционно-способных форм нахождения элементов, которые впоследствии могут вовлекаться в рудный процесс гидротермальными, метаморфогенными и иными растворами.

Как показывают микрозондовые исследования, среди легкоподвижных соединений химических элементов в диафоритах преобладают сорбционные формы на поверхности кристаллов и зерен (в хлорите, эпидоте, микроклине, альбите, пирите и др.) и включения собственных микрофаз металлов (Au, Mo, Pb, и др.), избирательно приуроченных к дефектам структур минералов, а также элементы в растворенном состоянии в жидких включениях и межзерновой жидкости.

Широкие масштабы проявления этого процесса в протягивающихся на многие километры и глубоко проникающих зонах региональных разломов позволяют рассматривать образование зеленосланцевой и отчасти эпидот-амфиболитовой фаций дислокационного метаморфизма как один из важнейших источников металлов при формировании месторождений. Процессы дислокационного метаморфизма низкотемпературных фаций, очевидно, являются определяющими при подготовке пород к рудообразованию для многих полезных ископаемых, охватывают широкий круг рудных формаций, в том числе и месторождения, связанные с эпохами тектоно-магматической активизации.

ТЕКТОНИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ЮГА АЛДАНСКОГО ШИТА

В.Г.Амарский

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Архейский кристаллический фундамент юга Алданского шита состоит из ряда структурно-вещественных неоднородностей - блоков, ограниченных длительно и унаследованно развивающимися глубинными разломами. Блоки и разделяющие их глубинные разломы являются структурами одного порядка, индивидуализированными в нижнем докембрии.

Консолидация и сиализация первичного вещества блоков завершилась в раннем архее региональными процессами метаморфизма и

ультраметаморфизма. Начиная с позднего архея по кайнозой включительно эндогенные процессы реализовались в межблоковых глубинных разломах, а также вдоль сопряженных с ними расколов, формирующихся в приосевых частях сводовых поднятий.

Выделяются позднеархейская, раннепротерозойская, позднепротерозойская, мезозойская и кайнозойская эпохи тектоно-магматической активизации. Механизм реализации эндогенных процессов во все эпохи активизации в принципе один и тот же. В основе его лежат горизонтальные перемещения раннеархейских блоков, смена режимов растяжения и сжатия. В начальные стадии эпох активизации господствует режим растяжения, приводящий к разрыву сплошности фундамента вдоль древнейших ограничений блоков, образованию на их месте щелевидных межблоковых структур и заполнению их магматитами среднего и основного состава, терригенным и молассовым материалам соответствующего эпохе активизации возраста. Параллельно внутри некоторых блоков формируются сводовые поднятия и щелевидные расколы, в приосевой части их заполняющиеся осадками, в общем синхронными с осадочно-магматическими комплексами межблоковых структур растяжения.

Прогрессирующая во времени гомогенизация фундамента приводит к тому, что своды и расколы вдоль них становятся сквозными, пересекающими блоки и межблоковые структуры. На завершающих стадиях эпох активизации растяжение сменяется сжатием, приводящим к зональному метаморфизму приразломных комплексов, смятию их в линейные складки, "выжиманию" из мантийных и коровых очагов магмы щелочно-основного, основного, умеренно кислого и кислого состава, пегматитовых расплавов, к диафторезу. Предлагаемая модель учитывает особенности размещения и состава позднеархейских и протерозойских "треугольных" комплексов юга Алданского щита, особенности складчатого строения комплексов, последовательность становления магматических пород разных фаций глубинности и состава. Есть основания распространить описанный механизм активизации на мезозойскую эпоху. Юрско-меловая седиментация проходила, по-видимому, в два этапа, разделенных инверсией. В ранне-среднеюрское время в условиях всеобщего прогибания юга Сибирской платформы седиментация охватывала всю территорию Алданского щита, в

поздней юре и нижнем мелу осадконакопление локализовалось в зонах растяжения, приуроченных к межблоковым структурам и расколам в мезозойских сводах.

Главные вещественно-генетические типы полезных ископаемых юга Алданского щита сформированы в раннеархейскую, позднеархейскую, раннепротерозойскую, позднепротерозойскую и мезозойскую минерагенические эпохи, соответствующие эпохам активизации. Полезные ископаемые раннеархейской минерагенической эпохи представляют собой первично-осадочные и первично-магматические концентрации, трансформированные региональными процессами метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза. Размещение их зависит, главным образом, от литологических факторов и изначальной металлогенической специализации вещества, слагающего блоки. Полезные ископаемые, сформированные в послераннеархейские минерагенические эпохи, пространственно и генетически связаны с глубинными разломами и приразломными комплексами, выполняющими межблоковые и внутриблоковые структуры растяжения. Последние рассматриваются в качестве ведущего фактора контроля в размещении разнообразных вещественно-генетических типов полезных ископаемых позднеархейского, ранне-, позднепротерозойского и мезозойского возраста. Унаследованное цикличное развитие структур растяжения предполагает многоярусное строение толщ, выполняющих структуры, полихронность и телескопирование магматизма и оруденения.

ХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МЕЗОЗОЙСКИМ МАГМАТИЗМОМ, ОРУДЕНЕНИЕМ И БЛОКОВЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АДАНСКОГО ЩИТА

А.Н. Угримов
Горный институт, г. Свердловск

Палеотектонические и палеовулканологические реконструкции для эпохи мезозойской тектоно-магматической активизации, дополненные новыми данными о соотношении оруденения с магматизмом, представлены в обобщенном виде в таблице. Результаты исследования позволяют сделать следующие выводы.

Хронологические соотношения между мезозойским магматизмом, блоковыми движениями и оруденением в центральной части Алданского щита

Время	Движения блоков	Магматизм	Оруденение
Мел	Стабилизация	Дайки (ортофиры, бостониты, лампрофиры, пикриты) Штоки щелочных гранитов	Золотоносные джаспероиды, золото-сульфидные руды в карбонатных породах
	Малоамплитудные (до 100 м) Общее поднятие	Лакколиты, штоки (граносиениты, сиениты, монзониты)	Вкрапленные медные и молибденовые руды в сиенитах; скарны с магнетитом, шеелитом
		Силлы, лакколиты (сиенитпорфиры)	Нет
Верхняя юра	Среднеамплитудные (до 700 м) Общее поднятие	Вулкано-плутонные (щелочные сиениты, габброиды, дуниты, псевдолейцитовые фонолиты, трахиты)	Флюорит, флогопит, платина
Средняя юра	Малоамплитудные (до 100 м) Общее погружение	Нет	Нет
Нижняя юра	Среднеамплитудные (до 500 м) Общее погружение	Силлы, покровы (сиениты, кварцевые порфиры, трахиты)	Слабая пиритизация
Триас	Стабилизация		

1. Мезозойская магматическая деятельность в центральной части щита началась в позднем триасе при крайне малых вертикальных перемещениях блоков. Нижне-среднеюрский этап, отвечающий общему погружению центральной части щита, был амагматичен. Возобновление магматической деятельности в верхней юре совпало с общим поднятием и с максимальными для эпохи активизации амплитудами вертикальных движений блоков. Угасание процессов магматизма (верхний мел) происходило при слабых блоковых движениях. Таким образом, в центральной части щита при тектоно-магматической активизации глубинные магматические очаги зарождались раньше, а заканчивали свое развитие позднее контрастных блоковых движений, проявленных на поверхности.

2. Эндеогенное оруденение сопровождало синхронные магматические комплексы с некоторым запаздыванием. Сульфидное оруденение наиболее интенсивно проявилось на конечном этапе магматизма уже в стабильной тектонической обстановке, которая оказалась особенно благоприятной для подъема глубинных рудоносных растворов, сформировавших в карбонатных породах платформенного чехла согласные метасоматические залежи золотоносных джаспероидов и сульфидных руд.

КРУПНЫЕ АКТИВИЗИРОВАННЫЕ В МЕЗОЗОЕ
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ФУНДАМЕНТА АЛДАНСКОГО ЩИТА —
ОСНОВНОЙ ФАКТОР, КОНТРОЛИРУЮЩИЙ ПРОЯВЛЕНИЕ ТРЕХ ВЕДУЩИХ
ТИПОВ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РЕГИОНА

Г.Н. Пилипенко

Московский геологоразведочный институт им. С.Орджоникидзе,
г. Москва

В Центрально-Алданском районе мезозойская тектоно-магматическая активизация проявлена наиболее ярко. Здесь известны и хорошо изучены два ведущих типа золотой минерализации региона, связанные с эпохой мезозойской активизации щита и проявлением сопутствующего ей субщелочного магматизма. Оба эти типа устойчиво локализованы в породах платформенной карбонатной толщи чехла — один в её самых нижних горизонтах, а другой — в верхней закарстованной её части в области контакта с перекры-

вакциями её терригенными нижеюрскими породами, образование которых уже было связано с активизацией щита. Вопросы о факторах структурного контроля, взаимоотношении этих типов золотого / оруденения друг с другом и их связи со структурами фундамента остаются неясными.

В горстовой части района в породах фундамента выявлены и изучены крупные, имеющие древнее заложение, омоложенные в мезозое зоны, сложенные пирит-карбонат-калишпатовыми золотоносными метасоматитами. Зоны метасоматитов иногда контролируются дайками юрско-нижнемелового магматического комплекса, породы которого ими преобразуются и замещаются, но пересекаются дайками позднемелового комплекса. Проводимое рядом исследователей сопоставление этих метасоматитов с гумбеитами, березитами и даже пропилитами представляется неверным. Правильнее отнести их к новой самостоятельной формации метасоматитов.

Описанные зоны золотоносных метасоматитов являются выдержанными. Крупнейшие из них протягиваются на многие километры по простиранию и на 1-2 километра на глубину без изменения вещественного состава. Они распространены шире полосы развития мезозойских интрузий и связаны с растворами и очагами, имеющими глубинное происхождение.

Устанавливается выявляемая геологическим положением зон и направленным изменением минералого-геохимического состава, в том числе и изотопными анализами серы, закономерная структурная связь золотой минерализации изученных зон фундамента с проявлением золотой минерализации чехла.

Анализ развития процесса тектоно-магматической активизации и его геохимическая и металлогеническая характеристика свидетельствуют в пользу представления о связи активизации и сопутствующей ей металлогении щита с явлениями, протекавшими в главной ограничивающей его тектонической структуре региона - Становой зоне (так называемая отражённая активизация).

РАЗЛОМЫ, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

В.Е.Абель, С.И.Гавриков, В.А.Камалетдинов, В.Р.Туманов,
А.С.Урзов, О.И.Щербаков

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Разломы Западного Верхоянья подразделяются на продольные, поперечные и диагональные. Продольные разломы в большинстве своем проникают в фундамент мезозойд, контролируют фации и мощности верхоянского геосинклинального комплекса, разграничивают крупные складчатые сооружения, размещение металлогенических зон. Поперечные и диагональные разломы, как правило, являются непосредственными магмо- и рудовмещающими структурами.

По совокупности геологических и геофизических данных среди разломов выделяются межглыбовые, блоковые и внутривблоковые.

Межглыбовые разломы разделяют крупные участки земной коры с резкими различиями физических полей кристаллического фундамента и доверхнепалеозойского карбонатно-терригенного основания, зеркала и характера складчатости, состава осадков и проявлений магматической и гидротермальной деятельности. Таковы Приверхоянский краевой шов и продольный Ньюктоминский разлом. Первый разграничивает Сибирскую платформу и Верхояно-Колымскую складчатую область. Он выражен расположенными кулисообразно тектоническими покровами, надвигами, сдвигами и сбросо-сдвигами.

Ньюктоминский разлом, разделяющий Верхоянский мегантиклинорий и Яно-Индигирскую синклинальную зону, выражен системой крупных сдвигов, сбросо-сдвигов и сбросов.

Блоковыми разломами (надвиги, сдвиго-надвиги, сбросо-сдвиги) пересекаются сегменты земной коры на блоки с разным положением кристаллического фундамента и доверхнепалеозойского основания и различным характером складчатости. Некоторые из них служат границами крупных структур (синклинорий и пр.). Они контролировали осадконакопление, размещение магматических и гидротермальных проявлений. Блоковым разломам соответствуют линейные зоны повышенных градиентов силы тяжести, локальные и линейные магнитные аномалии.

Внутриблоковые разломы отличаются от блоковых размерами, они слабо и неповсеместно выражены в рельефе фундамента и геофизических полях. Некоторые из этих разломов влияли на условия осадконакопления. Поперечные и диагональные внутриблоковые разломы (сдвиги, сбросо-сдвиги и сбросы) контролируют магматические образования и рудные концентрации.

Магматические образования Западного Верхоянья объединены в четыре формации. Габбро-диабазовая формация, относящаяся к верхоянскому магматическому комплексу (P_2-T_1), развита западнее Ньюктоминского межглыбового разлома. Диорит-гранодиорит-гранитная формация, объединяющая адычанский (J_3-K_1), янский (K_1-K_2) и борулахский (K_2-P) комплексы, наиболее полно представлена к востоку от Ньюктоминского разлома. Размещение этих комплексов четко контролируется секущими блоковыми и внутриблоковыми разломами. Трахибазальтовая формация (?) - хоспохтохский комплекс (P) локально развита в центральной части Сартангского синклинория. Гипербазитовая формация представлена кобычанским комплексом (P) и развита только в Приверхоянском краевом шве.

Металлогенические зоны Западного Верхоянья располагаются концентрически относительно Колымского срединного массива. Основными являются Верхоянская золото-полиметаллическая (Верхоянский мегантиклинорий) и Яно-Полоусная оловоносная (Яно-Индигирская синклиналичная зона) металлогенические зоны, разделенные сравнительно узкой приграничной Эндыбальской полисульфидной металлогенической зоной. Дулгалахская ртутоносная металлогеническая зона, занимая центральную и восточную части Сартангского синклинория, наложилась в палеогене на внешние части Яно-Полоусной оловоносной зоны в результате процессов тектонической активизации. Естественные границы металлогенических зон - продольные глубинные разломы.

Поперечные блоковые и внутриблоковые разломы контролируют положение рудных зон. Наиболее интенсивные проявления магматизма приурочены к пересечениям зон продольных и поперечных разломов. Как правило, такие участки отличаются повышенной рудоносностью и являются основным фактором, контролирующим размещение рудных узлов с проявлениями оловорудного комплекса формаций.

Размещение рудных зон в пределах Дулгалахской ртутоносной, Эндьбальской полисульфидной и Верхоянской золото-полиметаллической металлогенических зон контролируется антиклиналями и рассекающими их продольными, поперечными и диагональными разломами. В ядрах некоторых антиклиналей прослеживаются гранитные штоки и парагенетически связанные с ними золото-сульфидные и касситерит-сульфидные рудные проявления. Более распространены поперечные полиметаллические и продольные ртутные зоны, связь оруденения с магматизмом в которых наиболее отдаленная.

О СТРУКТУРНОМ КОНТРОЛЕ ТИПТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ПОЛИМЕТАЛЛОВ В ЮЖНОМ ВЕРХОЯНЬЕ НА ОСНОВЕ МОБИЛИСТСКОЙ КОНЦЕПЦИИ

Т.С.Кирусенко, А.И.Старников

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Анализ общего и частных структурных рисунков, образованных динамически сопряженными разрывными и складчатыми нарушениями, позволяет трактовать Южно-Верхоянский синклинирий вместе с Сетте-Дабанским антиклинорием и частью Кыллахской зоны как сложную зону левосдвиговой (со сжатием) деформации, соответствующей стрессу с юго-востока, со стороны Охотского массива. Судя по сложности и неоднородности строения Южно-Верхоянского деформационного района, складчато-разрывные нарушения развивались в главную фазу складчатости как внутриблоковые, приразломные, надразломные. Они определялись расположением, ориентировкой, масштабами открытых и скрытых разломов, существовавших в период осадконакопления или возникших в начальные стадии тектогенеза главной фазы. Все эти виды структур, а также рудовмещающие толщи показаны на структурно-металлогенической карте Кыллахской зоны и структурной схеме Южно-Верхоянского синклиниория. На стратиформных месторождениях Южно-Верхоянского синклиниория и Сетте-Дабана рудными телами являются седловидные жилы и пластовые тела на крыльях складок. Руды метасоматические и заполнения. На золоторудном месторождении этого типа реликтовая полосчатость в золотосодержащем кварце вблизи контакта рудного тела местами волнисто изогнута напо-

добие мелкой дистармоничной складчатости. Такие "складки" имеют общие осевые плоскости с мелкими складками в алевритах экзоконтакта. В полиметаллических рудах Сетте-Дабана наблюдаются текстуры, характеризующиеся определенным соотношением крупнокристаллического сфалерита с будинами, ориентированными соответственно правосдвиговому межпластовому смещению, происходившему в процессе формирования Курунгской антиклинали на ее западном крыле. Для обоих месторождений характерны блокированные разломами короткие диагональные ряды кулисно расположенных складок, погружающихся в северном направлении. Сходство структурных рисунков и признаки синрудной межпластовой деформации позволяют сделать вывод об образовании этих месторождений в процессе формирования складчатых и разрывных нарушений Южно-Верхоянского деформационного района в главную фазу мезозойской складчатости.

В динамических условиях главной фазы складчатости возникают обстановки, весьма благоприятные для образования телетермальных месторождений: 1) образование и неоднократное подновление разломов (рудоподводящих путей); 2) формирование "структурных ловушек", благоприятных для неоднократного отложения и перетложения руд из гидротермальных растворов; 3) оптимальные для рудообразования давление и температуры; 4) разница давлений, обеспечивающая направленное перемещение растворов и интенсивное развитие метасоматоза.

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ В СВЕТЕ НОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

В.И.Шур, В.Б.Спектор

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Рудные поля Верхояно-Колымской складчатой системы могут быть объединены в несколько групп:

Первая – с преобладающим влиянием разрывных нарушений на размещение оруденения (разрывные).

Вторая – с преобладающим влиянием контактовой поверхности интрузивных тел на размещение оруденения (контактовые).

Третья – рудные поля, в которых на размещение оруденения влияют элементы прототектоники и тектонические свойства магматических пород (внутриинтрузивные).

Четвертая – с преобладающим влиянием складчатых форм на размещение оруденения (складчатые).

Пятая – рудные поля с преобладающим влиянием разрывных и пликативных нарушений, приуроченные к участкам с благоприятными для оруденения вмещающими породами (комбинированные).

Рудные "разрывные" поля различных полезных ископаемых сосредоточены в центральной части складчатой системы. Большинство из них приурочено к поперечным разрывам. Морфологически месторождения представляют собой субвертикальные зоны дробления, системы жил. Весьма характерно кулисообразное расположение их по простиранию и падению.

Рудные поля второй и третьей группы наиболее характерны для месторождений олова, вольфрама и редких металлов. Они тяготеют к восточной части складчатой системы.

"Складчатые" рудные поля (четвертая группа) наиболее широко развиты в Верхоянском мегантиклинории, Юдомо-Майском поднятии, Южно-Верхоянском мегасинклинии. Их морфологические типы представлены стратиформными и стратифицированными залежами, занимающими изгибы, мульды, своды, замыкания, иногда крылья складок, моноклинали и т.д.

"Комбинированные" рудные поля представляют собой сочетание стратиформных и стратифицированных залежей с "разрывными". Они приурочены к тем участкам внешней зоны складчатой системы, где она пересекается разрывными нарушениями. Указанные закономерности распространения выделенных типов укладываются в модель нескольких крупных геоблоков ("субплит") складчатой системы: Сибирского платформенного (внешнего), Верхоянского (промежуточного), Охотского (внешнего), Колымского (внутреннего).

Пограничные участки блоков имеют конвергентные взаимоотношения со сложным распределением напряжений, создающие ловушки складчатого типа. Внутренние участки геоблоков – это районы эпизодически растягивающих напряжений, в которых преобладают ловушки "разломного" типа. "Комбинированные" рудные поля

образуются в зонах эпизодического наложения условий растяжения на пограничные конвергирующие участки блоков.

Важной представляется закономерность смещения зон развития гранитоидного магматизма к границе Верхоянского и Колымского геоблоков, которое подчеркивает конвергентную границу, но вместе с тем приводит к преимущественному развитию второй и третьей групп рудных полей месторождений за счет разрушения, вероятно, рудных полей первой, четвертой и пятой групп.

На основании предложенной модели можно прогнозировать рудные поля четвертой и пятой групп в зоне Илин-Тасского антиклинория, Сунтар-Лабынкыракого поднятия, которые относятся к внешним конвергирующим зонам геоблоков.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ, МЕТАЛЛОГЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЮЖНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

И.Г.Волкодав, В.А.Ян-жин-шин

Якутское территориальное геологическое управление, г.Якутск

Главными структурными подразделениями Южного Верхоянья являются: 1) Сетте-Дабанский антиклинорий (СД), состоящий из Кыллахского покровно-сладчатого поднятия на западе и Томпо-Юдомского сладчато-блокового поднятия на востоке; 2) Южно-Верхоянский синклинорий (ЮВС) и 3) Охотский массив (ОМ).

Структурно-формационные и металлогенические зоны принадлежат к щелочно-фемическому (Кыллахская и Сетте-Дабанская), к фемическому (Аллах-Юньская), к фемическо-салическому (Южно-Верхоянская) и к щелочно-салическому (Майско-Охотская) типам.

Южное Верхоянье на протяжении последних двух миллиардов лет пережило 14 из 22 тектонических циклов, намеченных О.Г. Сорохтиным. От посткареельского до раннегерцинского этапа включительно формировались вулканогенно-терригенно-карбонатные толщи СД, на позднегерцинском и раннекиммерийском этапах - терригенные толщи ЮВС и на позднекиммерийском и раннеальпийском - вулканогенные толщи Охотско-Чукотского пояса. Крупные седиментационные ритмы СД и ЮВС примерно соответствуют тектоническим циклам.

Осадочная толща СД расчленяется на 18 стандартно построенных ритмов, в нижней части которых лежат терригенные молассоидные отложения, сменяющиеся карбонатно-терригенными флишеидными, а затем мелководными карбонатными, часто рифогенными. Ритмика отражает структурные перестройки, охватывавшие регион или его обрамление и приводившие к смене формационных комплексов.

Доказанные угловые несогласия, свидетельствующие о проявлениях этапов складчатости и разломообразования, установлены в основании среднего рифея, юдомия, живетского яруса и среднего карбона. Отложения, сходные с олистостромами, зафиксированы в рифее, юдомии, кембрии, силуре и нижнем карбоне.

Вулканические продукты в виде туфов, туффитов, кремнистых пород, покровов и приверхностных силлов базальтового, трахибазальтового, реже кератофирового состава фиксируются по всему разрезу докембрия и палеозоя СД. Ультраосновные и щелочные интрузии центрального и трещинно-центрального типов имеют позднерифейский и раннепалеозойский, а редкие щелочные дайки и мезозойский возраст.

Металлогенический облик СД определяют стратиформные месторождения и проявления меди, свинца, цинка, железа, фосфора, парагенетически связанные с вулканогенными, вулканогенно-осадочными и гидротермально-осадочными образованиями, рудоносные и апатитоносные карбонатиты, а также сурьмяные, ртутные и малосульфидно-кварцевые жильные проявления пиритового и арсенопиритового типов и аксинитовая минерализация в диабазах.

Принципиальное значение имеют палеороссыпи хромовых минералов в базальных слоях среднего рифея, нижнего и верхнего юдомия, связанные, вероятно, с размывом офиолитовых комплексов на соседних площадях.

Крупные регрессивные седиментационные ритмы ЮВС имеют каменноугольно-пермский, триасовый и юрский возраст. Вулканыты (базальты, трахибазальты и туфы) приурочены обычно к нижним членам ритмов, а интенсивность вулканизма нарастает от ранних ритмов к поздним. Стратиформная медная и полиметаллическая минерализация сопутствует вулканизму.

Флишевые осадки нижнего ритма переслаиваются с несколькими горизонтами олистостром "островодужного" типа с обломками ан-

дезитов, порфиров, кремней и известняков. Для верхних моласовых членов ритмов типичны конгломераты с обломками сходной породной ассоциации.

Меловые эффузивы являются частями двух полных и неполного гомотронных циклов. Стратиформное оруденение в них представлено колчеданными (с примесью меди и ртути) и полиметаллическим типами.

Элементы рудно-магматической зональности, едва намечаемые в Сетте-Дабане, отчетливы в ЮВС. Обстановка относительного сближения Сибирской, Охотской и Колымской плит (блоков) с поддвижением первой под складчатую область, господствовавшая в конце мезозоя, обусловила конформность пликативных и дизъюнктивных дислокаций по отношению к контурам плит, а также зональность в размещении магматизма и оруденения.

От Сибирской плиты сквозь складчатую область к Охотскому массиву выделяются зоны: а) амагматичная в меду зона торошения СД, метаморфизованная с востока в зеленосланцевой фации; металлогения: ртуть, сурьма, малосульфидно-кварцевые руды; б) зона, метаморфизованная до эпидот-амфиболитовой фации, с комплексом габбро-диоритовых даек, кварцево-малосульфидных и сурьмяных руд; в) зона такого же метаморфизма, гранитоидных массивов и умеренносульфидно- и редкометалльно-кварцевых руд; г) зона бимодального вулканизма, монцонитоидных и гранитных интрузий; иногда литий-фтористых, руд полиметаллов, олова и редких металлов; д) зона кислого и субщелочного магматизма, молибденового и разнотипного эпитермального оруденения.

Выявленная зональность сходна с таковой в районе Колымского блока. Общими чертами верхоянского типа зональности являются конформное расположение подковообразных зон по отношению к внутренним жестким блокам и волнообразное повышение доли фермических и халькофильных компонентов от их центров к периферии и особенно на запад, к погруженной окраине Сибирской плиты.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ
СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ
КЫЛАХСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Ю.В.Давыдов, А.Л.Галямов

Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Кылахская металлогеническая зона протягивается вдоль восточного склона Алданского щита более чем на 700 км. В тектоническом отношении она принадлежит Юдомо-Майскому складчато-глыбовому поднятию.

Комплексное изучение полиметаллических месторождений Кылахской зоны показало, что формирование рудных залежей на них происходило в три стадии, каждой из которых соответствовал свой тектонический этап перестройки структурного плана.

Анализ карт изопакит осадочных толщ нижней и верхней половины среднего рифея, позднего рифея, венда, алданского и ленского веков нижнего кембрия Юдомо-Майского прогиба и прилегающих частей Алданского щита позволяет сделать вывод о наиболее интенсивном изменении структурного плана территории Юдомо-Майского прогиба в вендское время. Основным структурно-тектоническим элементом юдомского времени, отсутствующим на структурных планах рифея, является конседиментационная валообразная положительная структура север-северо-западного простирания протяженностью около 250 км. Эта структура контролирует фациальное изменение карбонатных отложений и вместе с этим всего комплекса литологических предпосылок, благоприятных для отложения рудных компонентов из гидротерм (коллекторы, экраны).

Все известные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления в отложениях юдомской серии располагаются на юго-западном склоне этого валообразного поднятия на всем его протяжении.

Возможны два варианта контроля указанной структурой первичных рудных концентраций:

1) существование в юдомское время протяженного глубинного разлома, соответствующего простиранию этой структуры, по которому поступали рудоносные гидротермы;

2) гидродинамический контроль этой положительной структу-

рой движения рудоносных растворов по породам юдомской серии в юдомское и раннепалеозойское время.

Дальнейшая эволюция тектонической структуры оказывала влияние на эпигенетическое перераспределение и дополнительный привнос рудных компонентов.

Структурные исследования, включающие анализ трещиноватости и микроструктурный анализ рудовмещающих доломитов, показали, что последующее формирование рудных залежей происходило в сложной тектонической обстановке. Во вторую стадию минерализации рудные растворы перемещались в условиях пологой складчатости. Присутствие в антиклиналях палеоскладок прожилковых и вкрапленных руд, их подчиненное положение и появление признаков рекристаллизации доломитов рудовмещающей пачки в синклиналях, вероятно, объясняется движением растворов в сторону антиклинальных сводов. На данном этапе большую роль продолжал играть литологический контроль, выражавшийся в зависимости оруденения от степени проницаемости карбонатов и анизотропности среды перемещения рудных растворов.

На третьей стадии формирования рудных залежей в период становления современных структур перемещение свинца и цинка определялось в основном разрывными нарушениями. Галенит, сфалерит и жильный доломит осаждались в полостях послойных срывов на крыльях и, возможно, в замковых частях антиклинальных складок. Отслоение происходило, главным образом, в наиболее ослабленных в ранние стадии участках месторождений. Рудный процесс закончился до окончательного формирования структур, и поэтому более поздние разрывы лишены рудной минерализации.

ТЕКТОНИКА И СТРАТИФОРМНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ СЕТТЕ-ДАБАНА (ЮЖНОЕ ВЕРХОЯНЬЕ)

А.П.Кропачев, А.К.Иогансон

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт,
г. Ленинград

Анализируются два сопряженных тектонических региона в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы — Майско-Кыллахская и Сетте-Дабанская зоны.

Майско-Кыллахская зона, отделенная системами глубинных разломов от Сибирской платформы и Сетте-Дабанской зоны, занимает крайнее юго-западное положение в Верхоянской складчатой системе. В её строении выделяется семь структурных ярусов, разделенных поверхностями региональных несогласий: нижнерифейский (> 2000 м), среднерифейский (400–800 м), средне-, верхнерифейский (1500–5000 м), вендский (350 м), вендско-кембрийский (2000 м), верхнепалеозойский (1600–1700 м) и юрский (до 800 м).

Сетте-Дабанская зона примыкает с востока к Майско-Кыллахской зоне. В её строении участвуют средне-, верхнерифейский (> 6000 м), вендско-нижнедевонский (10000–11000 м), среднедевонский (100–750 м), франский (до 1500 м), фаменский (до 1200 м), нижнекаменноугольный (до 1200 м) и верхнепалеозойский (до 3500–4000 м) структурные ярусы.

Стадийным эквивалентом структурного яруса является этап (цикл) развития, в течение которого в целом сохранялся возникший в начале структурный план. В каждом этапе выделяется четыре фазы, различающиеся интенсивностью и общей направленностью тектонических движений: первая – начальная (контрастные движения с постепенным расширением процессов прогибания), вторая – демиссионная (дифференцированные нисходящие движения), третья – инверсионная (контрастные движения с последовательным расширением участков воздымания), четвертая – эмерсивная (восходящие движения с последующей стабилизацией). Структурное выражение фаз развития – структурные подъярусы.

Майско-Кыллахской зоне свойственно преимущественно свинцово-цинковое, в меньшей степени медное оруденение, связанное с карбонатными, карбонатно-глинистыми "черносланцевыми" и терригенными пестроцветными формациями. Наиболее продуктивны вендско-кембрийский (свинец, цинк) и средне-верхнерифейский (свинец, цинк, медь) ярусы. Сетте-Дабанская зона обнаруживает почти исключительно медную специализацию, при этом меденосными являются пестроцветная вулканогенно-терригенная, вулканогенно-карбонатная и базальтовая формации. Максимальные концентрации оруденения приурочены к нижнекаменноугольному и франскому ярусам. В целом устанавливается приуроченность уровней стратиформного оруденения к тем частям разрезов и участков обеих регионов, где мощности структурных ярусов относительно сокра-

щены (800–2000 м) и, следовательно, поверхности разделяющих их несогласий сближены.

Всем рудоносным структурным ярусам свойственна резкая вертикальная и латеральная дифференциация вещественного (формационного) состава. Свинцово-цинковое оруденение, обычно связанное с карбонатными формациями, проявляется, как правило, в начале демиссионной фазы и локализуется в нижней части второго подъяруса. Медное оруденение отличается более широким диапазоном распространения – оно развито как в первом, так и в третьем подъярусах, т.е. формируется в фазы наибольшей тектонической активности. Однако максимальная концентрация медного оруденения имела место при завершении начальной фазы контрастных движений и связана с образованиями верхней половины первого подъяруса.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СЕТТЕ-ДАБАНА

А.В.Коробицын

Якутское территориальное геологическое управление, г. Якутск

Большинство известных проявлений и месторождений цветных металлов западной части Сетте-Дабана (или Кыллахского поднятия) являются стратиформными и локализованы преимущественно в докембрийских осадочных формациях (таблица).

Мощные и разнообразные по составу толщи, слагающие поднятие, характеризуются относительно слабой степенью постдиагенетических преобразований. Это типичные осадочные породы, измененные в условиях позднего катагенеза. Метагенетически трансформированные породы развиты только вблизи разрывных нарушений надвигового типа и в зоне Бурхалинского глубинного разлома. Широко распространены вторичные изменения пород, соответствующие этапу регрессивного эпигенеза (брекчии, жилы, карст, кора выветривания и др.).

Осадочная толща Кыллахского поднятия расчленена на формации, сгруппированные в структурные ярусы (и подъярусы) и структурные этажи. Формационный анализ показывает, что территория поднятия

за почти двухмиллиардный промежуток времени претерпела неоднократные структурные изменения.

Заложившийся в начале позднепротерозойского этапа миогеосинклинальный прогиб заполнился мощной толщей терригенно-карбонатных осадков, которые в конце раннерифейской стадии подверглись слабой складчатости и размыву. В дальнейшем, в начале среднего рифея, прогиб значительно расширился, углубился и был выполнен мощной толщей контрастно чередующихся терригенных и карбонатных пород, которые в конце средне-, поздне-рифейской стадии были полого смяты. Образовавшееся в северной части территории субширотное поднятие в предвендское время было эродировано (были размывы верхне- и среднерифейские отложения); на его южном крыле сформировалась кора выветривания. В конце стадии внедрились силы базальтоидов.

В палеозойско-мезозойский этап пенепленизированная территория современного Кылахского поднятия испытала (в условиях платформенного режима) новое, но менее интенсивное погружение, которое началось в его субмеридиональной центральной зоне. В венде и кембрии общее погружение охватило всю рассматриваемую площадь. В среднепалеозойское время эта территория являлась сушей (внедрение меридионально ориентированных даек базальтоидов), после чего в ранней перми южная часть поднятия снова погрузилась. В поздней перми и триасе осушение охватывало всю территорию, но в начале юры произошло новое общее погружение. В позднем мезозое здесь имела место складчатость, а в кайнозойе Кылахское поднятие превратилось в современную горную область.

Проявления и месторождения полезных ископаемых Кылахского поднятия генетически разнообразны. В седиментационную стадию образовались погребенные россыпи металлов и минералов, зафиксированные в базальных конгломератах и слоях песчаников некоторых терригенных формаций среднего рифея, венда и юры; отмечаются повышенные концентрации ванадия и других элементов в углеродистой аргиллитово-спонголитовой формации нижнего кембрия. Высокоглиноземистые аргиллиты и окисные железные руды (переотложенная кора выветривания) приурочены к нижним слоям аргиллитово-известняково-доломитовой формации среднего рифея.

С диагенетической стадией породообразования связаны прояв-

ления минерализации желваковых фосфоритов и их галечников, а также сфалеритсодержащих сидеритовых конкреций и кремнистых линз, известных в рифее, венде и нижнем кембрии.

Стратиформные медные и частично свинцово-цинковые проявления, локализованные в пестроцветных терригенных и глинисто-карбонатных ритмитах рифейско-кембрийского возраста, среди которых часты прослойки туфогенных пород, образовались в катагенетическую стадию, когда пластовые воды приобрели более высокие концентрации солей, а температура и давление повысились в связи с общим погружением территории.

Метагенетически преобразованные породы, особенно углеродистого алевропелитового, а также глинисто-карбонатного состава, часто содержат рудоносные кварцевые и пиритовые субсогласные с наслоением или сланцеватостью прожилки, линзы и слои. В полях развития таких пород распространены современные россыпные проявления.

В регрессивный этап литогенеза, в его начальную криптогипергенную стадию, происходило образование эпигенетических карбонатных брекчий, трещинных и карстовых каверн и полостей (в связи с общим поднятием региона), сопровождавшееся разгрузкой пластовых гидротерм и формированием в структурно-литологических ловушках стратиформных галенит-сфалеритовых руд, а также кальцитовых, доломитовых, баритовых и флюоритовых гнезд и прожилков среди доломитизированных известняков и брекчированных доломитов. При этом оруденение в наиболее крупных масштабах проявилось в доломитовых толщах, перекрытых региональными экранами алевропелитового состава.

В заключительную гипергенную стадию этого этапа в благоприятных ландшафтно-климатических условиях формировались коры выветривания и связанные с ними россыпные и другие полезные ископаемые нового цикла литогенеза.

РОЛЬ ПЛАНЕТАРНЫХ, РЕГИОНАЛЬНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ КИМБЕРЛИТОВ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТРУБОК НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Л. Н. Зведер

Иркутский государственный университет, г. Иркутск

Сетка планетарных разломов хорошо выражена в физических полях, прослеживается при анализе литолого-палеогеографических, структурных, минералогических, геохимических и неотектонических карт.

Планетарные разломы контролируют распределение кимберлитовых полей и железорудных провинций. Байкало-Таймырский разлом ограничивает с запада распространение кимберлитов алмазной субфации и с востока — железорудные месторождения.

Планетарные субмеридиональные разломы протяженностью в несколько сотен километров при ширине 15–20 км контролируют 35 железорудных месторождений и рудопроявлений в Приангарье.

Региональные разломы на Мало-Ботуобинском, Далдынском, Алакит-Мархинском и других кимберлитовых полях определяют границы кимберлитовых полей и зоны, с которыми территориально связаны кимберлиты.

Региональные разломы выделяются при комплексном анализе геолого-геофизических материалов. На Мало-Ботуобинском кимберлитовом поле разломы расположены параллельно друг другу. Ширина разломов 0,2–1,0 км, расстояние между ними 4–9,5 км. Кимберлиты Далдынского и Алакит-Мархинского районов приурочены к пересечению северо-восточного скрытого разлома с северо-западной ветвью Вилкойско-Котуйской зоны разломов.

Локальные рудоконтролирующие разломы в Мало-Ботуобинском районе имеют ориентировку СЗ 315–335°, на Далдынском и Алакит-Мархинском — субширотную и северо-восточную, на Верхне-Мунском — СЗ 290–310° и СВ 50–55°. На всех кимберлитовых полях интенсивно развиты тектонические трещины северо-западной ориентировки (Зведер, Щукин, Ковальский), которые, по-видимому, связаны с глубинным разломом северо-западного простирания (Бабаян, Уаров, Подваркова).

Кимберлитовые тела, располагающиеся на одном локальном разломе, вытянуты в плане. Удаленные друг от друга тела имеют сходство в характере аномального магнитного поля, в минералогическом составе и морфологии алмазов.

Региональные разломы Приангарья, выделяемые при анализе карт новейшей тектоники и геолого-геофизических материалов (Зведер, Щупак; Шипицын, Ансимов), контролируют распределение железорудных месторождений. Примечательно, что железорудные трубки, связанные с Чуло-Кутским разломом, имеют большое сходство в минералогическом составе и качестве руд и наборе малых элементов.

Локальные разломы контролируют группы месторождений: Атавинское - Спутник - Неринда; Верхнекатангское - Граменское - Усть-Граменское, Новое и многие другие.

Детальными морфометрическими исследованиями в Верхнекатангском районе выделяется кольцевая морфоструктура, к гребню которой приурочены два железорудных проявления.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Г.С.Гусев, К.Н.Никишов, А.Ф.Петров, В.С.Веклич
Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, г.Якутск

Кимберлитовые поля Якутской провинции группируются в вытянутые в северо-восточном направлении полосы: Анабаро-Буолжалахскую, Далдыно-Оленекскую и Мирнинско-Жиганскую. Подчиненное значение имеют поперечные зоны северо-западного направления.

Детальный анализ подробных геологических карт, геофизических материалов, а также космических снимков показывает, что полосы развития кимберлитового магматизма представляют собой линейные зоны дробления, ограниченные на флангах скрытыми линейными элементами. На дневной поверхности внутри полос устанавливается большое количество коротких и малоамплитудных сбросо-

сдвигов и сбросов, рассекающих осадочный чехол в направлении, близком к простиранию полос. Параллельно тектоническим трещинам вытянуты и длинные оси трубок.

Кимберлитовые поля очень часто располагаются в пределах пологих брахиморфных поднятий осадочного чехла и слабо выраженных минимумов силы тяжести. Эти данные свидетельствуют в пользу существования под кимберлитовыми полями массивов щелочно-ультраосновных пород.

Реконструкции тектонических полей напряжений по тектонической трещиноватости показывают, что как кимберлитовые тела, так и вмещающие их тектонические структуры, формировались в условиях сдвиговых полей напряжений.

Принимая во внимание фактические данные по закономерностям геологической позиции кимберлитовых тел Якутской провинции, а также других регионов мира, авторы настоящего сообщения считают, что закономерности распространения и условий формирования кимберлитовых трубок могут быть объяснены с позиций модели "горячей точки" (мантийного плюмажа) и движения литосферных плит. Как известно, вулканические проявления, связанные с "горячими точками", характеризуются повышенными содержаниями натрия, калия, лития и других щелочных металлов. Кимберлитовые породы также характеризуются постоянной примесью щелочных и некогерентных элементов, а кимберлитовые тела представляют сложную флюидизированную смесь, состоящую из продуктов исходных пород и возникшего расплава. По-видимому, зарождение собственно тектонит-расплавов происходило ниже подошвы коры, на поверхностях горизонтального срыва, в участках локального разогрева в зонах струй мантийных флюидов или мантийных плюмажей. Полосовое расположение кимберлитовых полей Якутской провинции указывает на юго-западное горизонтальное движение континентальной плиты Сибирской платформы над несколькими неподвижными горячими точками.

О ЗОНАЛЬНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ
КИМБЕРЛИТОВ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ
В СВЕТЕ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Ф.В.Каминский

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный
институт цветных и благородных металлов, г.Москва

Одной из главных закономерностей размещения кимберлитов на Сибирской платформе является зональность. Она проявляется в последовательной смене кимберлитов алмазной субфации, развитых в центральных частях платформы, кимберлитами алмаз-пироповой и пироповой субфаций. По периферии платформы и в ее обрамлении развиты родственные кимберлитам породы (пикритовые порфириты, ингилиты); щелочно-ультраосновные породы, слагающие массивы центрального типа; карбонатиты.

Зональность кимберлитов проявляется также в ряде дополнительных признаков: изменении химизма пород, состава породообразующих минералов; преобладании в периферических районах даек над трубками, тогда как в центре Сибирской платформы дайки кимберлитов почти отсутствуют.

Для объяснения данной мегазональности размещения кимберлитов на Сибирской платформе привлекались различные гипотезы: увеличения степени денудационного среза кимберлитовых тел на периферии платформы по сравнению со срезом в центральных ее частях; наличия конвекционных потоков в мантии. Однако оценки величины денудационного среза кимберлитовых тел различными методами противоречивы, а гипотеза о наличии конвекционных потоков в мантии не подтверждается определениями абсолютного возраста разнофациальных кимберлитов.

В связи с этим автором для объяснения мегазональности кимберлитов предлагается иная гипотеза, по которой причиной зарождения очагов кимберлитовой магмы в верхней мантии признается погружение литосферных плит.

Согласно построениям К.Ле Пижона и других представителей глобальной тектоники, погружение литосферных плит в астеносферу может происходить до глубин около 700 км. На фронтальной границе погружающейся плиты в результате адиабатического сжатия и фазовых изменений происходит выделение тепла, вызы-

важного магмообразование путем селективного плавления вещества верхней мантии. Подъем исходной магмы происходит в результате гравитационной неустойчивости в форме смешанной жидкостно-реститовой фазы. При этом процесс образования очагов кимберлитовой магмы происходит на различных глубинах: в периферических частях платформы, близ эвгеосинклинальных областей – на относительно невысоких уровнях; в центральных районах платформы – на максимальных глубинах.

Согласно предлагаемой гипотезе, мезазональность размещения разнофациальных кимберлитов получает удовлетворительное объяснение и может применяться при региональном прогнозировании территорий на алмазы.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ АЛМАЗНЫХ РОССЫПЕЙ НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Б. И. Прокопчук

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

В размещении алмазных россыпей на Сибирской платформе установлена макро-, мезо- и микрizonaльность, обусловленная тектоническими структурами различных порядков.

Макрозоны связаны со структурами первого порядка. Первая макрозона отвечает антеклизам; вторая – крыльям синеклиз и прогибов, примыкающих к антеклизам; третья – синеклизам и прогибам. Каждая из выделенных макрозон характеризуется своими типами алмазопоявлений. Из антеклиз, которым свойственна тенденция к поднятию (первая макрозона), происходит постоянный вынос алмазов, поэтому для них характерен ограниченный набор генетических, морфологических и возрастных типов россыпей. Месторождения относятся к россыпям ближнего сноса и четко привязаны к первоисточникам. Промышленные концентрации алмазов образуются лишь за счет богатых первоисточников. И только в районах развития промежуточных коллекторов площадного типа и карста могут формироваться крупные россыпные месторождения. Во второй макрозоне концентрируются алмазы, при-

внесенные с первой макрозоны; россыпи образуют выдержанные полосы, окаймляющие антеклизы, и являются месторождениями дальнего сноса. В третьей макрозоне, где аккумуляция преобладает, концентрируются бедные россыпи дальнего сноса.

В пределах указанных макрозон выделяются мезозоны, отвечающие платформенным структурам второго и третьего порядков. В первой макрозоне наиболее благоприятны для концентрации алмазов тектонические блоки, испытывающие дифференцированные подвижки разного знака. Во время опусканий в их пределах может происходить накопление алмазов в промежуточных коллекторах на большой площади, а во время подъемов — размыв этих промежуточных коллекторов и образование обогащенных россыпей аллювиального типа. Перспективными на алмазы здесь могут быть также локальные впадины, в пределах которых замедляется вынос алмазов. Локальные поднятия неперспективны, так как в их пределах вынос алмазов еще более увеличивается.

В пределах второй макрозоны мезозональность не выражена, так как ширина этой зоны небольшая (редко превышает 40–100 км).

В третьей макрозоне перспективными на россыпи алмазов являются локальные поднятия, где происходит усиленный вынос минералов легкой фракции, в результате чего идет обогащение россыпей. Блоки с дифференцированными подвижками и локальные впадины в пределах третьей макрозоны на обнаружение россыпей неперспективны.

Микрозональность связана с тектоническими структурами более мелких порядков и другими факторами россыпеобразования.

РОЛЬ ПЛАНЕТАРНОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ В РАЗМЕЩЕНИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Е.В. Францессон, С.М. Колдаев

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва

На примере Якутской алмазонасной провинции сопоставляются особенности размещения кимберлитовых тел с закономерностями распределения так называемых "планетарных трещин" — как двух явлений, обусловленных причинами, имеющими планетарное значе-

ние. Представления об очень больших глубинах зарождения кимберлитовой магмы общепризнаны. Исходя из этого, следует допускать, что и образование структур, контролирующих расположение кимберлитов в верхних горизонтах земной коры, — пути интрузии и эксплозии кимберлитов связаны с явлениями планетарного характера.

При статистической обработке данных по простиранию даек, разломов, длинных осей структур фундамента и чехла, мегатрещиноватости, линеаментов речной сети, рельефа и других геологических и геоморфологических элементов рассматриваемой территории устанавливается, что основную канву трещин здесь определяют трещины меридионального, широтного, северо-восточного ($СВ\ 45^{\circ}$) и северо-западного ($СЗ\ 315^{\circ}$) направлений. На юге Якутской алмазоносной провинции (Алданский район) господствуют нарушения ортогональной системы. В более северных районах большое значение приобретают также ослабленные зоны диагональной системы. Активизация отдельных элементов сети планетарных трещин контролировала геологическое развитие данного региона. Так, например, в позднепротерозойское время определяющей была роль нарушений ортогональной системы. Этим направлениям подчиняется размещение позднепротерозойских магматических пород, субпараллельно им вытягиваются и оси наиболее древних структур осадочного чехла. Линеаменты диагональной системы были более активными в раннем и среднем палеозое. Нарушения северо-восточного простирания в это время контролировали развитие тектонических структур и размещение проявлений основного, а в ряде районов и кимберлитового вулканизма на большей части территории Якутской алмазоносной провинции. Влияние нарушений северо-западного направления на распределение кимберлитов и траппов сказывается на северо-востоке рассматриваемого региона. Начиная с позднего палеозоя в большей степени активизировались нарушения северо-западного простирания. Особенно сильно их влияние чувствуется в западной части Якутской алмазоносной провинции.

Генеральные простирания кимберлитовмещающих структур определялись путем составления роз-диаграмм направлений простираний длинных осей и цепочек кимберлитовых тел в пределах отдельных полей и районов кимберлитового вулканизма с последующим

составлением сводной розы-диаграммы для всех кимберлитовых полей Сибирской платформы.

Анализ роз-диаграмм показал, что экстремальные значения кимберлитов-вмещающих структур в рассматриваемом регионе совпадают с диагональной системой нарушений (СВ 45° , СЗ 315°). Развиты также тела, характеризующиеся широтным направлением длинных осей. Помимо этих направлений большое количество кимберлитовых тел простирается по азимутам СВ 60° и СЗ 300° . Наиболее четко диагональные простирания кимберлитов-вмещающих структур наблюдаются в Мало-Ботуобинском, Мерчимденском, Укукитском, Дьжкенском и Лучаканском кимберлитовых полях. В других полях, где также установлены кимберлитов-вмещающие структуры аналогичных направлений, большинство кимберлитовых тел и их пепочек несколько отклоняется от "предельных" направлений сводной розы-диаграммы. Наиболее характерно такое отклонение для Алакитского и Далдын-ского кимберлитовых полей, где около 1/3 всех известных здесь кимберлитовых тел простирается по азимуту СВ $60-70^{\circ}$. Структуры такого направления встречаются также в пределах Верхне-Мунского и Чомурдахского полей. В то же время все эти поля как бы надставляют друг друга по азимуту СВ 45° . В Средне-Куонамском кимберлитовом поле кроме того хорошо выражены кимберлитов-вмещающие структуры с направлениями длинных осей по азимуту СВ 20° (около 1/5 всех известных здесь кимберлитовых тел), СЗ 290° и субмеридиональным. Преобладающее простирание длинных осей кимберлитовых тел Куранахского поля - СЗ 340° . Особенности размещения щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами указывают на их контроль линейными структурами ортогональной системы, узлами пересечения таких нарушений (юго-восточная окраина Сибирской платформы, Маймеча-Котуйская провинция и др.). Нарушениями ортогональной системы контролируются также массивы нефелиновых сиенитов северной части исследуемой территории.

На основании приведенных данных делается вывод о приуроченности кимберлитовых тел к диагональной системе трещиноватости. Ультраосновные щелочные породы с карбонатитами обычно совпадают с ортогональной системой.

ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕГО ТРИАСА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В.А.Калинин, Н.Н.Дашкевич

Красноярское территориальное геологическое управление,
г. Красноярск

В 1968–1978 гг. Ю.С.Глуховым, Н.Н.Дашкевичем, В.А.Калининым, В.Н.Котковым, Ю.Д.Кутумовым, В.М.Лавриковым, Ю.М.Мальцевым, В.А.Нещумаевым и другими дана полная геолого-геофизическая характеристика вулканитов раннего триаса на левобережье р.Н.Тунгуска и её притоках Таймура, Нидым и Илимпея. Выделены вулканы (главные и побочные), проведено фациальное районирование региона относительно главных вулканических центров, выделен новый тип смешанных фаций, сформировавшихся при одновременной деятельности соседних вулканов.

Рельеф фундамента контролирует строение чехла: в Туринской впадине мощность вулканитов достигает 1200 м (устье р.Нидым), в пределах Ангаро-Курейского мегавала – 900 м. Глубина залегания фундамента по профилю Нидым-Таймура колеблется от 6,0 до 4,5 км. По расчетам Б.Г.Семенова, сокращение мощности нижнего яруса чехла в пределах мегавала составляет 700 м, подчеркивая еще большую контрастность тектонического развития глубинных структур.

Глубинные и региональные разломы контролируют распределение на площади вулканов и неразгруженных магматических очагов (центров заложения взрывных камер). Главные центры вулканизма раннего триаса сохранились в виде руин, реликтов туфовых построек (тутончанское и корвунчанское время) эксплозивного вулканизма и построек щитовых вулканов эффузивного типа вулканизма (нидымское, кочечумское и средне-триасовое? –ямбуканское время).

Взаимоотношения вулканитов и подстилающих отложений сложны: близ центров вулкана туфы залегают с угловым несогласием, в удаленной фациальной зоне переход между туфогенно-осадочными породами и угленосной толщей постепенный (бассейн р.Таймуры), в бортовых частях Тунгусской синеклизы вулканиты триаса в южном и юго-западном направлениях "трансгрессивно" налегают на пермских, каменноугольных, девонских, силурийских и ордовикских отложениях.

Особенность вулканизма: акты эксплозии главных вулканов осложнялись активностью побочных аппаратов, давших первые поступления магмы, часть которой, попав в водные условия, создала линзы шаровых лав на ограниченной площади; с нидымского века при общем подъеме района раскрылись аппараты трещинного типа, приуроченные к периферийным дугообразным и тангенциальным разломным зонам, окаймляя главные жерла существовавших вулканов. Многоканальные трещинные аппараты дали основную массу эффузивов, образовав постройки щитовых вулканов. Установлено, что большинство интрузивных тел – субвулканические образования, подводящие каналы вышележащих лавовых покровов. Существуют туфовые вулканы "сквозной" (корвунчанско-нидымское время) деятельности, продукты которых занимают межлавовые интервалы разреза триаса.

Между крупными (главными) туфовыми вулканами расположены более молодые пликативные структуры, выраженные в лавовой толще и представляющие собой депрессионные понижения, где вулканическая активность не наблюдалась (Нидымская депрессия).

Туфовые постройки имели высоту 500–1500 м (Малеев), размеры зон жерловых фаций (агломератовые туфы, ксенотуфы) достигают в поперечнике 50 км (р. Таймура). Покровы базальтов щитовых вулканов на реках Нидым и Таймура распространяются до 35, иногда 50 км.

По дешифрированию космических и аэрофотоснимков часть глубинных разломов имеет четкое выражение в плане, что подтверждает их активизацию в неотектонический этап. Локальные приповерхностные разрывы без смещения и со смещением от 20 до 80 м, широко развитые в поле вулканитов, имеют в основном с.-з. и с.-в. направления. Особое расположение наблюдается у разрывов, окаймляющих крупные туфовые вулканы района.

По данным дешифрирования космических снимков выделяются серии овалов и кольцевых линий, интерпретируемых как одиночные (моногенные?) туфовые жерла размером 7–30 км и сложнопостроенные туфовые вулканы размером до 50–90 км. В полях развития лав (плато Цуторана) по тем же данным выделяются структуры, которые, возможно, также отображают положение центров вулканизма.

Специфика металлогении региона заключается в том, что основная масса эндогенных месторождений и рудопроявлений генети-

чески связана с постмагматической гидротермальной деятельностью. С зонами повышенной трещиноватости в чехле (в фундаменте им соответствуют крупные разломы) связаны процессы гидротермальной минерализации двух типов: высокотемпературный (магнетит, барит, целестин, борсодержащие скарны и др. и низкотемпературный (кальцит, включая исландский шпат, цеолиты, аметист, агат, яшма и т.д.). Предполагается, что первый тип связан с разломами субширотного и субмеридионального, а второй — субмеридионального направления. По периферии жерловых фациальных зон крупных вулканов центрального типа (бассейны рек Таймура и Илимпея) широко развиты разрывы и зоны дробления, где туфы корвунчанской свиты несут повышенную минерализацию кальцита, цеолитов, барита, реже галенита и магнетита. Каменный уголь, вскрытый в блоках близ жерл, превращен в графит. На междуречье Таймуры, Учамы и Чуни (в поле развития значительных площадей угленосных осадков пермо-карбона) наблюдаются магнетитовая минерализация, скарнирование, окварцевание, образование мощных зон роговиков и отбеливание пород близ крупных интрузивных массивов (корневых частей вулканов раннего триаса на современном уровне эрозионного среза).

Профилирующее полезное ископаемое региона — исландский шпат. Шпатовая минерализация связана преимущественно с шаровыми лавами, а также с зонами дробления в туфах и интрузиях долеритов. Главными критериями выделения перспективных площадей на поиски исландского шпата являются: а) стратиграфический — шаровые лавы приурочены к верхним частям разреза корвунчанской свиты; б) фациальный — шпатовая минерализация, связанная с шаровыми лавами и зонами потоков мандельштейновых базальтов, находится в зонах смешанных фаций; в) палеогеографический — лавы шаровых лав концентрируются в депрессионных понижениях между крупными туфовыми вулканами; г) генетический — преимущественное развитие зон дробления (путей подъема гидротерм) в породах корвунчанской свиты. Покровы лав вышележащих свит играют роль экранов при разгрузке растворов.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ ПЛАН НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ В АСПЕКТЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

А.А.Гаврилов

Тихоокеанский институт географии ДВНЦ АН СССР, г.Владивосток

Предлагается новая схема морфоструктур Нижнего Приамурья и на ее основе анализируется морфоструктурная позиция эндогенного оруденения. Интерпретация полученных данных базируется на принципе геолого-геоморфологической конформности: геоморфологическая поверхность конформна организующим ее элементам геологического пространства (Худяков). Основными элементами морфоструктурного плана территории являются: Пильдо-Лимурийское сводово-блоковое поднятие, Орельская, Удыльско-Кизинская кольцевые морфоструктуры. В Орельской кольцевой системе выделяются Мевачанская и Усть-Амурская асимметричные морфоструктуры центрального типа с геоантиклинальным характером развития, являющиеся структурами роста континентальной коры, относительно молодыми аналогами Пильдо-Лимурийского сводово-блокового поднятия. В пределах Мевачанского поднятия выделяются Мевачанско-Мухтельская и Бекчи-Ульская очаговые морфоструктуры.

В отличие от Мевачанского свода, характеризующегося преобладанием плутоногенных купольных морфоструктур, северная часть Усть-Амурского поднятия представляет собой изометричную грабеобразную структуру, выполненную эоценовыми базальтоидами. Здесь выделяются Искинская и Амуро-Акчинская вулканотектонические депрессионные морфоструктуры диаметром около 40 км и ряд более мелких вулканических и вулканоплутонических построек размерами в первые километры. Южный блок Усть-Амурского свода относительно приподнят и характеризуется доминированием пород основания вулканогенного яруса. В пределах этого блока выделяется Мынская плутоногенная купольная морфоструктура диаметром около 60 км. Общая характерная черта всех выделяемых в Нижнем Приамурье сводово-блоковых поднятий — их асимметричность, связанная с дифференцированным развитием блоковых структур, разделенных системами глубинных разломов. Для Пильдо-Лимурийского и Мевачанского поднятий блокоразделяющими служат меридиональные глубинные Нижнеамурская и Ул-Лонга-

рийская системы разломов, а для Усть-Амурского свода - субширотная Акчинская зона глубинного разлома.

Возраст всех рассмотренных образований определяется активным этапом их формирования и оценивается диапазоном сенон - ранний палеоген. Унаследованность морфоструктурного плана обусловлена существованием устойчивой системы каркасных зон глубинных разломов, длительная тектоно-магматическая активность которых определяла основные особенности геологического развития территории.

Основную роль в пространственном распределении эндогенного оруденения Нижнего Приамурья играют глубинные разломы и очаговые морфоструктуры центрального типа. Выявленные разнопорядковые морфоструктуры характеризуются определенной металлогенической специализацией, обусловленной как общими особенностями эволюции земной коры региона, так и локальными тектоно-магматическими условиями их формирования. Наиболее перспективны на эндогенное оруденение кольцевые зоны внешних границ образований центрального типа и внутренние их концентры на участках пересечения их крупными долгоживущими разломами. Важное место в морфоструктурно-металлогенических исследованиях палеовулканических областей занимает реконструкция морфоструктурного плана эпох рудообразования.

МАГМАТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА И ОРУДЕНЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА

Б.В.Томилов

Иркутский государственный университет, г.Иркутск

Плановыми индикаторами структур центрального типа являются кольцевые и дуговые линеаменты, выражающиеся в рельефе. В результате дешифрирования разномасштабных топографических карт и аэрофотоматериалов в Восточном Забайкалье выделяется большое количество кольцевых и овальных форм рельефа размером от 0,2 до 200-300 км в поперечнике. В пределах рудных полей и месторождений большинство небольших (0,2-5,0 км) кольцевых форм подтверждается материалами крупномасштабных (1:10000,

1:5000, 1:2000) геоморфологических съемок. Их морфометрические характеристики и детальное строение выявлялись путем построения карт вершинной поверхности, блокового строения, вертикального расчленения, уклонов склонов и тальвегов долин и др. Пространственно эти формы рельефа связаны с выходящими на поверхность или скрытыми массивами пород гранитного состава.

На изучавшихся рудных полях и месторождениях мелкие кольцевые формы группируются в линейные зоны, четко выражающиеся в гравиметрических и магнитных полях; им часто отвечают зоны окварцевания, ороговикования, турмалинизации, обохривания. На отдельных отрезках они совпадают с осями складок, поясами даек и литогеохимическими ореолами рассеяния. Структурам, имеющим поперечник 2,5–5,0 км, отвечают контрастные отрицательные гравиметрические аномалии.

Максимальная плотность кольцевых форм отмечается у крупных, наиболее протяженных и дренированных линеаментов, разделяющих блоковые морфоструктуры.

На территории Восточного Забайкалья наблюдается отчетливая пространственная и генетическая связь выделенных структурных форм с размещением подавляющего большинства рудных полей и месторождений. У наиболее крупных (d более 20–200 км) структур оруденение обычно локализуется вблизи внешних кольцевых и дуговых нарушений. В пределах крупных кольцевых форм ($d = 10–20$ км) минерализация связана как с внешними кольцевыми нарушениями, так и с узлами ступеней и пересечений линеаментов во внутренних частях этих форм. Оруденение в мелких структурах (d менее 10 км) обычно располагается в их геометрическом центре.

Большинство структур центрального типа Восточного Забайкалья, несомненно, связано с процессами магматизма. Они отвечают участкам формирования очагов расплавов, связанными с ними флюидными и гидротермальными рудоформирующими системами, а также гранитным массивам, испытывающим постмагматические поднятия.

Исходя из унаследованности в данном районе кайнозойских тектонических форм и рельефа от верхнемезозойского цикла тектогенеза, во время которого сформировались главнейшие месторождения, большинство структур центрального типа, видимо, имеет средне-, верхнеюрский возраст.

В результате детальных геолого-структурных исследований в Восточном Забайкалье выделяется также ряд доверхнемезозойских гранито-гнейсовых куполов, овальных и круглых в плане тектонических форм в пределах распространения палеозойских и протерозойских осадочно-метаморфических толщ.

Эти структуры подчеркиваются гнейсовидностью, ориентировкой ксенолитов и зональным распределением фаций метаморфизма.

Весьма возможно, что в пределах Монголо-Охотского пояса особенности орогенеза определяются процессами внедрения гранитоидов и формирования инъективных структур центрального типа. Изучение последних имеет первостепенное прикладное значение и позволяет подойти к крупномасштабному (1:10000-1:25000) локальному прогнозированию скрытого оруденения вплоть до выделения небольших (площадью до 1-6 км²) конкретных перспективных участков под детальные поисково-разведочные работы.

МОРФОСТРУКТУРЫ ОРХОНО-СЕЛЕНГИНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ И ИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ РОЛЬ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

Ю.С.Пигарев

Бурятское территориальное геологическое управление, г. Улан-Удэ

В названном сообщении излагается первая попытка привести в соответствие фактический материал по структурам Орхоно-Селенгинской зоны (Яковлев) с современными представлениями о строении верхней оболочки земной коры. В основу исследований положен морфоструктурный анализ, включающий изучение гипсометрических уровней рельефа, рисунка речной сети и временных водотоков. Это позволило установить основные эпицентры проявления центральной симметрии. Использовался метод вершинных уровней блоков, при котором удалось выявить более мелкие кольцевые и линейные морфоструктуры. Их пространственно-временные взаимоотношения выяснялись методом дирекционных простираций, суть которого заключается в последовательном сопоставлении линейных морфоструктур различного направления с кольцевыми. Узловые участки заверялись дешифрированием аэрофотоснимков.

В результате проведенных исследований установлены кольце-

вые структуры диаметром до 70 км, осложненные, как правило, более мелкими дочерними образованиями, обособленные куполовидные постройки в диаметре 7–10 км, дуговые и полукольцевые структуры. Последние ограничены сквозными линейными морфоструктурами, соответствующими глубинным разломам. В свою очередь линейные морфоструктуры в зоне влияния кольцевых образований претерпевают значительные изменения, выраженные их расщеплением, сочленением, изменением простираний и т.д.

По характеру вертикального разреза, составленного по линии дневной поверхности и вершинным уровням блоков, кольцевые морфоструктуры четко подразделяются на купольные, купольные с просадкой по кольцевому блоку, с опущенным и приподнятым центральным блоком. По вертикальному взаимоположению секториальных, сегментных и кольцевых блоков обособились относительно простые и сложнодифференцированные морфоструктуры.

Линейные морфоструктуры представлены вытянутыми грабенами и горстами, являющимися производными глубинных разломов. Особый тип структур установлен на левобережье р.Селенги в районе устья р.Орхон-гол. Здесь расположена обширная впадина, не имеющая явных признаков прибортового разломного ограничения, а представляющая собой как бы компенсационное проседание по кольцевым разломам ограничивающих её структур.

Анализ пространственного размещения проявлений рудной минерализации позволил наметить рудоконтролирующую роль кольцевых структур большого диаметра и рудовмещающую – мелких; причем плотность рудопроявлений резко повышена в местах многократного наложения кольцевых структур малого диаметра различного относительного возраста и типа.

В целом для кольцевых и линейных структур характерны следующие черты:

1. Кольцевые и линейные структуры тесно взаимосвязаны и представляют собой в генетическом отношении тектоническое единство.

2. Кольцевые структуры распространены повсеместно. Они образовывались во все эпохи эволюции земной коры, последовательно сменяя, затушевывая или активизируя друг друга.

3. Кольцевым структурам различных типов, размеров и возраста принадлежит главная роль в размещении полезных ископаемых в пространстве и во времени.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ РАЗЛОМОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ

Ц.О.Очиров

Геологический институт Бурятского филиала СО АН СССР, г.Улан-Удэ

В Забайкалье с разной степенью детальности изучены такие глубинные разломы, как Саянс-Байкальский, Дзидино-Витимский и Чикойско-Ингодинский, которые являются границами разновозрастных складчато-глыбовых структур - байкалид, каледонид, герцинид и платформы. Они сыграли определяющую роль в формировании и развитии геосинклинальных систем региона. Выявлены и описаны менее крупные разрывные нарушения Тутнуй-Кондинский, Гусино-Удинский, Заганский, Моностойский, Хамбинский, Кижингино-Кодунский, Баялгинский, Точерский, Хилокский и другие разломы, которые ограничивают структурные элементы внутри-складчатых систем, срединные массивы и орогенные структуры.

В зависимости от характера и масштаба проявления разломные структуры Забайкалья всех категорий нами подразделялись на три группы: глубинные, региональные и локальные. Однако такое подразделение не всегда полностью отражает основные признаки различных типов разрывных нарушений. Поэтому мы считаем более приемлемым подразделение разломов на следующие три типа:

- 1) краевые структурные швы - крупные глубинные разломы,
- 2) внутрискладчатые - глубинные разломы, 3) межглыбовые - коровые разломы.

Не вызывает сомнения, что краевые структурные швы - границы геосинклинальных складчатых систем Забайкалья и Сибирской платформы относятся к крупным глубинным разломам, проникающим вплоть до мантии. Они формируются на разных этапах возникновения земной коры и развиваются полициклически в течение нескольких геологических эпох, начиная с заложения древнейших геосинклинальных систем докембрия и палеозоя. Длина их достигает 1200 и более километров; амплитуда горизонтального перемещения крыльев - многие десятки километров, а вертикального перемещения - до 10 км. Они могут быть сверхглубинными и глубинными, уходящими в мантию. К ним часто приурочены ультраосновные, основные и другие глубинные комплексы пород (в Северном Прибайкалье, Дзидинский горной стране и др.).

Внутрискладчатые глубинные разломы являются, как правило, границами антиклинориев, синклинориев, срединных массивов и других внутрискладчатых структур. Они вытянуты на 500–700 км, редко – более 1000 км и формируются в течение нескольких геологических периодов. Возраст многих из них докембрийско-палеозойский, но в целом они активно проявили себя в мезозое, а в Байкальской зоне – и в кайнозое. Амплитуды перемещения блоков по этим разломам составляют первые десятки километров по горизонтали и до 5–6 км по вертикали, эти разломы в основном тоже глубинные.

Межглыбовые, преимущественно коровые, локальные разломы разграничивают в большинстве случаев внутрискладчатые структуры типа отдельных синклиналей, антиклиналей, орогенных и дейтероорогенных впадин и поднятий, а также различные блоки. Длительность развития этих разломов измеряется несколькими геологическими периодами. В основном они заложены и активно проявлялись в палеозое и мезозое. Их длина – от нескольких десятков и до 200 км. Амплитуда перемещения блоков по этим разломам – сотни метров и первые километры. По глубине заложения они относятся к коровым, хотя редко могут быть и глубинными.

Таким образом, названные три типа разломов обладают рядом существенных признаков: неодинаковой длительностью развития и глубиной заложения, значительной или малой протяженностью и шириной в пространстве, а также различным влиянием на формирование разнообразных форм геологических структур. Кроме того, разломы играют первостепенную роль в проявлении магматических процессов и размещении многих эндогенных месторождений полезных ископаемых. Особенно перспективны в отношении концентрации рудной минерализации узлы пересечения, зоны сближения и сопряжения разломов всех типов.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ ДАННЫХ

Ю.И.Егоров

Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, г. Иркутск

Выделение и прослеживание разломов Байкальской горной области выполнено на базе геофизических критериев и увязки их с данными геологических съёмок и дешифрирования космических фотоснимков. Это позволило составить более полную карту разломов региона и выполнить их системно-статистический анализ.

Разрывные нарушения по соотношению с простиранием складчатых структур разделены на продольные, поперечные и диагональные; по ориентировке к странам света - на северо-восточные ($35-70^\circ$), северо-западные ($290-345^\circ$), субширотные ($90\pm 3^\circ$) и субмеридиональные ($0\pm 5^\circ$); по глубинности - на коро-мантийные и внутрикоровые; по геологической значимости - на зоны разломов, разделяющие блоки первого порядка (складчатые области и платформы) - краевые швы; региональные разломы, контролирующие блоки второго (структурно-формационные зоны) и третьего (внутри структурно-формационных зон) порядков и разрывы более высокого порядка (внутриблоковые). Одновременно установлено, что наиболее чётко в Байкальской горной области проявлена диагональная система разломов, ортогональная представлена слабо и за небольшим исключением выражена фрагментарно. Отдельные фрагменты её нередко располагаются кулисообразно на продолжении друг друга.

Статистическая связь эндогенной минерализации с разломами, а также зональный характер её размещения свидетельствуют о рудоконтролирующей роли разломов в Байкальской горной области. Эти же данные позволяют квалифицировать структурные узлы, образованные пересечением или сопряжением рудоконтролирующих разломов, как рудные узлы. Практическим подтверждением этих выводов является тот факт, что около 70% известных в пределах рассматриваемой территории рудопроявлений и месторождений совпадает с разломами. При этом 26% из них связано с разломами второго (контролируют структурно-формационные зоны), 29% - с

разломами третьего (контролируют блоки внутри структурно-формационных зон) и 45% - с разломами более высокого порядка (внутриблоковые). Большое количество рудопоявлений и месторождений золота также связано с разломами.

ТРАНСАЗИАТСКИЕ ПОЯСА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ИХ РОЛЬ В МИНЕРАГЕНИИ

Ф.Я.Корытов

ВНИИзарубежгеология, г.Москва

В геологическом строении и минерагении Сибири и Дальнего Востока важное значение имеют зоны глубинных разломов и сопровождающие их кольцевые структуры, расположенные вокруг Тихого и Северного Ледовитого океанов, а также системы разноориентированных интра- и трансконтинентальных разломов (Корытов). Примером их являются субмеридиональные пояса глубинных разломов, прослеживающиеся от Северного Ледовитого до Индийского океанов. Наиболее сложный и протяженный из них проходит через оз. Байкал, к северу от которого он образует две главные ветви. Одна ветвь разломов в меридиональном направлении уходит на п-ов Таймыр, а другая, имея субмеридиональное простирание, достигает устья реки Лены и далее прослеживается в Северном Ледовитом океане в виде хребта Ломоносова. На юге Азии этот пояс разломов также образует ряд ветвей, одна из которых продолжается и в Индийском океане в виде Восточно-Индийского хребта. Интересно, что разномасштабные кольцевые структуры, сопровождающие трансасиатские пояса разломов, устанавливаются и на дне Мирового океана, где они контрастно выражены геофизически.

Рассматриваемый Срединно-Азиатский пояс глубинных разломов, являясь звеном глобального пояса субмеридиональных рифтовых структур, фиксируется по геологическим и геофизическим данным. О его существовании свидетельствуют особенности направления и изменения изолиний мощности земной коры Азии, а также форма и ориентировка глобальных и региональных аномалий магнитного поля и силы тяжести, выявленных спутниковыми геофизическими ис-

следованиями (Regan, Cain, Davis и др.). Об этом же говорят данные по морфологии глобальных тепловых потоков верхней мантии (Pollack, Chapman), а также весь материал по сейсмичности Азии. Этот пояс разломов трассируется и вдоль отдельных аномалий в верхней мантии. Например, низкоскоростные неоднородности мантии, имеющие субмеридиональное простирание, установлены в районе оз. Байкал и Центральной Монголии (Рогожина, Кожевников и др.).

Рассматриваемый пояс разломов рассекает глобальную Азиатскую кольцевую структуру диаметром свыше 5000 км, которая осложнена многочисленными кольцевыми, дуговыми и вихревыми структурами, диаметром от 5 до 2000 км. Этот пояс разломов и кольцевых структур во взаимодействии с разломами иных направлений и типов определяет особенности многих зон рифтогенеза (в первую очередь Байкальского рифта) и контролирует положение крупнейшего в Азии минерагенического пояса. Этот полиформационный пояс состоит из разновозрастных и разнотипных месторождений железа, свинца, цинка, вольфрама, золота, бериллия, флюорита, алмазов, слюды и других полезных ископаемых, приуроченных, как правило, к периферии кольцевых и вихревых структур. Характерным примером являются Забайкалье и Монголия, где в пределах западной и осевой частей пояса все рудоносные узлы (Таширский, Третьяковский, Вознесенский, Эгитинский, Мушугай-Худукский, Хара-Моритинский и др.) локализованы в сложных многокольцевых структурах, отчетливо выраженных геофизически и на космических снимках. Интересно, что все эти узлы флюоритоносны. В ряде из них имеются бериллиево-флюоритовые, золото-флюоритовые и другие гидротермальные месторождения, а также флюорит-редкоземельные карбонатиты (Мушугай-Худук, Аршан и др.), образовавшиеся в позднем мезозое и генетически связанные с производными базальтовой магмы верхней мантии.

Установление трансасиатских поясов глубинных разломов имеет большое значение в прогнозе и поисках новых эндогенных месторождений как на континенте, так и на дне океана.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ ИЛИ ГИПОТЕЗЫ, ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ	
З а б р о д и н В.Ю. Краткий методологический анализ современных глобальных гипотез	7
М а р к о в М.С., П у ш а р о в с к и й Ю.М. Закономерности формирования континентальной земной коры	9
Б у р т м а н В.С. Структурная эволюция геосинклинальных складчатых систем фанерозоя.....	II
К у л и к о в П.К. Движущий механизм геосинклинального процесса.....	I3
К о р о с т е л е в В.И. Место миогеосинклиналей в ряду тектонических структур континентов..	I4
М е л ь н и к о в О.А. Вероятный механизм динамической модели земной коры.....	I6
У ф и м ц е в Г.Ф. Геоморфологические материалы в объяснительных тектонических моделях.....	I7
Ш е р м а н С.И. Теоретические вопросы формирования глобальных и генеральных разломов Земли и современные геотектонические концепции.....	I9
Ш е р м а н С.И. Сдвиги и трансформные разломы: механизм образования и критерии отличия.....	2I
Г р о м и н В.И. Типы палинспастических построений.....	22
З а м а р а е в С.М. Роль вертикальных и горизонтальных движений литосферы в развитии тектонической структуры Восточной Сибири	24
К о с ы г и н Ю.А., Ю ш м а н о в В.В., М а с л о в Л.А. О формировании концентрических комплексов (кольцевых структур) в связи с развитием разломов.....	26
Г и л ь р о в а М.А. Закономерности формирования земной коры континентов в нижнем докембрии....	28

Ч и к о в Б.М. Стадийность формирования земной коры континентов и вопросы типизации структурных элементов	30
Ш у л ь д и н е р В.И. Главные этапы становления континентальной земной коры	31
Б о ж к о Н.А. Особенности тектонического развития подвижных зон Гондваны и Евразии в позднем докембрии	33
В л а с о в Г.М. О связи океанических и континентальных структур и об общей систематике вулканических поясов.....	34
К и р и л л о в а Г.Л. Проблема однотипности геологического строения континентов и океанов на уровне формаций и их рядов	36
Б о р у к а е в Ч.Б. Завершающая складчатость, орогенез, диасхизис и кратонизация	37
Л е й т е с А.М., Ф е д о р о в с к и й В.С. Концепция стадийного формирования континентальной земной коры и тектоника раннего докембрия Сибирской платформы	38
Г у с е в Г.С. Динамическая зональность тектонических деформаций на Северо-Востоке СССР	40
Г у с е в Г.С., Г р и н б е р г Г.А., К о - в а л ь с к и й В.В., Олейников Б.В., Петров А.Ф., Фрадкин Г.С., Черский Н.В. Тектоника и этапы становления земной коры территории Якутской АССР....	41
С п и ж а р с к и й Т.Н. История становления континентальной коры территории Советского Союза	44
М и к у л е н к о К.И. Быстротечные процессы в тектонике	46
М и к у ц к и й С.П. Палеозойские грабены в структуре платформ.....	48
О с а д ч и й С.С. Геологические предпосылки создания новой концепции Байкальского рифтогенеза	49

ТЕКТОНИКА ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ И
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Савостин Л.А., Ставский А.П., Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоника плит Центральной и Восточной Азии	55
Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П., Попеко Л.И. Закономерности строения и тектонической эволюции древних актив- ных континентальных окраин на северо-западе Тихо- океанского обрамления.....	57
Леликов Е.П. К вопросу о происхождении окраинных морей Тихого океана.....	60
Дмитриев В.Д. Поперечная структурно- геоморфологическая зональность дна Охотского моря	62
Шевченко Б.Ф., Лошак Н.П. Основные литосферные плиты и зоны Бенъофа юга Дальнего Вос- тока.....	63
Гнибиденко Г.С., Воробьев В.М. Тектоника Курило-Камчатского глубоководного жело- ба.....	65
Лошак Н.П. Главные элементы тектонического строения Приморского края	68
Демин А.Н., Таскин А.П., Мордов- ская Т.В., Александров В.К. О кинематике бло- ков земной коры Восточной Сибири в ордовике и си- луре.....	70
Волков В.В. Кинематика горизонтальных тектонических движений в нижнем палеозое Централь- ной Азии	72
Киселев А.И. Геодинамика кайнозойского вулканизма Центральной и Восточной Азии.....	75
Комаров Ю.В. О зоне сочленения централь- ноазиатских и восточноазиатских структур.....	77
Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Ставский А.П., Уфлянд А.К., Сурмилова Е.П., Симонова Л.С. Геодинамические об- становки Северо-Востока СССР в позднем мезозое...	79
Спектор В.Б. Литосферные плиты в Верхоя- но-Чукотской горно-складчатой области	81

С п е к т о р В.Б. Анюйская шовная зона - реликтовая литосферная плита	83
Н а т а л ь и н Б.А. Активные континентальные окраины в структуре Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы	85
Т р е т ь я к о в Ф.Ф. О механизме образования структур в позднепалеозойско-мезозойских толщах Алазейского поднятия (Северо-Восток СССР).....	87
К о н с т а н т и н о в с к и й А.А. О специфике ранних стадий тектонического развития миогеосинклиналей складчатого обрамления Сибирской платформы	90
В е к л и ч В.С. Особенности тектонического развития Сартангского синклинория (Северо-Восток СССР)	92
А р х и п о в Ю.В., В о л к о д а в И.Г., Я н ж и н - ш и н В.А. Надвиги Верхояно-Колымской складчатой системы	94
А р х и п о в Ю.В., В о л к о д а в И.Г. Олисто-стромы и офиолиты Верхояно-Колымской складчатой системы	96
Э п о в О.Г. Тектонические комплексы северо-западного обрамления Колымского срединного массива ..	98
Б у л г а к о в а М.Д. Вещественный состав и условия формирования ранне-среднепалеозойских отложений Восточной Якутии	100
Б у л г а к о в а М.Д. Формационные комплексы позднего палеозоя - раннего мезозоя западной части Верхояно-Чукотской складчатой области	103
С о л о в ь е в В.И. Березовская рифтовая зона Колымо-Омолонского массива	105
С у р н и н А.А. Вулканические комплексы рифтовых систем юго-западного обрамления Колымо-Омолонского массива	108
Р я б у х и н Г.Е. Строение грабенов байкальского типа и их региональное распространение	110
З о л о т а р е в А.Г. Предрифтовые переходные	

зоны Прибайкалья и Забайкалья и их место в новейшей структуре юга Восточной Сибири	III
Р у ж и ч В.В. О роли разломных узлов в пространственном развитии сейсмического процесса в Байкальской рифтовой зоне	II3
Л е в и К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и относительное перемещение литосферных плит	II4
Н а у м о в В.А. Деструктивный тектогенез в истории геологического развития Байкальской складчатой области	II6
К о з ь м и н Б.М., И м а е в В.С. Региональное поле тектонических напряжений западной части Алданского щита по структурно-геологическим и сейсмологическим данным	II8
ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ	
Б а к и н В.Е., Г у д к о в А.А., М а т в е е в В.Д., Сафронов А.Ф., Сидоров Д.П., Ситников В.С., Фрадкин Г.С., Южина В.М. Тектоника нефтегазоносных районов Западной Якутии	I25
З а м а р а е в С.М., М и к у л е н к о К.И., Старосельцев В.С., Фрадкин Г.С. Структурные этапы и тектоническое районирование древних платформ	I27
М и р о н ю к Е.П., З а г р у з и н а И.А. Геоблоки Восточной Сибири и этапы их формирования....	I29
Р е у т о в Л.М., П е т р о в А.Ф. Этапы формирования земной коры Алданского щита в докембрии	I30
Ф р у м к и н И.М. Эволюция слоев земной коры в геологической истории архея Алданского щита....	I33
Г р а б к и н О.В., М е л ь н и к о в А.И. К проблеме ранних стадий тектонической эволюции запада Алданского щита	I34
П е т р о в А.Ф., И м а е в В.С., Л у б я н о в -	

с к и й В.М., Рожин С.С., Тимофеев В.Ф. Характер проявления разрывных нарушений в процессе становления и развития земной коры Алданского щита.....	I36
М а к с и м о в Е.П. К проблеме связи мезозойского магматизма Алданского щита с тектоникой ...	I37
Ш т е х Г.И. К вопросу геологической природы геофизических аномалий на примере Алданского щита	I39
К а р с а к о в Л.П., М а л ы ш е в Ю.Ф. Модели строения и глубинной эволюции коры юго-востока Сибирской платформы	I40
К а р с а к о в Л.П. Становая складчатая система, её границы, структурно-вещественные комплексы	I42
В е т л у ж с к и х В.Г. О соотношении сводовой и глыбово-блоковой тектоники позднего мезозоя на Алданском щите и в Становой области.....	I44
Ю ш м а н о в В.В. Кайнозойские разломы Алданско-Станового и Тукурингра-Джагдинского регионов	I47
Э р л и х Э.Н. Глубинные разломы и геодинамика Северо-Востока Сибирской платформы	I49
Б р а х ф о г е л ь Ф.Ф. Основные этапы формирования Анабарской антеклизы	I51
И п а т о в Ю.И. Основные черты тектонического развития на севере Сибирской платформы в позднем протерозое	I53
А б р о с к и н Д.В., П р о т о п о п о в Ю.Х., Ш п у н т Б.Р. Этапы формирования земной коры в докембрии на северо-востоке Сибирской платформы..	I55
Ш п у н т Б.Р. Докембрийский рифтогенез на севере Сибирской платформы	I56
М и х а й л о в М.В. Основные черты истории геологического развития чехла восточной части Сибирской платформы	I58
М и ш н и н В.М. Вертикальная делимость чехла восточной части Сибирской платформы	I60
Б а д а р х а н о в Ю.Н., М и ш н и н В.М. Позднегерцинский этап развития осадочного чехла восточной части Сибирской платформы	I62

Б о л о з н е в В.И., М и ш н и н В.М., Ю х - м и н а В.М. Тектоническая структура и формаци- онные ряды каледонского мегакомплекса Западной Якутии	165
С а ф р о н о в А.Ф. О границе между Пред- верхоянским и Лено-Анабарским прогибами	167
Л и т и н с к и й В.А. О надвигании западно- верхоянского тектонического покрова на Предверхо- янский прогиб (по гравиметрическим данным).....	169
А р ч е г о в В.Б., Р е й н и н И.В., Ч о - ч и а Н.Г. Стадийность развития северной части Предверхоанского прогиба, его тектоническая при- рода и перспективы нефтегазоносности	172
Т е р е щ е н к о А.Н. Динамические условия формирования локальных структур на юге Сибирской платформы	173
Б у л г а т о в А.Н. Структурные взаимоотноше- ния Сибирской платформы и области байкалид в При- байкальской и Приленской зонах	176
Б у х а р о в А.А. Этапы и факторы становления континентальной коры на территории Восточной Си- бири	178
Б о ч к а р е в В.С., Н е с т е р о в И.И. Становление земной коры молодых плит и ранние эта- пы их развития (на примере Западно-Сибирского сег- мента)	179
Б а р а н о в В.В., Р у д к е в и ч М.Я. До- кембрийские мегакомплексы в складчатом обрамлении и фундаменте Западно-Сибирской плиты	181
М а к с и м о в Е.М., Р у д к е в и ч М.Я. Тео- ретические модели платформенных структур (на при- мере Западно-Сибирской плиты)	183
Ф е д о р о в Ю.Н. Унаследованные и новообра- зованные дислокации Западно-Сибирской плиты	185
Б а р ы к и н С.К. Некоторые аспекты разломной тектоники на примере Западно-Сибирской плиты.....	186

Савинский К.А., Панкратов А.П., Волхонин В.С., Егоркин А.В., Лопатин С.С., Чернышов Н.М., Яковлев И.А. Основные особенности строения земной коры территории Восточной Сибири, Якутии и сопредельных областей по данным региональ- ных геофизических исследований	187
Аксаментова Н.В., Найденов И.В., Архипова А.А., Матрунчик Л.И. Возраст- ные соотношения региональных тектонических структур в кристаллическом фундаменте БССР	188
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	
Демидович Л.А. Применение палеотектони- ческого анализа для оценки перспектив нефтегазонас- ности впадин древних платформ	193
Иванов В.А., Дмитриев В.Д. Проницае- мые зоны земной коры Камчатки и перспективы их неф- тегазонасности	195
Бакин В.Е. Связь основных этапов тектоничес- кого развития и нефтегазонасности осадочных форма- ций Сибирской платформы	197
Ситников В.С. Глубинные разломы и нефте- газонасность центральных районов Западной Якутии в свете современных тектонических концепций	199
Титов В.К. Дислокационный метаморфизм и рудо- образование	201
Амарский В.Г. Тектоника и минералогия юга Алданского щита	203
Угрюмов А.Н. Хронологические отношения меж- ду мезозойским магматизмом, оруденением и блоковы- ми движениями в центральной части Алданского щита...	205
Пилипенко Г.Н. Крупные активизирован- ные в мезозое тектонические зоны фундамента Алдан- ского щита - основной фактор, контролирующий про- явление трех ведущих типов золотой минерализации региона.....	207

А б е л ь В.Е., Г а в р и к о в С.И., К а - м а л е т д и н о в В.А., Т у м а н о в В.Р., У р - з о в А.С., Щ е р б а к о в О.И. Разломы, магматизм и металлогенические зоны Западного Верхоянья.....	209
К и р у с е н к о Т.С., С т а р н и к о в А.И. О структурном контроле телетермальных мес- торождений золота и полиметаллов в Южном Верхо- янье на основе мобилистской концепции.....	211
Ш у р В.И., С п е к т о р В.Б. Структурный контроль эндогенного оруденения Верхояно-Колым- ской складчатой системы в свете новых тектони- ческих гипотез	212
В о л к о д а в И.Г., Я н - ж и н - ш и н В.А. Некоторые особенности тектоники, металлоген- ии и истории развития Южного Верхоянья.....	214
Д а в ы д о в Ю.В., Г а л ь м о в А.Л. Струк- турно-тектонический контроль стратиформного свинцово-цинкового оруденения Кыллахской метал- логенической зоны	217
К р о п а ч е в А.П., И о г а н с о н А.К. Тектоника и стратиформное оруденение Сетте-Да- бана (Южное Верхоянье)	218
К о р о б и ц ы н А.В. История развития и металлоносность западной части Сетте-Дабана....	220
З в е д е р Л.Н. Роль планетарных, регио- нальных и локальных разломов в распределении кимберлитов и железорудных трубок на Сибирской платформе	223
Г у с е в Г.С., Н и к и ш о в К.Н., П е т - р о в А.Ф., В е к л и ч В.С. Тектонические условия проявления кимберлитового магматизма на Сибир- ской платформе	224
К а м и н с к и й Ф.В. О зональности прояв- лений разнофациальных кимберлитов на Сибирской платформе в свете новой глобальной тектоники...	226
П р о к о п ч у к Б.И. Тектонический конт-	

	Стр.
роль латеральной зональности алмазных россыпей на Сибирской платформе	227
Францессон Е.В., Колдаев С.М. Роль планетарной трещиноватости в размещении кимберлитовых тел Сибирской платформы	228
Калинин В.А., Дашкевич Н.Н. Тектоника и металлогения раннего триаса южной части Тунгусской синеклизы	231
Гаврилов А.А. Морфоструктурный план нижнего Приамурья в аспекте металлогенических исследований	234
Томиллов Б.В. Магматогенные структуры центрального типа и оруденение в пределах забайкальской части Монголо-Охотского пояса	235
Пигарев Ю.С. Морфоструктуры Орхон-Селенгинской металлогенической зоны и их рудоконтролирующая роль (Северная Монголия)	237
Очиров Ц.О. Основные типы тектонических разломов Забайкалья и их рудоконтролирующее значение	239
Егоров Ю.И. Рудоконтролирующее значение разломов Байкальской горной области в свете новейших данных	241
Корытов Ф.Я. Трансазиатские пояса глубинных разломов и их роль в минерации	242

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ
И РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА ВОСТОКА СССР

Тезисы докладов
на XIII сессии Научного совета
по тектонике Сибири и Дальнего Востока

Утверждено к печати
президиумом Якутского филиала СО АН СССР

Редактор Е.Ф.Молотков
Технический редактор С.А.Толкачева
Корректор Л.В.Баракова
Обложка художника В.В.Достовалова

Подписано в печать 3.06.80. МЛ 00194. Формат 60x80 1/16.
Бум.тип.№ 3. Офсетная печать. Усл.печ.л. 14,88.
Уч.-изд.л. 14,6. Тираж 300 экз. Заказ III.
Цена I р.46 к.

Якутский филиал Сибирского отделения АН СССР
Фотоофсетная лаборатория Якутского филиала СО АН СССР
677891 Якутск, ул.Петровского,2