



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МГУ им. М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ФЦП "ИНТЕГРАЦИЯ"

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2006

Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли

Том II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ФЦП «ИНТЕГРАЦИЯ»

Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли

**Материалы
XXXIX Тектонического совещания**

Том 2

Москва
ГЕОС
2006

ББК 26.3

Т 31

УДК УДК 549.903.55(1)

**Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Материалы XXXIX Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2006 – 430 с.
ISBN 5-89118-114-2**

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке ФЦП «Интеграция», Российского фонда фундаментальных исследований (проект 06-05-74005), Программы Президиума РАН «Поддержка молодых ученых»



Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Байкальский хребет. Фото Ю.В. Карякина

ББК 26.3

ISBN 5-89118-114-2

© ГИН РАН, 2006

© ГЕОС, 2006

Тектонический контроль накопления юрских угленосных отложений территории Припятского прогиба

В мезозойское время территория Припятского прогиба входила в состав Припятской центриклинали, приуроченной к северо-западной периферии Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизы [1]. Угленосность юрских отложений связана главным образом с сероцветной терригенной угленосной формацией, образованной в среднеюрское время (в основном в течение байоса-бата) (схема). Единичные углепроявления также встречены в нижней части залегающей выше келловейско-оксфордской сероцветной терригенно-карбонатной формации. Принимая во внимание незначительную угленосность последней, далее в статье особенности ее строения не учитываются.

Сероцветная терригенная угленосная формация развита почти на всей территории Припятского прогиба, исключая ее крайнюю западную периферию. Формация сложена преимущественно отложениями байосского и батского ярусов, а на отдельных локальных площадях снизу наращивается предположительно ааленскими, а также, возможно, и более древними образованиями юрского или позднетриасового возраста. Представлена формация континентальными и мелководно-морскими серыми и темно-серыми углистыми песками и глинами с обломками обугленной древесины, прослойками сидеритолитов, а иногда и с прослоями бурых углей. Мощность формации изменчива и имеет значения от нескольких до 200 м и более на локальных участках западной наименее погруженной территории Припятского прогиба. При этом средняя мощность формации составляет 40–50 м. Латеральные изменения мощности формации в первую очередь обусловлены ее циклично-поступательным развитием, вызванным, видимо, последовательным прогибанием основных блоков земной коры на территории Припятского прогиба и циклическим характером развития среднеюрской трансгрессии. Кроме того, резкие локальные увеличения мощности формации обусловлены формированием отрицательных структур в результате интенсивного подземного растворения (суброзии) верхнефаменских солей [2, 3].

Среднеюрские углепроявления, представленные, как правило, одним-двумя пластами бурых углей небольшой мощности (от нескольких сантиметров до 1 м) и невыдержанных по простиранию, встречаются на всей территории Припятского прогиба [4]. Обычно углепроявления группируются, очерчивая периферические части циклично и поступательно расширявшегося водного бассейна. Разрозненные углепроявления центра рассматриваемой территории являются одними из наиболее древних и образо-

¹ Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

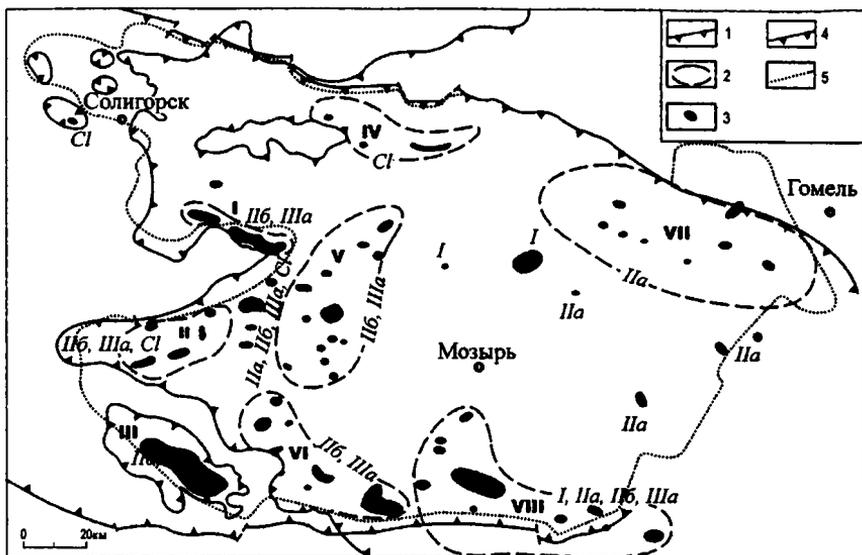


Схема расположения углепроявлений в юрских отложениях территории Припятского прогиба

1 – граница распространения юрских отложений; 2 – группы углепроявлений; 3 – углепроявления; 4 – глубинные разломы, ограничивающие Припятский прогиб по поверхности фундамента; 5 – граница распространения верхнефаменской соленосной формации. Цифрами обозначены: I–VIII – угленосные площади и группы углепроявлений: I – Черноозерная, II – Туровская, III – Букчинско-Боровская, IV – Глусская группа, V – Петриковская, VI – Лельчицкая, VII – Речицкая, VIII – Ельская; I–IIIa – углепроявления в байос-батских отложениях: I – первого цикла, IIa – первой половины второго цикла, IIb – второй половины второго цикла, IIIa – первой половины третьего цикла; CI – углепроявления раннекембрийского возраста

вались до возникновения обширного внутриконтинентального водного бассейна. Как правило, группы представлены углепроявлениями разного возраста, а на юге территории Припятского прогиба, вдоль его южного борта на границе с Украинским щитом, встречаются углепроявления всех циклов.

Большинство выявленных углепроявлений в юрских отложениях территории Припятского прогиба приурочены к локальным отрицательным структурам. Образование структур вызвано просадками в результате суброзии пород верхнефаменской соленосной формации. Проявление суброзии обусловлено тектоническими факторами и протекло в первую очередь на локальных участках в сводах солянокупольных структур в зоне питания подземных вод. Обычно отрицательные структуры, выполненные юрскими угленосными породами, располагаются над подземными соляными массивами центра, севера и юга территории Припятского прогиба в зоне активного галокинеза. Кроме того, интенсивные проявления суброзии характерны и для зоны пластового залегания верх-

нефаменской соленосной формации на западной периферии территории Припятского прогиба. Здесь подземному растворению солей способствовало неглубокое залегание соленосных пород и продолжительное существование зоны питания подземных вод вблизи приподнятых Украинского щита и Микашевичско-Житковичского выступа.

Механизм протекания суброзии в зоне пластового залегания верхнефаменских соленосных пород слабо изучен, так же как и недостаточно выяснены факторы, влиявшие на локализацию этого процесса на отдельных участках. Судя по строению Букчинско-Боровской площади, расположенной на юго-западе территории Припятского прогиба, суброзия здесь еще в большей мере обусловлена тектоникой. Подземное растворение верхнефаменских соленосных пород протекало на приподнятых структурах, ограниченных разломами герцинского заложения, при этом оперяющие разломы внутри этих разломно-блоковых структур служили каналами оттока растворенных солей (здесь к оперяющим разломам приурочены наиболее погруженные участки мульд и синклиналей оседания и наибольшие мощности среднеюрских угленосных пород).

Процессы суброзии протекали с закономерным изменением в ходе отложения осадков юрской угленосной формации. Как было отмечено, локализацию процессов суброзии определяли участки неглубокого залегания соленосных пород в зоне питания подземных вод. Образование внутриконтинентального водоема, охватившего центральные блоки Припятского прогиба, которые ранее других начали прогибаться, привело к миграции этой зоны. С ходом циклически-поступательного развития трансгрессии происходила миграция зоны питания подземных вод и, как следствие, миграция участков проявления суброзии преимущественно к периферическим западной и юго-западной частям осадочного бассейна.

Таким образом, отрицательные локальные структуры, образованные в результате суброзии верхнефаменских соленосных пород и которые контролируют распространение большинства углепроявлений в юрских отложениях территории Припятского прогиба, обусловлены тектоническими факторами. Особенности строения девонских отложений Припятского прогиба определяли локализацию участков развития процессов суброзии (солянокупольные структуры, приподнятые блоки с неглубоким залеганием соленосных пород). Большое значение принадлежит разломам герцинского заложения, которые не только ограничивали положительные структуры в зоне пластового залегания солей, но и служили каналами оттока растворенных солей. И, наконец, именно нисходящие движения земной коры в юрское время в первую очередь определяли изменение контуров бассейна, к периферии которого приурочено интенсивное проявление процесса суброзии.

Литература

1. *Мамчик С.О.* Юрская тектоника Балтийско-Польской и Припятско-Днепровской синеклиз // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 406–410 (Материалы. XXXVIII Тектонич. совещ.; Т.1

2. *Коницев В.С.* Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск, 1975. 150 с.
3. *Коницев В.С.* Динамика мезозойско-кайнозойского галокинеза в Припятском прогибе // *Літасфера*. 1995. № 3. С. 104–114.
4. *Мамчик С.О.* Тектоническая закономерность угленосности юрских отложений Беларуси // *Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии*. Минск, 2005. С. 247-249 (Материалы Междунар. науч. конф., посвящ. 100-летию академика Г.В. Богомолова; Т. 2).

Ю.Ф. Манилов¹

Особенности тектоники и геодинамики Среднего Приамурья

Исследуемая территория располагается в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов. В районе распространены складчатые системы мезозойско-герцинид, каледонид, докембрийские блоки массивов (микроконтинентов), мезозойско-кайнозойские рифтогенные системы [2,4].

Несмотря на большое количество структурных схем района [2, 3, 5], расположения границ большинства тектонических объектов остаются дискуссионными. Серьезным препятствием при изучении особенностей строения является закрытость территории. Значительная часть площади Среднего Приамурья перекрыта нелитифицированными осадочно-вулканогенными комплексами мезозоя–кайнозоя, которые существенно вуалируют структурную картину региона. В этой ситуации часть неопределенностей возможно разрешить посредством комплексной интерпретации геофизической и геологической информации.

Задачей настоящих исследований являлось построение для изучаемой территории:

- геолого-структурной карты фундамента;
- карты геодинамических обстановок.

В основе карты фундамента лежит информация государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 и данные скважин, достигших фундамента. Наряду с геологической информацией для выделения неоднородностей внутри складчатого основания фундамента привлекались данные гравиметрии и магнитометрии. Принималась во внимание приуроченность участков выхода пород фундамента на поверхность к различным типам полей, к тем или иным локальным гравитационным, магнитным, гравимагнитным аномалиям. В качестве информативных элементов рассматриваются: уровень поля, локальные аномалии обоих знаков и различных размеров с разделением аномалий на центральные и краевые части, линейные элементы поля, зоны градиентов. При анализе использованы как исходные поля, так и их трансформации.

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Проведенные исследования позволили установить границы тектонических структур фундамента под чехлом Амуру-Зейского и Среднеамурского осадочных бассейнов. Выделена область сочленения блока Синьхуа Аргуно-Мамынского массива, тектонической зоны Синлинь Северо-Хинганского орогенного пояса каледонид и тектонической зоны Добаошань Силамулунь-Иэньбэньского герцинского орогенного пояса. Для каждого объекта характерна своя выраженность в гравитационном поле: массиву присущи аномалии близширотной направленности, для зоны Добаошань характерны субмеридиональные ориентировки, в зоне Синлинь – смешанная картина, где присутствуют аномалии разных направлений. Кроме того в Синлинь отсутствуют терригенные среднепалеозойские породы, что подтверждает мнение о каледонском возрасте складчатости в зоне.

Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных позволяет утверждать, что в домезозойское время территория между Харбинским и Западно-Туранским разломами имела общую историю с остальной частью Турано-Чжангуацайлинского массива. Однако строение ее неоднородно. Помимо продолжения под чехлом Туранского блока, откартирован Зее-Буреинский блок массива. Оба блока выполнены докембрийскими породами и не разделены складчатыми комплексами, имеют схожую структуру гравитационного поля, предсталенную аномалиями северо-восточной направленности. Границы между Туранским блоком и Зее-Буреинским блоками трассируются по гравитационной ступени с резким падением интенсивности гравитационного поля к северо-востоку. Для Зее-Буреинского блока характерны преимущественно положительные гравитационные аномалии. Еще одной особенностью Зее-Буреинского блока является более молодой (протерозойский) возраст докембрийских пород по сравнению с Туранским блоком, для которого характерны архейские кристаллические комплексы.

К западу от Харбинского разлома расположен Силамулунь-Иэньбэньский орогенный пояс, который в регионе предстален тектоническими зонами: Добаошань и Зейской. Несмотря на имеющиеся различия, обе тектонические зоны связаны эволюционно. Деформационная структура зон, как и всего орогенного пояса (складки северо-восточного простирания и синскладчатые разломы), сформировалась на рубеже раннего и среднего карбона. В среднем карбоне и перми в пределах орогена проявился интенсивный гранитоидный магматизм и синхронное ему континентальное вулканогенно-терригенное осадко-накопление. Низы позднепалеозойского разреза представлены морскими, верхи – континентальными образованиями. Среди гранитоидов, слагающих крупные батолиты, преобладают граниты и гранодиориты. Между собой тектонические зоны Силамулунь-Иэньбэньского орогенного пояса различаются временем своего формирования. Зона Добаошань наиболее активную стадию складкообразования пережила в герцинское, а Зейская – в каледонское время. Для Зейской зоны характер-

ны более интенсивные проявления позднепалеозойского магматизма, что и отражено в фундаменте наличием значительных по площади полей позднепалеозойских интрузий. В гравитационном поле для Зейской зоны характерны аномалии северо-восточной направленности, в отличие от близмеридионально и близширотно ориентированных аномалий зоны Добаошань.

Проведенные исследования также позволили закартировать локализацию вулканических зон Амуру-Зейского и Среднеамурского бассейнов. Выделены Приамурская, Зее-Селемджинская и Западно-Туранская вулканогенные зоны в Амуру-Зейском бассейне и Ульдуро-Чуркинская – в фундаменте Среднеамурского.

Начиная с поздней юры преобладающая часть территории Приамурья развивалась во внутриплитной обстановке [1]. Горные сооружения района образовывались в областях, которые перед этим более или менее длительное время жили в спокойном платформенном тектоническом режиме на зрелой континентальной коре и не характеризуются мощным морским осадконакоплением и подводным и островодужным вулканизмом. Чтобы восстановить геодинамическую картину формирования фрагментов региона была построена схема геодинамических обстановок. Основой представлений об эволюции блоков фундамента являются карта строения фундамента и геодинамический анализ по Л.П. Карсакову [2].

На территории Среднего Приамурья широко представлены комплексы древних метаморфических пород. Преобладающая часть фундамента сформировалась в обстановке активной палеозойской окраины. В пределах Силамулунь-Иэньбэнского орогена проявлены островодужные комплексы каледонид и аккреционные системы герцинид. На Турано-Чжангуацайлинском массиве встречаются океанические комплексы каледонского возраста. Значительная часть Верхнезейского фундамента сформировалась в обстановке пассивных континентальных окраин палеозоя и мезозоя.

Литература

1. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.Н., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
2. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин и др. Тектоника, глубинное строение, металлогения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Объяснительная записка к тектонической карте, масштаб 1:1 500 000. 2005. 264с.
3. Красный Л.И., Пэн Юнбяо. Объяснительная записка к геологической карте Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. СПб; Благовещенск; Харбин, 1999. 135с.
4. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
5. Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Popeko L.I. et al. Northeast Asia Geodynamics Map. – 1:5 000 000 // Открытый файл: [http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of/03-203/geodymap/NE Asia Geodynamics Map. Sh.1. Pdf](http://geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of/03-203/geodymap/NE%20Asia%20Geodynamics%20Map.%20Sh.1.Pdf). 2 л.

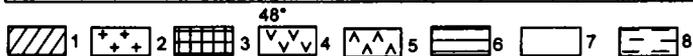
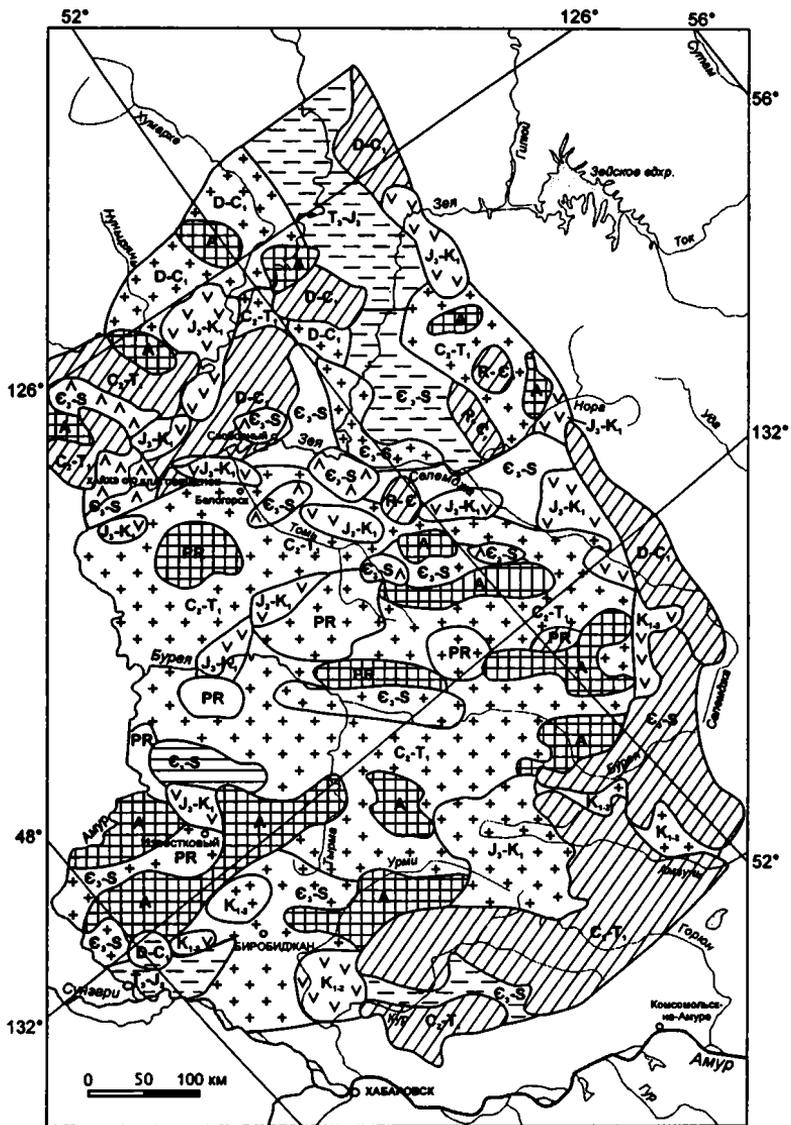


Схема геодинамических обстановок Среднего Приамурья

Комплексы палеогеодинамических обстановок: 1 – аккреционные, 2 – активных окраин, 3- метаморфические древних пород, 4 – континентальной вулканической коры, 5 – островодужные, 6 – океанические, 7 – платформенных седиментационных бассейнов, 8 – пассивных континентальных окраин

К проблеме сравнения результатов исследований тектодинамики Северо-Западного Кавказа

В последнее десятилетие на Северо-Западном Кавказе были проведены специальные структурные исследования, направленные на изучение тектодинамических условий формирования складчатой структуры региона. Эти работы нашли отражение в публикациях двух групп: 1) коллектива тектодинамической группы МГУ совместно с геологами ФГУП «Кавказгеолсъемка» [1–3]; 2) европейских исследователей – А. Сейнто и Ж. Анжелъе [4].

Исследования и сбор фактического материала проводились обеими группами по специальным методикам, направленным на определение знака и ориентировки древних и современных напряжений в литосфере. Проводившиеся исследования относятся к группе методов, использующих геологические индикаторы тектонических напряжений (трещины отрыва, трещины скола, стилолиты и т.д.). Усилия первой группы исследователей были направлены на изучение разрывных деформаций разного ранга и кинематического типа, установление полей палеонапряжений и связанных с ними структурных парагенезов. Усилия второй группы были направлены на создания модели структурной эволюции региона с реконструкцией действовавших полей палеонапряжений.

На первом этапе исследований были получены данные по геологическим индикаторам (тектонической трещиноватости) в каждой конкретной точке наблюдения и, когда это было возможно, данные по их взаимоотношению между собой и положению в структуре более высокого ранга. На втором этапе исследования определялись ориентировка осей напряжения и тип напряженно-деформированного состояния на основании полученных в точке данных по тектонической трещиноватости. Таким образом, на этом этапе был определен характер поля напряжений в каждой конкретной точке, который можно назвать «локальным стресс-состоянием».

Первой группой исследователей собраны данные по тектонической трещиноватости в 300 точках региона с общим количеством мини-структур со следами смещения (геологические индикаторы напряжений) свыше 4900. Европейскими исследователями в 58 точках были реконструированы 123 локальных стресс-состояния (по данным более 2000 геологических индикаторов). Сравнивая данные, полученные по локальным стресс-состояниям первой [1–3] и второй [4] группами исследователей, можно отметить значительное их сходство. Таким образом, на первом и втором этапе исследований при помощи применяемых методик для локальных структур были получены результаты, которые в целом сопоставимы.

Необходимо сразу отметить, что на этих этапах не всегда удается решить проблему хронологии. При анализе тектонической трещинова-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

тости вопрос возраста формирования и взаимоотношения различных структурных парагенезов и полей палеонапряжений является одним из главных. При определении основных параметров напряженного состояния необходимо установить его временной интервал. Доступных методов определения абсолютного возраста зеркал скольжения или стилолитов в настоящий момент не существует.

Дальнейшая интерпретация совокупности локальных стресс-состояний зависит от подхода и выбранной модели деформирования региона. Относительную геологическую привязку времени формирования структурных парагенезов можно дать в следующих случаях: 1) когда нарушение запечатывается более молодыми отложениями (этим методом в пределах Северо-Западного Кавказа определяется достаточно широкий временной интервал формирования); 2) когда существуют данные о взаимоотношениях дизъюнктивных парагенезов между собой и элементами складчатой структуры. Здесь есть возможность говорить о доскладчатом, ранне- или соскладчатом и постскладчатом времени формирования различных структурных парагенезов.

Ввиду того, что эти данные не всегда удается получить в отдельной точке, европейские исследователи [4] пошли по пути объединения сходных локальных стресс-состояний в единое однородное поле по всему региону (складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа). Кроме того, данные по пересечению борозд скольжения (и, как следствие, о последовательности действовавших полей напряжений) на одном обнажении обобщаются для всего региона. При данных допущениях европейскими исследователями было выделено десять полей палеонапряжений для всего региона Северо-Западного Кавказа, которые они связывают с семью основными тектоническими событиями (с позднемелового до четвертичного времени).

Однако, ряд исходных постулатов моделей могут быть спорными. Мы считаем, что неоднозначность выводов о последовательности действовавших здесь напряжений определяется следующими факторами: 1) возможным неоднородным строением поля напряжения (например, при сложной блоковой структуре или в зонах динамического влияния разрывов, внутри которых по-разному ориентированы вторичные напряжения, часто отличающиеся от направления генерального стресса); 2) вероятностью практически мгновенной, по геологическим меркам, смены направления и ориентации тектодинамических осей (о чем свидетельствуют решения очагов землетрясений).

Таким образом, на завершающем этапе исследований, который направлен на расшифровку тектонической истории и условий формирования тектонической структуры региона, мы видим значительное расхождение результатов. Это связано, скорее, с используемыми моделями деформирования региона, и поэтому важно отделять в результатах достоверную информацию от предположительных выводов (например выделение европейскими исследователями десяти полей палеонапряжений).

Для повышения достоверности выводов необходима работа по уточнению соответствия используемых модельных постулатов реальным свойствам природных структур.

Выводы по анализу тектонической трещиноватости и тектодинамики региона, которые были получены независимо двумя группами исследователей, и соответствуют, как представляется, реальному природному процессу, следующие.

1. Северо-западное и запад-северо-западное направления простирающийся дизъюнктивных (разрывных) зон являются наиболее проявленными и представляют собой взбросы, надвиги и содвиги (зоны сжатия) на уровне как тектонической трещиноватости, так и крупных разломов Северо-Западного Кавказа.

2. Наиболее проявлено и часто фиксируется северо-восточное направление (до север-северо-восточного) максимального сжимающего напряжения, с действием которого связано формирование крупнейших позднеальпийских структур Северо-Западного Кавказа.

3. Поле напряжений, связанное с север-северо-западным сжатием, было проявлено на позднейшем этапе развития региона.

Литература

1. *Маринин А.В.* Особенности тектонического строения Северной и Псекупской ступеней (Северо-Западный Кавказ) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. № 2. С.22–24.
2. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю., Бирман А.С., Маринин А.В.* Альпийская кинематика и динамика формирования складчатых и разрывных структур Северо-Западного Кавказа // Проблемы региональной геологии и тектоники: Тез. докл. на науч. чтениях, посв. 90-летию проф. М.В. Муратова. М.: МГГА, 1998. С.30.
3. *Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Тверитинова Т.Ю., Семенуха И.Н., Маринин А.В.* О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск, 1999. С.69–73.
4. *Saintot A., Angelier J.* Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // *Tectonophysics*. 2002. V. 357. P.1–31.

А.Я. Марков¹

Прогноз крупных нефтегазовых месторождений в подсолевых отложениях западного борта Прикаспийской впадины

В результате обобщения и анализа геолого-геофизической информации уточнено геологическое строение подсолевых палеозойских отложений западной части Прикаспийской впадины. При этом, по материалам палинологических исследований керны устанавливается верхнеартинский возраст мощной терригенной толщи, вскрытой параметрическими сква-

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

жинами. Таким образом, верхнеартинские отложения во вскрытом подсолевом разрезе представлены двумя толщами. Нижняя, терригенная (толщиной более 1400 м), распространена в Волгоградском (Прибортовом) прогибе и на западном склоне Ахтубинско-Ерусланского мегавала. Верхняя, кремнисто-битуминозно-карбонатная, толща (мощностью от 40 до 460 м) распространена повсеместно и плащеобразно перекрывает разновозрастные нижнепермские и каменноугольные отложения.

Имеющаяся геолого-геофизическая информация позволяет предполагать платформенный режим осадконакопления в девонско-раннепермское время в пределах всей западной части Прикаспийской впадины, где в условиях мелководного открытого шельфа накапливались отложения, аналогичные одновозрастным породам восточной части Русской платформы. В эпохи карбонатакопления (средне-позднефранское, фаменско-турнейское, поздневизейско-раннебашкирское, каширско-позднекаменноугольное и ассельско-раннеартинское времена) в западной части Прикаспийской впадины существовали благоприятные условия для формирования органогенных построек различного типа. Их возникновение и развитие связывается с зонами структурных осложнений в пределах открытого шельфа (тектонические ступени, своды конседиментационных поднятий и др.). Такими элементами являются: зона бортовой уступа, имеющая определенную морфологическую выраженность в различные отрезки геологической истории, сводовые части Ахтубинско-Ерусланского мегавала, а также отдельные локальные поднятия к западу и к востоку от него.

Восточный край карбонатной платформы предположительно связывается с зоной резкого погружения поверхности гранитного слоя с глубин 12–13 км до 18–20 км, при переходе западной внутренней прибортовой зоны в Сарпинский прогиб. На восточном краю карбонатной платформы, в зоне взаимоперехода шельфовых карбонатов в глубоководные осадки, можно предполагать широкое развитие высокоамплитудных барьерных рифов в интервале от средне-позднефранского времени до ассельско-артинского.

С учетом всех предшествующих материалов, новых данных бурения, литолого-стратиграфических исследований, на основе послынного геологического, сейсмостратиграфического анализа и переинтерпретации Т-разрезов проанализированы структурные карты подошвы кунгурских (отражающий горизонт P_1), кровли фаменских и саргаевских отложений (отражающий горизонт P_2) и сейсмогеологические разрезы по основным региональным пересечениям. Составлена геологическая карта предпермской поверхности, проведен палеотектонический анализ и построены палеотектонические профили – реконструкции геоструктуры в наиболее значительные эпохи ее развития. Составлена схема тектонического районирования девонско-нижнепермского подсолевого комплекса отложений.

Выполненные исследования опровергают «депресссионную» концепцию развития геоструктуры региона в девонско-раннепермский период

и свидетельствуют о существовании здесь платформенных условий осадконакопления.

Подтверждением сказанному является идентичный характер рисунка волнового поля на временных сейсмических разрезах в пределах платформы (Николаевско-Городищенская ступень) и во внутренней прибортовой зоне впадины (Ахтубинско-Ерусланский мегавал), близкие значения толщин синхронных горизонтов и всей толщи, заключенной между основными отражающими горизонтами (P_1 и P_2), одинаковый литологический состав разновозрастных толщ, прогнозируемый по результатам сейсмофациального анализа.

Таким образом, крупные карбонатные комплексы отложений, нефтегазоносность которых доказана на платформе (средне-верхнефранский, фаменско-турнейский, верхневизейско-нижнебашкирский и др.) в тех же объемах представлены и в западной прибортовой зоне Прикаспия.

Крупные региональные перерывы в осадконакоплении отмечаются в конце франского, в конце турнейского (предбобриковское), предпозднебашкирское, предассельское и позднеартинское время, когда накопившиеся карбонатные толщи подвергались размыву. Наиболее значительными являются предассельский и предверхнеартинский перерывы, обусловленные региональным подъемом всей западной части Прикаспия. Особенно активное воздымание (свыше 1000 м) испытала внутренняя прибортовая зона (Волгоградский прогиб), где размыву подверглись верхне- и, частично, среднекаменноугольные карбонатные отложения (до верейских, а на отдельных участках – до нижнебашкирских).

Резкое опускание Волгоградского прогиба по ограничивающим его разломам в предпозднеартинское время обусловило накопление в ее пределах мощной терригенной толщи (свыше 1400 м) верхнеартинских терригенных отложений, за счет разрушения средне-верхнекаменноугольных и ассельско-нижнеартинских отложений в зоне бортового уступа и в сводовых частях Ахтубинско-Ерусланского мегавала. Накопление верхней кремнисто-карбонатной верхнеартинской пачки происходило на относительно выровненной поверхности при спокойном тектоническом режиме.

Представленные структурные карты по отражающим горизонтам P_1 и P_2 позволили значительно уточнить геоструктурные особенности верхнего (верхнедевонского и каменноугольно-нижнепермского) подсолевого комплекса отложений. Устанавливается практически полное плановое совпадение как крупных (Бортовая зона, Волгоградский прибортовой прогиб, Ахтубинско-Ерусланский мегавал), так и более мелких структурных элементов (валов, локальных поднятий), выделяемых по горизонтам P_1 и P_2 . Таким образом, выявленные по результатам структурного анализа геолого-геофизической информации крупные валобразные поднятия (Ахтубинский, Упрямовский, Джаныбекский, Палласовский и др.) и составляющие их локальные поднятия характеризуют строение всего анализируемого комплекса подсолевых отложений и являются первоочередными объектами нефтегазопроисследовательских исследований.

Выполненные исследования позволили в региональном плане определить закономерности распространения и глубины залегания фаменско-турнейского, верхневизейско-нижнебашкирского, надверейского, а на отдельных участках и средне-верхнефранского нефтегазоносных комплексов отложений. С учетом структурных особенностей, степени изученности результатов предшествующих исследований и других признаков, выделены зоны и участки, перспективные для поисков крупных залежей углеводородов на глубинах до 7,0 км.

К наиболее перспективным территориям отнесены; северная часть Ахтубинско-Ерусланского мегавала, включающая Упрямовский, Усть-Ерусланский, Палласовский, Джаныбекский валы и зона Мироновских поднятий, в пределах которых выявлены, подготовлены или находятся в бурении ряд крупных и высокоамплитудных структур. При этом основные перспективы нефтегазоносности связываются с надверейским комплексом отложений (сохранившиеся от предпозднеартинского размыва средне-верхнекаменноугольные отложения), широко представленным в пределах Ахтубинско-Ерусланского мегавала и залегающим в интервале глубин от 6,5 до 7,0 км. В сводах отдельных локальных структур скважинами глубиной до 7,0 км могут быть вскрыты и нижнебашкирские карбонатные (предположительно рифогенные) отложения, что значительно увеличивает объем ловушек и связанных с ними запасов.

Большой поисковый интерес представляет выявленная зона распространения стратиграфически экранированных ловушек, связанная с сохранившимися от размыва средне-верхнекаменноугольными отложениями под покрывкой из верхнеартинских терригенных пород.

Первоочередными задачами дальнейших исследований являются: оценка перспектив нефтегазоносности нижнебашкирских отложений Ерусланского локального поднятия и подготовка локальных структур к поисковому бурению в пределах Упрямовского, Джаныбекского и Палласовского валов, где основные перспективы нефтегазоносности связываются с надверейским карбонатным комплексом отложений.

М.А. Маркус¹

Коллизионные столкновения плит Центрального Кавказа

Выходы фундамента Центрального Кавказа на Кавминводском выступе (КМВ), изучение результатов бурения и последних геофизических работ дают возможность наблюдать плитные и межплитные структуры в «вещественном» контексте. Сам выступ является осевой частью Ставропольского поднятия и более крупной длительно существующей субмеридиональной Транскавказской структуры. Поднятие полого погружает-

¹ (ФГУП «Кавказгеолсѣмка»), Ессентуки, Россия

ся к северу, западу и востоку, разделяя бассейны рек Терека и Кубани, Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский краевые (передовые) прогибы. Фундамент перекрыт маломощным субплатформенным мезозойским чехлом, мощность которого к западу и востоку, а также к югу фациально возрастает, что подтверждает длительное существование и развитие поперечного поднятия.

КМВ образуют горст-антиклинории Карачаево-Черкесский и Главного хребта и разделяющий их грабен-синклинорий Передового хребта. Карачаево-Черкесский горст-антиклинорий сложен протерозойскими кристаллическими сланцами с батолитами розовых верхнепалеозойских гранитов малкинского типа и, в подчиненных количествах мелкими телами диоритов, серпентинитов и др. В нем обособляются Кисловодское и Бечасынское поднятия, разделенные Хасаутским прогибом запад-северо-западной ориентировки, выполненным серицитовыми сланцами среднего палеозоя с массивами и малыми телами гипербазитов и серпентинитов, наиболее крупный из которых вскрывается по р. Малка. По некоторым представлениям, сланцы имеют покровное(?) залегание [2]. Тем не менее, детальными литолого-стратиграфическими работами Л.Д. Чегодаева (1982–1989 гг.) здесь выделяется последовательный ряд структурно-фациальных зон. Фундамент рассечен разломами широтно-северо-западной, субмеридиональной и диагональной ориентировки с амплитудами в первые сотни метров, сохраняющими, видимо, клинообразный план структуры КМВ.

Вся структура принадлежит Скифской плите и геофизическими методами прослеживается к востоку отрицательными магнитными аномалиями, отождествляемыми с гранитами и метаморфитами, и разделяющей их полосой контрастных изометричных положительных аномалий массивов базитов [4]. Последние наиболее погружены в осевой части Терско-Каспийского прогиба, а Хасаутский прогиб, видимо, является продолжением его осевой части на КМВ. По аномалиям восточной ступени КМВ также предполагаются магнитовозмущающие массы базит-гипербазитов на глубинах 2,2–6,7 км. Южная полоса с блоками гранитов вовлечена в периферийное поднятие орогена.

Горст-антиклинорий Главного хребта существенно отличается от Карачаево-Черкесского: а) протерозойские кристаллические сланцы нередко содержат линзовидные горизонты амфиболитов – отличаются составом; б) сланцы интенсивно метаморфизованы (до гнейсов и мигматитов); в) породы прорываются средне-верхнепалеозойскими серыми гранитами, магматические образования имеют более пестрый состав; г) если на КМВ интрузивы Бечасынского плато имеют запад-северо-западную ориентировку, то южнее Передового хребта они субширотны; д) горст-антиклинорий характеризуется несколько иным оруденением, в частности большей редкометальностью. По оси КМВ здесь заложены кальдера и грандиозный плейстоценовый стратовулкан Эльбрус. Под ним геофизическими методами устанавливаются магматический очаг на глубине

25–50 км и его промежуточная камера на глубине 5–15 км [1]. Судя по положению очагов ближайших глубокофокусных землетрясений, магматический канал вулкана погружается под углом 70° к восток-северо-востоку и на глубине более 50 км входит в верхнюю мантию. Южнее горст-антиклинория фундамент погружен и с тектоническим срывом перекрыт мезозойским чехлом в «геосинклинальных» фациях с альпийским типом складчатости.

Грабен-синклинорий Передового хребта образует клинообразную в плане структуру, расширяющуюся к западу до десятков километров (Западный Кавказ) и сужающуюся до полного выклинивания на востоке. Её выполняют терригенные, вулканогенные, реже карбонатные и кремнистые отложения среднего и верхнего палеозоя, смятые в сложные дугообразные складки с многочисленными тектоническими разрывами. Молассовые образования верхнего карбона и перми известны в грабен-синклинории и за его пределами на бортах.

Грабен-синклинорий Передового хребта разделяет существенно различные горст-антиклинорные структуры, с принципиально отличными по составу фундаментами, которые развивались в различных геодинамических условиях в разное время. Наиболее молодая Скифская эпигерцинская плита консолидировалась с внедрением малкинских гранитов в конце палеозоя. Её южный край ещё долго сохранял известную подвижность – втягивался в погружение с приближением к грабен-синклинорию, который ещё продолжал погружаться в ранней юре (нарастание её мощности).

Правомерно предположить, что фундамент Главного хребта с его спецификой и более ранней консолидацией принадлежит иной Закавказской плите, отделенной от Скифской палеозойским грабен-синклинорием. На Приэльбрусском субмеридиональном профиле МТЗ (2002 г.) грабен-синклинорий Передового хребта характеризуется зоной низкого электрического сопротивления погружающейся к северу под малкинские граниты. Очевидно, в конце палеозоя Скифская плита была значительно более активной и, продвигаясь к югу (около 160° , косо срезала с правым сдвигом и подминала под себя прогиб, деформируя и скупивая его отложения.

Индосинийский этап – время глобальной смены и перестройки системы тектонических напряжений. На киммерийском этапе активность Скифской плиты, видимо, исчерпалась и её движение к югу прекратилось, а Закавказская плита ещё продолжала по инерции от неё отодвигаться. Между плитами возникла зона растяжения (рифт?) с накоплением мощных ниже-среднеюрских отложений местами с инициальным базальтоидным магматизмом. Со среднеальпийского этапа обозначаются признаки медленных смещений её уже к северу с образованием на Южном склоне Кавказа узких флишевых прогибов. Резкая активизация плиты происходит в верхнем мелу («дикий флиш»), но устойчивый характер приобретает на позднеальпийском этапе, когда начинает формироваться орогенно-складчатая структура Большого Кавказа.

Таким образом, современную коллизионную структуру Центрального Кавказа следует определять как структуру обдукционную, формируемую Скифской и Закавказской плитами при их периодической активизации и попеременном встречном движении. Глыбово-блоковая структура горст-антиклинория Главного хребта является фронтальной частью Закавказской плиты, подвергшейся скучиванию. При этом её передовые блоки выжимаются кверху тыловыми, которые под них поддвигаются, продвигаемые к северу и «притапливаемые» основной наиболее консолидированной частью Закавказской плиты. Такая же ситуация наблюдается на Восточном Кавказе – фронтальная часть Закавказской плиты, не выходящая на поверхность, формирует в чехле структуру антиклинория Главного хребта [3]. Тыловые блоки наиболее погружены и именно над ними формировались ранее флишевые прогибы Южного склона, а ныне южное аллохтонное крыло мегантиклинория. Развитие структуры продолжается, и с плиоцена по фронту Закавказской плиты закладывается серия вулканических центров. Очевидно, все это должно учитываться как при тектонических и исторических построениях, изучении магматизма, так и при металлогенических оценках территории.

Литература

1. *Авдулов М.В.* О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 67–74.
2. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С.51–60.
3. *Маркус М.А.* Роль Закавказской плиты в формировании структур чехла Восточного Кавказа // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 415–418 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
4. *Смирнова М.Н.* Проявление мантийных плюмов в осадочном чехле (на примере Терско-Каспийского прогиба) // Там же. С. 216–218.

А.О. Мартынова¹

О влиянии зоны Оршанского разлома на формирование карстовых западин и структуру бурогоугольных отложений

Оршанский разлом, разделяющий Витебскую и Могилёвскую мульды, с северо-запада ограничивает Центрально-Оршанский горст (рисунок). Амплитуда Оршанского разлома достигает 70–80 м. В геологической литературе считается, что Центрально-Оршанский горст и ограничивающие его разломы находились в стадии формирования на протяжении рифея-венда и что его активность завершилась в вильчанское время венда [1].

¹ Институт геохимии и геофизики (ИГиГ) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

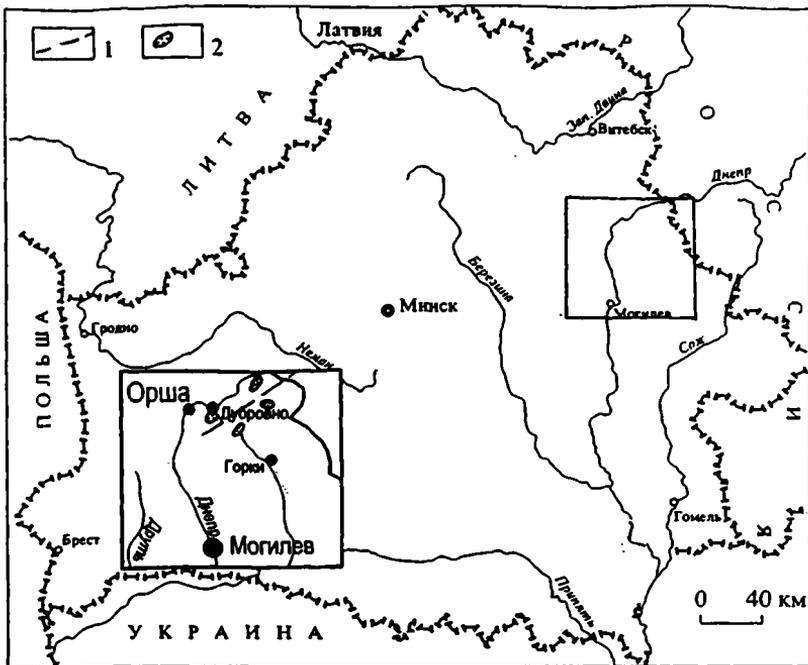


Рис. Схематическая карта территории Беларуси с местоположением Оршанского разлома и связанного с ним погребённого карста
1 – Оршанский разлом; 2 – карстовые воронки

Новые геологические данные свидетельствуют об активизации Оршанского разлома в позднем кайнозое. Одним из признаков такой активизации является приуроченность к зоне Оршанского разлома серии погребённых карстовых воронок, выполненных отложениями позднеолигоцен-среднемиоценовой буроугольной формации. Новейшая активизация Оршанского разлома и сопряжённых с ним нарушений вызвала появление трещиноватости в девонских карбонатных породах, определяла характер гидрологического режима и, следовательно, в значительной мере контролировала процессы выщелачивания. Приуроченная к зоне влияния активного разлома площадь погребённых карстовых форм (поперечник до 2 км, глубина до 70 м) выявлена бурением по обеим сторонам долины Днепра выше Орши. В отложениях, выполняющих воронки, установлены флексурно-разрывные малоамплитудные нарушения с амплитудой вертикальных смещений до 30 м. Подобное совпадение карстовых воронок с зоной активизированного разлома скорее всего является проявлением общей закономерности и характерно для многих углепроявлений и месторождений бурых углей позднеолигоцен-средне-

миоценового возраста на территории Беларуси (Красная Слобода, Берёза, Тонеж, Бринёв, Антополь и др.) [4].

Четвертичные отложения в районе Орши и Дубровно распространены повсеместно и имеют сложное строение и невыдержанную мощность (от нескольких до 80 м). Основной объём антропогенной толщи приходится на два-три горизонта моренных и водно-ледниковой аккумуляции. В окрестностях Орши в русле Днепра на локальных участках на поверхность выступают карбонатные породы девона. Кровля верхнедевонских пород, залегающих непосредственно в подошве антропогенной толщи и образующих своеобразный фундамент из скальных карбонатных пород, расположена в основном на отметках от +100 до +150 м или несколько более. Поверхность проявляет тенденцию к повышению с северо-запада на юго-восток. Кровля карбонатных пород возвышается над поверхностью песчано-глинистых девонских образований, развитых западнее и юго-западнее, на многие десятки метров.

Детальным бурением в долине Днепра, выше Орши и на междуречье Днепра и его притока р. Оршицы, в кровле карбонатных пород было установлено не менее 10–15 замкнутых понижений карстового генезиса (до абсолютных отметок 70–125 м). Глубина карстовых воронок составляет от 10 до 70 м, а поперечник – от нескольких десятков метров до 1–2 км. У карстовых воронок изометричные или несколько вытянутые очертания [3].

На территории описанного региона Беларуси континентальные условия установились с конца девона. Выявление более молодых аккумуляций, начавших накапливаться с рубежа палеогена–неогена, указывает на заметную перестройку тектонических условий на северо-востоке Беларуси в новейшее время.

В позднем олигоцене и неогене основное осадконакопление происходило на юге Беларуси [4]. Тогда же здесь проявились интенсивное карстование мергельно-меловых пород верхнего мела и подземное выщелачивание девонских солей, заметно повлиявшие на фациальные особенности осадочной толщи. При этом северная и северо-восточная части Беларуси служили областью сноса.

Поле девонских карбонатных пород в районе Орши оказалось несколько приподнятым над соседней площадью развития терригенных девонских отложений. В обстановке существовавшего в то время влажного и избыточно-влажного климата на сравнительно выровненной поверхности сложились условия для интенсивной инфильтрации поверхностных вод через толщу доломитов и доломитизированных известняков и широкого развития в связи с этим карстовых процессов. При этом такие процессы более интенсивно протекали в связи с тектонической активностью в зонах трещиноватости.

Судя по результатам биостратиграфических исследований и характеру наслоений, основной этап карстообразования пришелся на ранний миоцен. В среднем миоцене, когда формировались слои озерных и болотных осадков, выщелачивание карбонатных пород замедлилось, хотя

и продолжилось. В результате за сравнительно короткое геологическое время возникли карстовые углубления амплитудой до 50–70 м.

Как показал анализ залегания слоёв, заполняющих и перекрывающих карстовые формы, процесс карстообразования, начавшийся в позднем олигоцене, продолжался неравномерно не только во времени, но и в пространстве. Об этом свидетельствуют локальные раздувы мощностей разновозрастных отложений на различных участках площади карстования. Хотя основные просадки пришлось в основном на миоцен, выщелачивание карбонатных пород эпизодически активизировалось и позднее. Такие эпизоды отчётливо проявились в раннем антропогене и поозёрском позднеледниковье. Кроме того, на залегание слоёв антропогеновых пород оказали влияние процессы уплотнения озёрно-болотных аккумуляций в карстовых полостях. Характер разрывных нарушений и литолого-фациальные особенности самых молодых озёрно-ледниковых отложений позволяют заключить, что на рассматриваемые процессы влияло и оживление дифференцированных мелкоблоковых движений под воздействием гляциоизостазии, которая проявилась на данном участке в связи с его положением непосредственно у фронта поозёрского ледника. Амплитуда таких перемещений достигла по вертикали 10–15 м. Принимая во внимание локализацию самих карстовых форм, возраст и строение выполняющих их отложений, можно заключить, что активизация Оршанского разлома началась в позднем олигоцене и проявлялась особенно интенсивно в среднем миоцене.

По геологическим данным, флексурно-разрывные нарушения прослеживаются до подошвы отложений лихвинского горизонта среднего плейстоцена.

Выполненный Л.А. Сим структурно-геометрический анализ [5] показал достаточно ясную зону активного разлома, близкого по простиранию к Оршанскому разлому в нижней части платформенного чехла, вытянутую на несколько десятков километров. Активная зона состоит из основного разлома и сопряжённых с ним нарушений второго порядка. Оказалось, что по своему кинематическому типу основной разлом является левым сдвигом. Новые данные подтверждают высказанные ранее [3] предположения о новейшей тектонической активизации Оршанского разлома и его роли в формировании долины Верхнего Днепра на отрезке Орша–Смоленск. Скорее всего, именно эта зона предопределила формирование резкого изгиба и морфологии долины и состава аллювия Днепра выше Орши.

Литература

1. Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.
2. Горелик З.А. О происхождении долины р. Днепр и причинах её резкого изгиба в районе г. Орши // Вопросы географии Белоруссии. Вып. 1. 1960.. С. 26–30.
3. Левков Э.А., Якубовская Т.В., Бурлак А.Ф., Карабанов А.К., Крутоус Э.А. Неогеновые буругольные отложения и их флоры на северо-востоке Белоруссии // Флора и фауна кайнозойя Белоруссии. Минск, 1992. 192с.

4. Манькин С.С., Левков Э.А. О связи угленосности полтавских отложений Белоруссии с характером залегания подстилающих пород // Докл. АН БССР. 1970. Т. 14, № 11. С. 1036–1037.
5. Sim L., Briantseva G., Rarabanov A.K., Levkov E., Aizberg R. The neotectonic stress of Belarus and the Baltic countries // Technika Poszukiwan-Geologicznych Geosynoptyka i geotermia. Krakow, 1995. P. 53–59.

И.Н. Межеловский¹

Новейшая и современная тектоника и геодинамика Юго-Западной Аравии

Новейшая и современная тектоника Юго-Западной Аравии интересна тем, что ее формирование связано с Красноморской и Аденской рифтовыми зонами, которые являются составными частями Восточно-Африканского рифтового пояса. В области тройного сочленения Эфиопского, Красноморского и Аденского рифтов, известной как Афарский треугольник, на продолжении Аденской рифтовой зоны расположены грабены, продолжающие к северу Эфиопский рифт. От Красноморского рифта они отделены Данакильским горстом. Эфиопский рифт – континентальная структура этого пояса. В Красноморском и Аденском рифтах образована молодая ювенильная базальтовая кора, т. е. они находятся на более высокой ступени развития с переходом к спредингу [2].

Новейшая тектоническая активизация Африканской платформы и раскрытие Красноморской и Аденской рифтовых зон привели к отделению Аравийской микроплиты от Африканского континента и формированию плечей рифтов, в структурном отношении представленных полусводовыми поднятиями – блоками основания, у которых вершинные платообразные поверхности наклонены в стороны от рифтовых зон. Плечи Красноморского и Аденского рифтов различаются амплитудами поднятий, масштабами проявления кайнозойского магматизма, строением геологического основания и современной активностью. Новейшие структурные формы наследовали древние структурно-вещественные неоднородности геологического основания.

В юго-западной части Аравийского полуострова плечо Красноморского рифта представляет собой высокоамплитудное поднятие, в геологическом строении которого участвуют архей-протерозойские, локально развитые палеозойские, мезозойские и кайнозойские комплексы пород. Широко распространены эоцен-миоценовые вулканогенные образования йеменской трапповой серии, четвертичные и плиоцен-четвертичные базальты аденской серии, а также граниты миоцена [4]. Трапповая серия распространена в основном на платформенном (юрско-меловом) чехле, тогда как четвертичные базальты – и на фундаменте. Эта область нео-

¹ Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), Москва, Россия

ген-четвертичных поднятий отделена от Красноморской рифтовой зоны, структурно-геоморфологическими элементами которой являются приморские равнины, вдольбереговым высокоамплитудным субмеридиональным сбросом, параллельным западному ограничению Афарского треугольника. Вдольбереговой разлом испытывает правостороннее смещение на пересечении со сбросо-сдвигом северо-западного простирания (как и простирание Данакильского горста), к которому приурочены глубокие грабены типа pull-apart basins и который пересекает Йеменское вулканическое плато, разделяя его на два мегаблока. Южный из них отличается большей раздробленностью, сложным горсто-грабеновым строением и меньшими суммарными амплитудами неоген-четвертичных вертикальных тектонических движений. Йеменское трапповое плато осложнено разломом, который расположен на простирании трансформного разлома Красноморского рифта и, вероятно, является его континентальным продолжением. Кроме региональных разломов северо-западного и северо-восточного румбов, широко развиты разломы широтные и субмеридиональные.

Долгоживущая зона активного регионального глубинного разлома северо-западного простирания, граничная для области новейших поднятий – плеча Красноморского рифта и впадины Руб-эль Хали, контролирует цепочку выходов молодых базальтов и продолжается на юго-восток, пересекая плечо-поднятие Аденского рифта. Здесь по разлому граничат архейско-протерозойские метаморфические комплексы, слагающие Аденский мегаблок, с мезозойско-кайнозойскими образованиями, которые слагают Хадрамауский мегаблок. Эта зона глубинного разлома прослеживается в Аденскую рифтовую зону и влияет на ее морфологию и сегментацию.

Аденский мегаблок ограничен вдольбереговым региональным сбросом, контролирующим поля распространения базальтов аденской серии, и региональным разломом, который ограничивает Йеменское вулканическое плато и прослеживается из рифтовой зоны в районе г. Аден во впадину Руб-эль Хали, где он дешифрируется по косвенным признакам под покровом четвертичных отложений.

Хадрамаутское полусводное поднятие разделено субширотными впадинами на два блока, выраженных в рельефе Северным и Южным плато. Южный блок оборван вдольбереговым региональным сбросом, по простирании которого серия субпараллельных разрывов обусловила лестничное строение абразионно-тектонического склона с типичным фасетным строением.

На континенте находят структурное продолжение некоторые из трансформных разломов Аденского рифта. Наиболее значимая из них – зона Алула-Фартак.

Активная кайнозойская магматическая деятельность и высокие амплитуды тектонических поднятий плеча Красноморского рифта совпадают с областью относительно высокого положения кровли аномально

разогретой мантии, которая здесь находится на глубине 50 км и менее [3]. Это обуславливает вязкое течение в нижней части коры и расколы на блоки ее верхней (холодной и хрупкой) части, которые скользят друг относительно друга и наклоняются по мере растяжения коры [1]. Этим объясняется горсто-грабенное строение, широкое развитие односторонних грабенов (полуграбенов) и разломов сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики, особенно ярко проявленных в южной части Краснодарского плеча, образовавшегося, очевидно, в результате термального вздымания.

Региональные разломы древнего заложения, реанимированные в неоген-четвертичное время и проявляющие современную активность, обусловили блоковую делимость земной коры региона и, как правило, контролируют проявление молодого базальтового вулканизма и сейсмичность. Значительная роль в структурном плане Южной Аравии принадлежит концентрическим структурам разного генезиса: вулканическим, тектономагматическим и тектоническим. Типичны крупные (до 200 км в диаметре) концентрические тектонические структуры, сложенные архей-протерозойскими комплексами пород и расположенные в местах пересечения северо-западных и северо-восточных активных региональных разломов.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. *Казьмин В.Г.* Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205 с.
3. *Fairhead J. D., Reves C. V.* Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the African lithosphere// Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P.63–76
4. Mineral resources map of Yemen republic. Scale 1:1 000 000 //Coordinators of project O.N.Ahmed, A.S.Ba-Abbad, M.A.Chalyan, 1994.

В.С. Милеев¹, Е.Ю. Барабошкин¹, С.Б. Розанов¹, М.А. Рогов²

Тектоника Горного Крыма

В 70–90-е годы авторы [1 и др.] показали, что позднекиммерийский структурный комплекс Горного Крыма, формировавшийся в Таврическом бассейне, разделившим террейны Эвксинию (в области современной акватории) и Скифию (Равнинный Крым), имеет южновергентное складчато-покровное строение, причем шарьирование шло в южно-юго-восточном направлениях.

В строении Т-К_{1b} горно-крымского комплекса выделяется пять серий: 1) эскиординская (Т₁₂₋₂-J₂) – шельфовые глинисто-терригенные отложения; 2) таврическая (Т₃-J₂) – глубоководный флиш; 3) карадагская

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН Москва, Россия

(J_2b_2) – островодужные известково-щелочные основные вулканиты; 4) судакская (J_2bt – J_3k) – склоново-шельфовая известняково-глинисто-песчанистая; 5) яйлинская (J_3t – K_1b_1) – крайне мелководная (до 50 м) – отложения карбонатной платформы. Последняя – протоплатформенная формация, структурно связанная с подстилающими отложениями. Мощности серий заведомо превышают несколько сот метров. Породы нижних серий прорываются среднеюрскими плутонами диоритов и субвулканическими телами.

В киммерийской структуре Горного Крыма выделяются Горно–Крымская структурная зона шириной 45 км и на севере – субширотная Лозовская зона смятия (до 5 км). Эта зона, сложенная крутозалегающими эскиординской, таврической сериями и J_2 магматитами, представляет собою мегамеланж, в котором кластолиты радиоларитов и C_{1-2} , P-, J-, K_1 известняков и магматитов находятся в матриксе из динамо-аргиллитизированных глин. Зона смятия является сутурой – результатом коллизии террейнов.

Горно-Крымская зона имеет складчато-покровное строение и сложена тремя структурными единицами, разделенными покровами южной вергентности. Покровы и надвиги меньших масштабов образуют однородные по составу дигитации в составе структурных единиц. Горно-Крымская зона четко делится на три сектора: Западный (до горы Ай-Петри), Центральный (до р. Тонас) и Восточный, или Судакский.

Первая, нижняя, структурная единица обнажается во всех трех секторах и сложена преимущественно таврической и, в меньшей степени, эскиординской сериями, часто меланжированными.

Вторая структурная единица слагает верхние части склонов и вершины. Второй гряды, а также основание склонов яйлы Крымских гор. Она сложена отложениями эскиординской, карадагской и судакской серий. Состав, мощность и возрастной диапазон толщ средней единицы различны в Западном и Центральном секторах и на востоке, в Судакском секторе. На западе и в центре маломощные разрезы J_2b_2 – J_3k распространены фрагментарно и представлены мелководными отложениями. На востоке развит мощный (более 1000 м) разрез относительно глубоководных преимущественно глинисто-песчанистых келловейских, карбонатных оксфордских, карбонатно-глинистых кимериджских пород. Дигитации, сложенные этими отложениями, три раза по продольным литическим разломам повторяются на площади. Возможно, эти разломы связаны с конседиментационными сбросами. Особняком залегают пластины палеовулкана Карадаг. Структуры этих единиц близки и характеризуются крутыми залеганиями слоистости при малых наклонах надвигов и покровов. Определение амплитуд надвигов и покровов затруднено из-за близости составов отдельных дигитаций.

Третья структурная единица образует вершины яйлы и сложена яйлинской серией. Для большинства ее дигитаций внутренняя структура является моноклиальной. На Долгоруковской яйле отмечены простые изометричные складки с углами падения крыльев 5–45°. Установлены

чешуйчатые структуры, образующие псевдомоноклинали, в которых происходит тектоническое сшивание карбонатных пачек [1 и др.], и клинья флишевых и вулканогенных пород между J_3t известнякам в районах гор Ак-Баш и Чатырдаг. Общими чертами всех структурных единиц является южная вергентность складок и надвигов и слабая тектоническая переработка.

Шарьирование, вероятно, происходило на флюидных «подушках» при внутриплатформных давлениях, превосходивших литостатическую нагрузку. С флюидами связаны разнообразные альпийские жилы в зонах сместителей, мраморизация J_3 известняков и флюидо-тектоническая дайка на Караби-яйле, прорывающая вышележащие известняковые пласты.

На альпийском этапе Лозовская зона подверглась ремобилизации с захватом кластолитов ортоплатформенных K_1 известняков. В Горно-Крымской зоне в нижней структурной единице альпийские дислокации выражаются в расчленении киммерийской структуры на блоки по разрывам и локальными зонами мелкой складчатости. Во второй и третьей единицах в Западном и Центральном секторах на северном склоне яйлы установлены крупные крутые флексуры с северным падением (от 50° вплоть до перевернутого) и амплитудой до 400 м. В это время на Чатырдаге проявляется гравитационный ретронадвиг северной вергентности с надвиганием J_3 пород на K_1a1 отложения Салгирского грабена. На южном склоне по продольным листрическим разрывам известняки эскарпа яйлы с подстилающими отложениями опущены к акватории, образуя разрозненные скальные массивы (Кошка, Монах и др.)

В Судакском секторе южновергентные дигитации покровов, представленных J_2bt , J_2k , J_3o , J_3km отложениями, были нарушены аналогичными продольными листрическими сбросами, по которым блоки структурно клавишеобразно опущены к акватории, причем J_3ox известняки образуют над ними крутые (до 70°) флексуры, погружающиеся на юг. Не исключено, что флексуры унаследовано развиты над обновленными киммерийскими разломами. В акватории на северном склоне прогиба Сорокина установлены альпийские компрессионные надвиги [2 и др.], выраженные в рельефе дна (рисунок, фрагмент А). Вероятно, листрические сбросы суши, достигая поверхностей надвигов, преобразуются за счет некоторого вращения верхних крыльев в полуцилиндрические разрывы (фрагмент А').

Альпийское дейтероорогенное сооружение Горного Крыма возникло на неотектоническом этапе – в $N_1^3-N_2^1$ происходит формирование современного глубоководного Черноморского бассейна с субокеанической корой. При этом Горный Крым возник как компенсационное дейтероорогенное сооружение.

Таким образом, Горный Крым является позднекиммерийским складчато-покровным сооружением, существенно преобразованным на альпийском этапе.

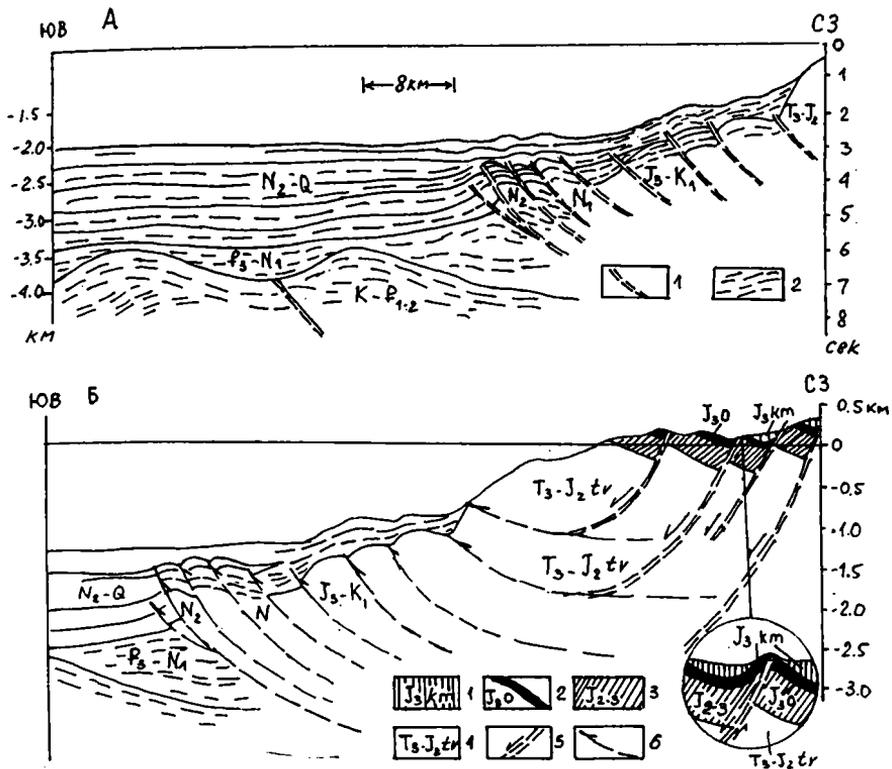


Рис. Геологический разрез северного борта прогиба Сорокина (по А.А.Терехову и К.М.Шимкусу [2] с упрощением) (А) и принципиальная схема образования альпийских флексур и полуцилиндрических разломов при преобразовании листрических сбросов в надвиги (вертикальные масштабы разреза в акватории и на суше различные) (А')

На А: 1 – разломы; 2 – геологические границы и отражающие площадки. На А': 1–4 – отложения: 1 – меловые, 2 – келловейские, 3 – оксфордские, 4 – кимериджские; 5,6 – разломы: 5 – листрические сбросы, 6 – надвиги

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты №№ 01-05-64788, 01-05-64641, 01-05-64642, 03-05-64297, 04-05-64424, 04-05-64503) и НШ (326.2003.5).

Литература

1. Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабощкин Е.Ю. и др. // Очерки геологии Крыма. М. 1997. С. 187–206.
2. Терехов А.А., Шимкус К.М. // Геотектоника. 1989. № 1. С. 72–79.

Анализ асимметрии спрединга на хребте Гаккеля

Евразийский суббассейн Северного Ледовитого океана (ЕСб) расположен между баренцевокарской континентальной окраиной и глубоководным хребтом Ломоносова. Суббассейн включает котловины Амундсена и Нансена, разделенные хребтом Гаккеля. В качестве основной информации для анализа использовалась оригинальная цифровая карта магнитных аномалий, созданная во ВНИИОкеангеология, а также современные международные базы гравиметрических и батиметрических данных. Проведен геоисторический анализ аномального магнитного поля, включающий вычисление полюсов Эйлера, анализ скорости спрединга, а также реконструкции положения главных плит в прошлом.

Анализ разницы в скоростях раскрытия по разные стороны от хребта Гаккеля на всем его протяжении, от Гренландии вплоть до шельфа моря Лаптевых, позволил выявить области асимметричной аккреции коры и возможных перескоков оси разрастания в ЕСб (рисунок).

Характер асимметрии на ранних и поздних этапах формирования ЕСб генеральным образом различается. На этапе первичного растяжения континентальной и начала формирования океанической коры асимметрия отрицательна, т.е. прирост морского дна в котловине Амундсена был больше, чем в котловине Нансена, в среднем на 40 км. Исключение составляет область резкого изменения простираня хребта Гаккеля на долготе около 70° в.д., где асимметрия отсутствует.

В последующий период времени, около 53–44 млн. лет назад (аномалии 24–20) характер асимметрии спрединга существенно изменился. В восточной половине ЕСб, восточнее 90° в.д., она сохранила отрицательный знак, но вдвое уменьшилась по амплитуде. В западной половине асимметрия дважды меняет знак. Гистограмма распределения амплитуды асимметрии плохо описывается нормальным распределением и имеет два выраженных максимума, что может свидетельствовать о нестационарности спрединга в этот период.

Основной отличительной особенностью асимметрии спрединга на более поздних этапах раскрытия ЕСб является резкое падение ее величины. В период формирования аномалий с 20 по 13 она при движении вдоль оси хребта Гаккеля попеременно меняет знак. В дальнейшем, вплоть до настоящего времени, она преимущественно положительна.

Наиболее вероятной причиной асимметричного расположения ПКО и осей наиболее древних ЛМА по разные стороны от хребта Гаккеля могут являться периодические перескоки оси раскрытия.

Один из наиболее древних перескоков центра спрединга в период времени предшествующий формированию аномалии 24 в сторону Евразии

¹ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

зийской окраины зафиксирован в западной половине котловины Амундсена. Здесь обнаружена сдвоенная аномалия 25, отсутствующая в котловине Нансена.

Резкие колебания кривой асимметрии относительно нулевой линии в период формирования аномалий 24–20, также связаны с перескоками сегментов оси раскрытия, но уже в сторону хребта Ломоносова. При использовании симметричной модели разрастания океанического дна количество аномалий, обнаруживаемых здесь в котловине Нансена больше чем в котловине Амундсена. Модель, учитывающая перескок оси спрединга позволила идентифицировать аномалии 23–21 в западной части суббассейна.

Выявленные закономерности позволяют утверждать, что с момента начала формирования (около 58 млн лет назад) по настоящее время аккреция коры на флангах раздвигающихся плит в ЕСб была неравномерна, и, в целом, дна образовалось больше в котловине Нансена. На ранних этапах аккреция сопровождалась перескоками оси спрединга.

М.В. Минц¹

Фундаментальная особенность раннедокембрийской коры – повсеместно проявленное надвиго-поддвиговое строение (раннедокембрийская кора – коллаж орогенических поясов аккреционного и коллизионного типов)

Классическим представлением современной геотектоники является модель континентальной коры, где в качестве главных составляющих выделяются крупные покровно-складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы с докембрийским (архей, нижний и средний протерозой) фундаментом. Предполагается, что складчатые пояса протяженностью в тысячи километров начали формироваться в позднем протерозое (0,85–1 млрд лет назад). Согласно тем же представлениям, внутреннее строение коры, слагающей фундаменты древних платформ, характеризуется блоковым строением. Внутренняя структура покровно-складчатых поясов определяется, в первую очередь, коллизионными процессами, развивавшимися в результате встречного перемещения континентов. Формирование поясов протекало под воздействием интенсивных сжимающих напряжений, сопровождалось тектоническим расслаиванием (деламинацией) коры и латеральными перемещениями тектонических пластин различного размера и ранга на десятки и сотни километров.

В противоположность покровно-складчатым поясам, при исследовании структуры раннедокембрийской коры приоритет обычно отдается

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

процессам породообразования: магматизма, осадконакопления, метаморфизма и реоморфизма (куполообразования). При этом многие исследователи считают, что формирование раннедокембрийской коры характеризовалось преобладанием вертикальных движений, тогда как тектоническое покровообразование было связано с локальными условиями и отличалось ограниченностью проявления. Преобладающее развитие структур покровно-надвигового типа отмечается только для архейских и палеопротерозойских гранулит-гнейсовых и, отчасти, – палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов. Последние могут рассматриваться в качестве «протоорогенов» [6].

Широкое распространение получили представления о субгоризонтальной вещественной расслоенности раннедокембрийской коры, в строении которой выделяются сверху вниз: осадочный, гранитно-метаморфический и гранулит-базитовый слои. Предполагается, что возникновение этой расслоенности непосредственно связано с «консолидацией» и «кратонизацией» коры. Источниками этих представлений послужили скоростные и плотностные разрезы коры, полученные методами сейсмических зондирований с использованием преломленных волн (ГСЗ) и моделированием источников гравитационных аномалий, а также, в определенной степени, – результатами изучения глубинных ксенолитов, выносимых к поверхности кимберлитовыми и щелочными расплавами. Между тем, многолетняя практика применения ГСЗ для глубинных исследований позволила выявить определенные ограничения для геологической интерпретации скоростных разрезов [5]. Прежде всего, это связано с усредненным характером скоростных моделей и высокой степенью зависимости от современного состояния коры (напряженного состояния недр, в том числе, определяющегося распределением пород различной плотности в разрезе коры, распределения тепловых и флюидных потоков и др.). Следствием этих ограничений оказалась, в частности, невозможность трассирования картируемых на поверхности тектонических структур в глубины коры.

Принципиально новая информация о структуре раннедокембрийской коры, строении коромантийного раздела, структурных особенностях верхней части литосферной мантии и возможностях непосредственного трассирования важнейших геологических границ от дневной поверхности до основания коры и, в отдельных случаях, в мантийную область была получена в последние десятилетия. Это стало результатом отработки региональных сейсмопрофилей (геотраверсов) с использованием технологии МОВ-ОГТ (метода отраженных волн – общей глубинной точки, сокращенно – МОГТ) и некоторых других модификаций сейсморазведки, пересекающих крупные тектонические структуры Северо-Американского, Австралийского и Восточно-Европейского кратонов. Определенную роль сыграло также повышение детальности и достоверности геофизического и структурно-геологического изучения и картирования в пределах щитов и фундаментов платформ, перекрытых осадочным чехлом.

Новая информация свидетельствует о повсеместной тектонической расслоенности раннедокембрийской коры. Сегодня можно с уверенностью утверждать, что в преобладающей части кора образована сочетанием покровно-надвиговых и надвиго-поддвиговых структурных ансамблей, сформированных как в архее, так и в палеопротерозое [например, 2–4, 8, 11]. Скоростная расслоенность коры, охарактеризованная ГСЗ, нашла частичное выражение в расслоенности коры по уровню «отражательности», т.е. в чередовании областей «акустически прозрачных» и насыщенных отражающими элементами. Однако эта расслоенность отчетливо фрагментарна, выделяющиеся «слои» нередко имеют наклонное залегание и могут быть прослежены от дневной поверхности до коро-мантийного раздела. Относительно выдержанный «слой» с повышенным уровнем «отражательности» наблюдается в основании коры на многих разрезах МОВ-ОГТ. Этот «слой» принято рассматривать в качестве сейсмического образа нижней «гранулит-базитовой» коры.

Детальные исследования глубинных коровых ксенолитов, представленных в преобладающей части гранатовыми гранулитами, показали, что в большинстве случаев их невозможно рассматривать в качестве реститов, возникающих при частичном плавлении и связанном с последующей дифференциацией расплавов образованием гранулит-базитового (реститового) и гранито-гнейсового (легкоплавкого) «слоев» в «консолидированной» коре. Особенности состава гранатовых гранулитов свидетельствуют об их формировании в результате метаморфизма относительно молодых мафитовых пород (например, в основании архейской коры нижнекоровые гранулиты часто имеют протерозойский возраст). Эти данные позволяют связывать формирование гранулит-базитового слоя с магматическим подслаиванием (андерплейтингом) ранее сформированной коры. В то же время, как сейсмические образы коры (картины сейсмических отражений), так и результаты изучения глубинных ксенолитов в пределах типичных кратонов указывают на фрагментарность нижнекорового «слоя». Эта фрагментарность устанавливается как в терминах «отражательности», так и в относительных количествах выносимых к поверхности нижнекоровых ксенолитов различного состава. Например, изучение ксенолитов из трубок Якутской кимберлитовой провинции показало, что доля гранатовых гранулитов составляет около 50% [1]. Вместе с тем, сейсмические образы коры свидетельствуют о размещении акустически прозрачных объемов в средней части раннедокембрийской коры, которые, вероятно, могут быть проинтерпретированы в качестве магматических тел, сформированных в результате внутрикорового плавления. Относительно «прозрачные» слои, вмещающие подобные «тела», могли быть впоследствии перемещены и в современном разрезе характеризуются наклонным залеганием.

Некоторые из ярких отражающих границ в коре прослеживаются далеко в подстилающую мантию. С учетом фиксируемой на поверхности геологической ситуации они были проинтерпретированы как «следы»

захороненных океанических плит, подвергавшихся субдукции в неоархее и палеопротерозое [4, 7, 8, 11]. Во многих случаях сочетание покровно-надвиговых и поддвиговых ансамблей образует характерные структуры типа «пасть крокодила», где наклонное погружение в мантию фрагментов нижнекоровых пластин сопровождается формированием чешуйчато-надвиговых структур в верхней части коры [3, 10].

Краткое заключение. Особенности глубинного строения раннедокембрийской континентальной («консолидированной») коры со всей определенностью свидетельствуют о формировании ее структуры при участии значительных латеральных перемещений тектонических пластин, столь характерных для коллизионных покровно-складчатых поясов фанерозоя, возникновение и эволюция которых нашли наиболее адекватное описание в рамках глобальной модели «тектоники плит». Вместе с тем, изучение Восточно-Европейского кратона позволило выделить особый тип палеопротерозойских внутриконтинентальных коллизионных орогенов, образование которых, вероятно, определялось сочетанием процессов плюмового и тектоноплитного типов [9].

Литература

1. Бузукова Л.В. Реконструкция строения и состава земной коры в Якутской кимберлитовой провинции по данным изучения глубинных ксенолитов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2005. 20 с.
2. Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Конилев А.Н., Злобин В.Л., Каулина Т.В. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля 4В // Геотектоника. 2004. № 2. С.10–29.
3. Минц М.В., Берзин Р.Г., Андрющенко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Конилев А.Н., Злобин В.Л., Ступак В.М., Сулейманов А.К. Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотранверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита // Там же. 2004. № 5. С. 10–25.
4. Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А. Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-поддвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизионными процессами // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005, Т.1, 456–459 (Материалы XXXVIII Тектон. совещ.; Т.1).
5. Павленкова Н.И. Метод глубинного сейсмического зондирования, основные этапы развития, достижения и проблемы // Физика Земли. 1999. № 7/8. С.3–29.
6. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
7. Cook F.A., van der Velden A.J., Hall K.W., Roberts B.J. Frozen subduction in Canada's Northwest Territories: Lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield // Tectonics, 1999. V. 18. P.1–24.
8. Ludden J., Hynes A. The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada // Canad. J. Earth Sci. 2000. V. 37. P.459–476.
9. Mints M.V., Konilov A.N. Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // «The Precambrian Earth: Tempos and events», series «Developments in Precambrian Geology, 12» / Eds. P.G.Eriksson, W.Altermann, D.R.Nelson, W.U.Mueller and O.Catuneanu, Series Ed. – K.C.Condie. Amsterdam; Boston and others: Elsevier, 2004. P.223–239.

10. *Snyder D.B., Lucas S.B., McBride J.N.* Crustal and mantle reflectors from Palaeoproterozoic orogens and their relation to arc-continent collisions // Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region / T.S. Brewer (ed.). Geol. Soc. Publication, 1996. № 112. P. 1–23.
11. *White D.J., Musacchio G., Helmstaedt H.H., Harrap R.M., Thurston P.C., van der Velden A., Hall K.* Images of a lower-crustal oceanic slab: direct evidence for tectonic accretion in the Archean western Superior province // *Geology*. 2003. V. 31, № 11. P.997–1000.

**М.В.Милиц¹, А.К.Сулейманов², Р.Г.Берзин², Н.Г.Заможняя²,
В.М.Ступак², А.Н.Конилов¹, В.Л.Злобин¹**

Объемная модель глубинного строения юго-восточной части Фенноскандинавского щита: синтез результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры (МОГТ) и геологических данных

Юго-восточная часть Фенноскандинавского щита включает неоархейский Карельский кратон, неоархейский–палеопротерозойский Беломорский чешуйчато-надвиговой пояс и юго-западное окончание палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. Эта территория пересечена двумя профилями МОГТ: с севера на юг – геотраверсом 1-ЕВ (интервал 350–1380 км) и в центральной части – субширотным профилем-рассечкой 4В протяженностью 270 км. На разрезах представлены сейсмические образы (картины сейсмических отражений) коры и верхней части литосферной мантии от дневной поверхности до глубины 80 км (25 с) [2, 3].

Главные черты коллизионной структуры региона сформировались к концу палеопротерозоя [4]. Архейские гранит-зеленокаменные ассоциации центральной и восточной частей Карельского кратона пересечены серией палеопротерозойских вулканогенно-осадочных поясов, которые обычно рассматриваются в качестве синклиналей, выполненных «протоплатформенными» образованиями, или деформированных толщ рифтогенных трогов и бассейнов. Однако сейсмические образы свидетельствуют о том, что кора восточной части Карельского кратона образована чередующимися тектоническими пластинами, сложенными архейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами. Тектонические пластины погружаются в восточном направлении, выполаживаясь и частично объединяясь на глубине порядка 20 км. Этот уровень, по-видимому, отвечает положению главного detachementa, связанного с основанием палеопротерозойского разреза. Соответственно, палеопротерозойские линейные пояса интерпретируются в качестве обнаженных фронтальных частей тектонических пластин. В свою очередь, анализ сейсмического образа коры позволяет представить Онеж-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», Поваровка, Московская область, Россия

скую «впадину» в виде ансамбля пологонаклонных тектонических пластин, надвинутых в северо-западном направлении.

Установленное геологическим картированием и структурными исследованиями покровно-надвиговое строение Беломорского пояса [1] адекватно представлено на сейсмическом разрезе. Тектонические пластины, образующие Беломорский пояс, надвинуты в западном направлении и перекрывают Карельский кратон. При этом, наиболее выразительный пакет отражающих поверхностей на разрезе 4В непосредственно отделяет комплексы пород Беломорского пояса от Карельского кратона и палеопротерозойской Шомбозерской структуры. Геометрические особенности картины отражений позволяют рассматривать эту зону в целом в качестве крупной структуры надвиго-поддвигового типа. Пограничная (расположенная между Карельским кратоном и Беломорским поясом) область чередования тектонических пластин, образованных неархейскими и палеопротерозойскими ассоциациями, получила название Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса (ВКЧНП). Крупные тектонические пластины, образованные как архейскими, так и палеопротерозойскими комплексами, трассируются от дневной поверхности в глубины коры, в ряде случаев – до коромантийного раздела. В отдельных участках незаконмерно распределенные, частично ориентированные сейсмические отражения как бы продолжают в мантийную область структурный рисунок коры.

В области границы Карельского кратона и Свеккофеннского аккреционного орогена при достижении коромантийной границы фрагментами расслоенной нижней коры наблюдается изгиб нижних «слоев», за которым следует их «погружение» в мантию. Эта особенность позволяет предполагать, что нижняя кора в этой области образована аккрецированными фрагментами литосферы палеопротерозойского Свеккофеннского океана. Аналогичные особенности коромантийной границы наблюдаются также в ряде мест и в пределах ВКЧНП. Примечательно, что как в пограничной области со Свеккофеннским орогеном, так и в пределах ВКЧНП погружение нижнекоровых фрагментов в мантию сопровождается надвигообразованием в верхней коре. Совместно надвиговые ансамбли верхней коры и подвиговые в нижней коре образуют тектонические структуры, получившие в литературе образное наименование «пасти крокодила».

Архейская тектоническая структура сохранилась в центральной части Карельского кратона. Анализ сейсмического образа вдоль профиля 4В позволяет представить внутреннюю структуру гранит-зеленокаменной области также в виде последовательности тектонических пластин с преобладанием гранито-гнейсовых комплексов. Архейские зеленокаменные пояса образуют в вертикальном сечении профилем 4В относительно маломощные уплощенные линзовидные тела, связанные в своем размещении с пологонаклонными тектоническими поверхностями.

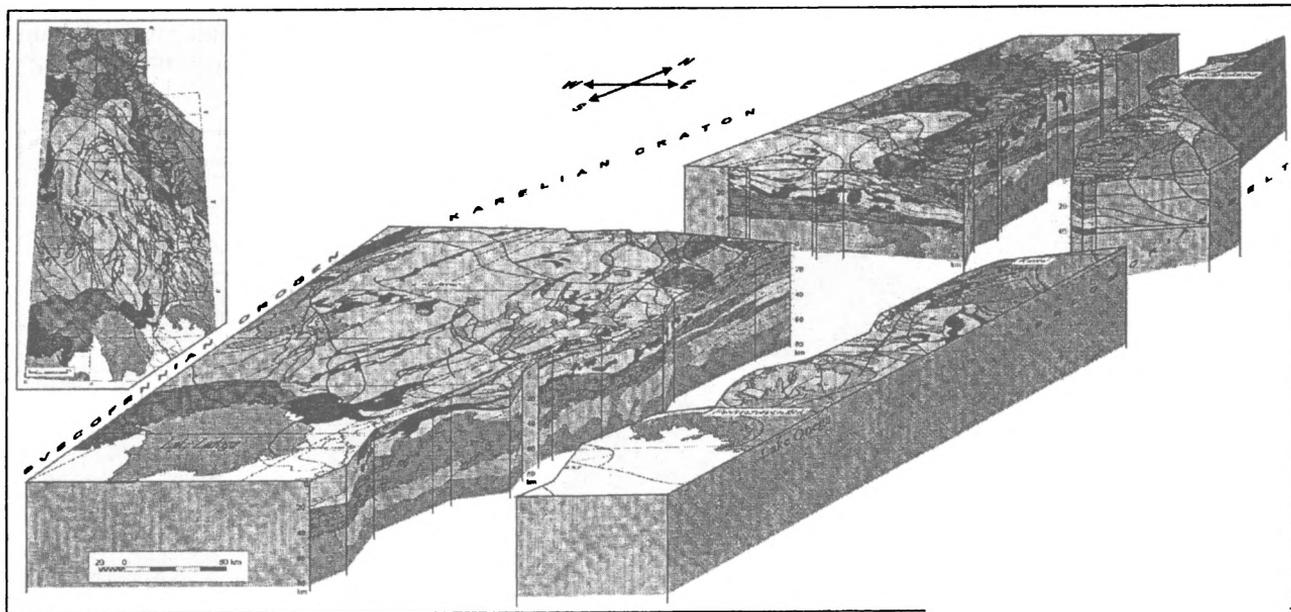


Рис. 1. Схематизированный образ объемной модели глубинного геологического строения юго-восточной части Фенноскандинавского щита (по техническим причинам дано в серых тонах)

Хорошо видно преимущественно наклонное залегание пластинообразных фрагментов, формирующих континентальную кору. На врезке – схематическая геологическая карта юго-востока Фенноскандинавского щита

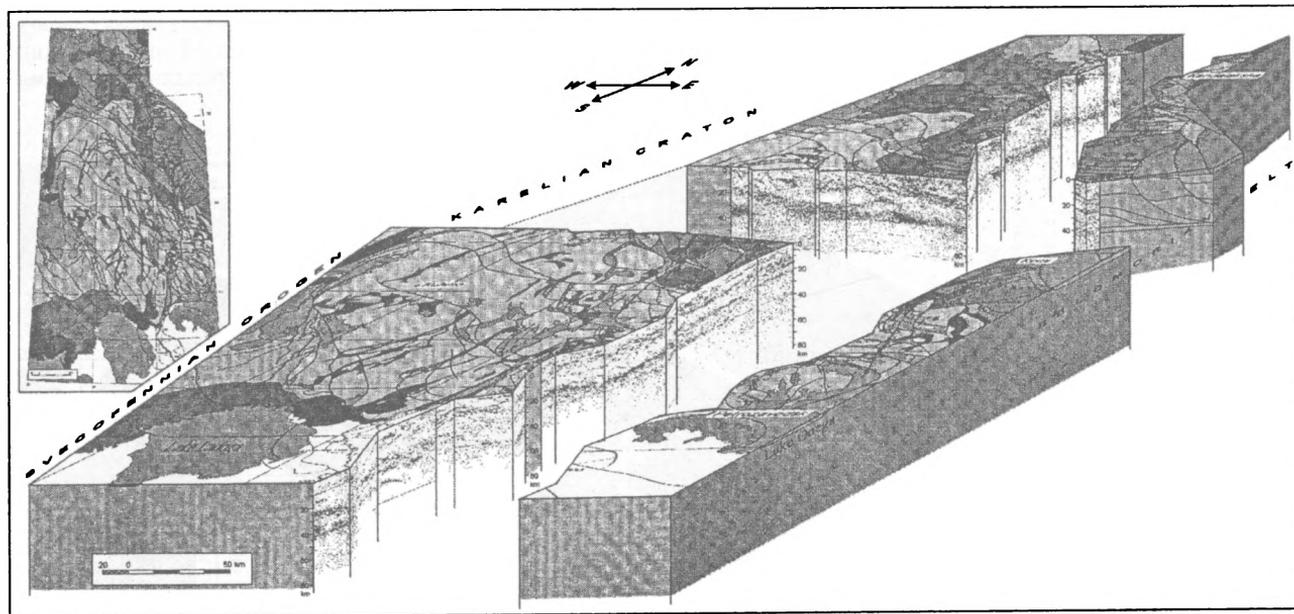


Рис. 2. Схематизированный образ объемной модели коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита (по техническим причинам дано в серых тонах)

В вертикальных сечениях показаны сейсмические образы коры. На врезке – схематическая геологическая карта юго-востока Фенноскандинавского щита

Тщательная корреляция границ геологических структур на дневной поверхности и границ геологических комплексов на картинах сейсмических отражений положена в основу объемной модели глубинного строения коры и верхней части мантии региона. Схематизированные образы этой модели представлены в серых тонах на рис. 1 и 2.

В заключение необходимо подчеркнуть, что модель «тектонически расслоенной» раннедокембрийской коры в юго-восточной части Фенноскандинавского щита позволяет принципиально по-новому взглянуть на ряд фундаментальных проблем геологической эволюции этого региона.

1. Раннедокембрийская кора «сверху донизу» образована структурными ансамблями покровно-надвигового и поддвигового типа, т.е. представляет собой тектоническую структуру, которая с полным основанием должна рассматриваться как коллизионная.

2. Коллизионная структура юго-востока Фенноскандинавского щита формировалась в течение ряда этапов архейского и палеопротерозойского возраста, ее современный образ оформился к концу палеопротерозоя.

3. Поскольку геохимические, литологические и палеомагнитные данные указывают на преимущественно континентальное породообразование в палеопротерозое и ограниченность раскрытия локальных бассейнов океанического типа, особенности тектонических структур региона указывают на грандиозный масштаб внутриконтинентального коллизионного орогенеза в конце палеопротерозоя.

Литература

1. *Миллер Ю.В.* Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С.14–25.
2. *Миц М.В., Берзин Р.Г., Андрищенко Ю.Н., Заможняя Н.Г., Конилов А.Н., Злобин В.Л., Ступак В.М., Сулейманов А.К.* Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ, юго-восток Фенноскандинавского щита // Там же. 2004. № 5. С. 10–25.
3. *Миц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Конилов А.Н., Злобин В.Л., Каулина Т.В.* Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля 4В // Там же. 2004. № 2. С.10–29.
4. *Миц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.* Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-поддвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизионными процессами // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 456–459 (Материалы XXXVIII Тектон совещ.; Т. 1).

Вихревые структуры океанской литосферы и проблемы динамики внутренних оболочек Земли

Длительное время вихревые структуры литосферы считались своего рода «геологической экзотикой» и все сколько-нибудь значительные геологические гипотезы и теории оставляли их вне рассмотрения. Ситуация кардинальным образом стала меняться в последние годы в связи с тем, что были сформулированы принципиально новые представления о свойствах среды, которую изучают геологи и геофизики [1]. Выявленные многочисленные факты фрактальной дискретности литосферы [2] подтверждают справедливость такого подхода. Стало очевидно, что во внутренних оболочках Земли могут возникать вихревые структуры разного ранга, аналогичные тем, которые хорошо изучены в ее внешних оболочках – атмосфере и гидросфере – и причиной возникновения которых является неустойчивость воздушных потоков и океанских течений. В силу нелинейности среды однажды возникающие небольшие возмущения в основном потоке могут разрастаться и приводить к образованию упорядоченных структур – атмосферных и океанских синоптических вихрей [3].

С целью выявления эволюции вихревых структур на основе палеогеодинамических реконструкций распада Пангеи (от поздней юры до современности через каждые 20 млн лет) было проанализировано изменение во времени структурной геометрии зон раздвига литосферы в глобальном масштабе. Для каждого возрастного среза осуществлялась генерализация контуров первоначальных рифтовых трогов, формирующих океанских впадин с учетом границы между континентальной и океанской корой и срединно-океанских хребтов [4].

Последовательное рассмотрение возрастных срезов показывает, что развитие многих хорошо изученных зон раздвига включает в себя продвижение его оси и ее одновременное закручивание. В результате на начальной стадии фрагментации суперконтинента конфигурацию в плане практически всех первоначальных рифтовых трогов, несмотря на их различные размеры, можно аппроксимировать вихреобразными структурами. В последующем их развитие происходит неравномерно во времени и в пространстве: они могут продолжать эволюционировать (за счет раздвига, его продвижения и закручивания), они также могут прекращать свое развитие и отмирать; в этих случаях формируются спрединговые системы с ясно выраженным вихреобразным рисунком в плане. Их эволюция может быть осложнена возникновением и развитием новых вихревых структур, отличающихся от первоначальных размерами и направлением пропегейтинга, и, соответственно, их структурный рисунок оказывается более сложным, чем в первых двух случаях.

¹ Государственный геологический музей (ГГМ) РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

Далее нами рассмотрено развитие вихревых структур океанской литосферы в более крупном масштабе на примере Северной Атлантики, а также области сближения Тихоокеанской, Австралийской и Евразийской литосферных плит, где также широко развиты процессы растяжения и формируются бассейны с океанской корой. Оба этих региона относятся к числу наиболее изученных в Мировом океане.

Анализ кинематики раскрытия Северной Атлантики показывает, что в ее эволюции отчетливо просматриваются две тенденции.

Первая – неустойчивость океаногенеза в весьма большом пространственно-временном диапазоне масштабов. Она заключается в перескоках оси раздвига, колебаниях скорости и изменениях его направления. Раскрытие Северной Атлантики к северу от Азорских островов осложнялось тем, что, наряду с основным «стволом» раздвига от него ответвлялись побочные «ветви», которые со временем отмирали. К ним относятся: трог Рокколл, Бискайский залив, впадина Лабрадорского моря, а также котловины Поркьюпайн и Баффина, плато Воринг. В первых трех из них континентальная стадия рифтогенеза сменилась океанской, в них происходил процесс аккреции земной коры океанского типа в зонах спрединга. Что касается трех других, то им свойственна континентальная кора, хотя и сильно утоненная. Результатом неустойчивости океаногенеза (и предшествующего ему рифтогенеза) явилось возникновение как крупных континентальных массивов, образовавшихся в результате распада Лавразии, так и микроконтинентов, а также приподнятых блоков с континентальной корой.

Вторая тенденция – развитие и основной зоны раздвига, и второстепенных включает в себя их продвижение и одновременное закручивание. Совокупность различных по масштабу вихреобразных океанских бассейнов и представляет собой Северная Атлантика: она состоит из системы вихреобразных в плане впадин, имеющих различный размер, различный возраст и самостоятельную систему спрединга. Детальные сейсмические исследования пассивных окраин данного региона в связи с проблемой нефтегазоносности выявили в пределах некоторых их сегментов довольно многочисленные складчатые структуры. Их возникновение может быть обусловлено именно вихреобразными движениями и связанными с ними сжимающими напряжениями в определенных частях континентальных пассивных окраин.

Тихоокеанская переходная зона Евразии включает в себя четыре сменяющих один другого во времени и в пространстве пояса растяжения, куда входят как рифтовые грабены с утоненной континентальной земной корой, так и бассейны, где за счет ее разрыва и раздвига сформировалась океанская кора. Эволюция спрединговых бассейнов, как и в Северной Атлантике, сопровождалась продвижением оси раздвига и ее вихреобразным закручиванием. К бассейнам такого типа можно отнести: Западно-Филиппинский, Окинава, Марианский, Каролинский, Северо-Фиджийский и Южно-Фиджийский, Лау-Хавр, Каролинский-

Манус и, возможно, ряд других. Они формировались в разной геодинамической обстановке: либо непосредственно в тыловой части островных дуг, либо связаны с их расщеплением, либо на значительном удалении от зон субдукции. Схема вихреобразной эволюции спредингового бассейна демонстрируется на примере котловины Тасманова-Эмералд, формировавшейся в интервале от эоцена до современности на границе Тихоокеанской и Австралийской плит к югу от Новой Зеландии.

Рассмотренные данные свидетельствуют о важной роли, которую играют бассейны с вихреобразным типом эволюции в строении и развитии тихоокеанской зоны сочленения Евразии. При этом пояса растяжения, элементами которых они являются, обнаруживают отчетливую пространственно-временную изменчивость: наблюдается их миграция (как и зоны субдукции) от Азиатского и Австралийского континентов в сторону Тихого океана, но при этом отдельные ветви разновозрастных зон растяжения накладываются одна на другую. Кроме того, выявляется связь между пространственно-временной изменчивостью поясов растяжения и возрастными рубежами, соответствующими смене кинематики литосферных плит Евразийской, Тихоокеанской и Кула. С этими же рубежами в ряде случаев связано возникновение новых ветвей вихревых структур. При этом в некоторых из них пропагейтинг зон раздвига происходил в существенно ином направлении по сравнению с направлением раскрытия бассейна на предыдущем этапе эволюции. Пространственно-временная неустойчивость океаногенеза и вихреобразный тип раскрытия свойственен, таким образом, как бассейнам Северной Атлантики, так поясам растяжения в пределах Тихоокеанской области сближения плит.

Ранее в континентальной литосфере были установлены вихревые системы [5], сходные по конфигурации с океанскими. Пространственно-временная неустойчивость океаногенеза, широкое распространение разноранговых вихревых структур океанской и континентальной литосферы, комплекс геолого-геофизических данных позволяют сделать вывод, что мантия Земли, так же как и другие ее оболочки – водная и воздушная, характеризуется разнообразием движений: вихревых, поступательных, волновых. Вихревые движения в мантии несравнимо более медленные, чем во внешних оболочках, но их природа во всех случаях оказывается сходной. Природа ряда геодинамических феноменов может быть истолкована именно с позиций вихревого движения.

Так, при пропагейтинге вращение разноранговых блоков коры, обусловленное спецификой этого движения, приводит к тому, что возникает разнопорядковая структурная кулидность (сегментация), являющаяся одним из наиболее ярких свойств как зон сочленения океан–континент, так и океанского ложа в целом. Возникновению сегментации способствует и та особенность перемещения вещества в вихревом потоке, что его скорость меняется от внутренней к внешней частям. Эти же явления приводят к расслоенности океанской коры на разных структурных уровнях. Развитие во времени и в пространстве асимметричного по своей

природе конвекционного мантийного вихря обуславливает структурную асимметрию океанских бассейнов.

Специфика вихревого движения может по-новому объяснить природу внутриплитного вулканизма. Он может быть обусловлен возникновением интенсивно закрученного вихря (аналога атмосферного смерча) в мантии, благодаря которому глубинное вещество транспортируется к подошве литосферы. Вихревые структуры как океанской, так континентальной литосферы можно рассматривать как свидетельство того, что ротационный фактор весьма значителен в геотектонике в силу того, что он, возможно, ответственен по крайней мере за определенную часть вихревой компоненты мантийной конвекции. Поскольку оболочки планеты имеют различную вязкость и другие физические характеристики, они вращаются вокруг центральной оси с различной скоростью, что эквивалентно возникновению течений в мантии. Неустойчивость последних порождает возникновение конвективных вихрей разного ранга, находящихся отражение в соответствующих вихревых структурах литосферы и особенностях их эволюции.

Работа выполнена при содействии программы фундаментальных научных исследований Президиума РАН «Мировой океан: геология дна, геодинамика, биология моря и экология».

Литература

1. Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука, 2003. 310 с.
2. Мирлин Е.Г. Фрактальная дискретность литосферы и геодинамика // Докл. РАН. 2001. Т.379, №379. С.231–234.
3. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 264 с.
4. Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Суцневская Н.М. Вихревые спрингговые системы в литосфере и верхней мантии океанов // Докл. РАН. 2005. Т.401, №4. С.1–4.
5. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 182 с.

Ф.П. Митрофанов¹, Т.Б. Баянова¹

Архейский Кейвский террейн Кольского коллизии – особая структура, длительно развивающаяся от протоплатформы к орогену

Кейвская структура по глубинному строению, осадочным, вулканическим и плутоническим формациям, по тектонике, метаморфизму и полезным ископаемым, а также по архейской истории геологического развития резко отличается от всех раннедокембрийских структур Кольской провинции и всего Балтийского щита. Ее воссоединение («амальгама-

¹ Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

ция») с окружающими структурами раннедокембрийского Кольского коллизии произошло только в самом конце архея, что позволяет ее считать реальной террейновой (чужеродной, аллохтонной) составляющей сложного коллажного ансамбля [7].

Основу строения Кейв, ее осадочно-вулканогенных и интрузивных протолитов, составляют кислые и средние вулканы лебяжинской толщи, терригенно-хемогенные зрелые дифференцированные седименты кейвской серии из трех свит (червуртской, выхчуртской и песцовотундровской), габбро-анортозиты и монцодиориты, щелочные граниты и сиениты, многочисленные протяженные дайки и силлы основного состава.

Лебяжинская толща мощностью более 1000 м залегает полого несогласно, чаще с тектоническим контактом, на мигматитах комплекса основания. Толща сложена кислыми повышенной щелочности и железистости метавулканитами дацит-риолитового состава и метаандезитами, в значительной степени превращенными при метаморфизме в мелкозернистые лептитоподобные биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы. Местами в кислых породах сохраняются реликты кварцевых порфиров, пологих пластовых вулканических построек, текстурные формы туфов, агломератов, миндалинов, шаровых образований. Все исследователи согласны с хорошо обоснованным выводом Д.Д.Мирской [5] о том, что вулканы лебяжинской толщи относятся к субсеквентным, сформировавшимся в субаэральных условиях.

Высокоглиноземистые – железистые, кремнистые, углерод- и карбонатсодержащие породы кейвской серии общей мощностью до 1000 м, представленные сейчас дистеновыми, силлиманитовыми, ставролитовыми, гранатовыми и прочими сланцами, а также кварцитами – это, по данным И.В.Белькова [4], метаморфические производные платформенных осадков и переотложенных кор выветривания.

Габбро-анортозиты и когенетические с ними породы группы монцодиоритов [6] слагают довольно крупные (до 200 км²) тела по периферии Кейвской структуры. Они обычно имеют тектонические контакты. Встречаются эти породы и в виде даек. Габбро-анортозиты интенсивно расщеплены и метаморфизованы, изофациально с вмещающими супракрустальными толщами в условиях амфиболитовой фации. Соответственно, базиты превращены в (гранат) – плагиоклазовые амфиболиты, и только в центральных частях их тел сохраняются магматические минералы и структуры.

Щелочные граниты с эгирином, арфведсонитом, рибекитом, а также щелочные сиениты, в том числе нефелиновые, относятся к анорогенному А-типу и слагают крупные (более 1000 км²) массивы, в основном, на южной и западной перифериях Кейвской структуры [10]. Описываются активные контакты их с кейвскими вулканогенно-осадочными породами [1], которые считаются их кровлей, но обычно контакты массивов тектонизированы, и породы интенсивно огнейсованы, вплоть до образования щелочных ортогнейсов. Массивы этих пород характеризуются пла-

сто-плитообразной формой, гармоничной со складчато-надвиговой структурой рамы.

Кейвская структура характеризуется обильным проявлением дайкового магматизма [9]. Среди роев даек и силлов есть и плагиопорфириды, породы которых сопоставляются с габбро-анортозитами. Тела этих пород, нередко имеющие секущие контакты и зоны закалки, также участвуют в общей складчатой структуре Кейв.

Гармоничны с общим структурно-метаморфическим ансамблем Кейв отдельные сохранившиеся породы песцовой свиты в хребте Серповидный, коррелируемой с ятулием нижнего протерозоя, а также смятые в складки дайки раннего протерозоя.

Такой характер деформаций и регионального метаморфизма свидетельствует об участии всех вышеохарактеризованных пород платформенного типа в орогенных складчато-надвиговых деформациях, сопровождаемых региональным метаморфизмом повышенного давления амфиболитовой фации [8]. Это же позволяло ранее геологам считать большинство этих пород нижнепротерозойскими.

В настоящее время длительная, архей-раннепротерозойская (2870–1700 млн лет) история кейвских образований датируется изотопными измерениями магматических и метаморфических минералов, а также рубидий-стронциевыми и калий-аргоновыми данными.

Архейские цифры в интервале 2870–2600 млн лет получены U/Pb методом для магматических цирконов из вулканитов лебяжинской серии, щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов, габбро-анортозитов и монцогаббро [2]. Раннепротерозойские определения получают U/Pb методом для метаморфогенных цирконов, титанитов (сфенов), циркона из амазонитовых пегматитов, а также Rb/Sr, Pb/Pb и K/Ar методами по породам и минералам [3]. Имеются также отдельные архейские определения для пород лебяжинской серии, полученные Rb/Sr методом [2].

Таким образом, главные плутонические и осадочно-вулканогенные процессы в Кейвском террейне происходили в конце архея в условиях протоорогенных и протоплатформенных. Основные же коллизионные явления – складчато-надвиговые и высокобарные региональные метаморфические с образованием щелочных ортогнейсов, метаморфогенных месторождений, реоморфических амазонитовых гранитов и пегматитов – связываются с раннепротерозойскими – карельской и свекофенской эпохами.

Работа выполнялась в рамках общих исследований Кольской научной школы – НШ-2305.2003.5, по Программе ОНЗ РАН – 6.6, по проекту РФФИ – №№ 04-05-64059 и 04-05-64179.

Литература

1. *Батиева И.Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1976. 224 с.
2. *Баянова Т.Б.* Возраст репейных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.

3. *Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др.* Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты, 2002. 53 с.
4. *Бельков И.В.* Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 320 с.
5. *Мирская Д.Д.* // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты: Кол.фил. АН СССР, 1975. С. 23–35.
6. *Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И., Баянова Т.Б. и др.* // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2000. С. 46–50.
7. Прогнозная модель глубинного строения района заложения геофизического профиля «2» на востоке Кольского полуострова / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 2000. 49 с.
8. *Петров В.П.* Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 325 с.
9. *Снятков А.Б., Ремизова А.М., Баржицкий В.В.* // Рои мафических даек как индикаторы эндогенного режима. Апатиты, КНЦ РАН СССР, 1989. С. 67–82.
10. *Zozulya D.R., Bayanova T.B., Eby G.N.* // J.Geology. 2005. V. 113. P. 601–608.

В.О. Михайлов¹, Е.П. Тимошкина¹

Геодинамическая модель формирования системы ороген – предгорный прогиб

В докладе представлены результаты детального численного моделирования процесса формирования предгорных прогибов на периферии компрессионных орогенов. Моделируется полный цикл формирования структур, включающий три стадии: растяжение с образованием прогиба на утоненной континентальной или океанической литосфере, формирование осадочного бассейна (в зависимости от величины растяжения это либо внутреннее море, либо пассивная континентальная окраина) и сжатие (континентальная коллизия), на которой собственно и формируется система ороген – предгорный прогиб. Численные результаты сопоставляются с данными по Большому Кавказу и Северному Предкавказью, включая данные о мощности земной коры, строении предгорных прогибов, скорости тектонического погружения, тепловом потоке, гравитационном поле и др.

Использованная в работе модель является дальнейшим развитием модели эволюции реологически расслоенной поверхностной оболочки Земли, которая включает осадочный слой, литосферу, астеносферу и часть верхней мантии ниже астеносферы [1, 2]. Эта модель позволяет рассчитать эволюцию тектонических структур, формирующихся в обстановках растяжения или сжатия, создаваемых внутриплитными или мантийными воздействиями. Детально моделируются не только тектонические движения, происходящие в литосфере под действием внешних тектонических сил (активные стадии), но и процессы восстановления механического и термического равновесия, нарушенного на активных стадиях (стадии релаксации). В частности показано, что восстановление

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

механического и термического равновесия, нарушенного на активных стадиях, сопровождается формированием в астеносфере маломасштабных конвективных течений. Конвективные течения воздействуют на подошву литосферы и создают в ней деформации растяжения и сжатия. Эти деформации происходят в течение длительного времени после окончания действия внешних сил и, хотя их скорость заметно ниже, чем на активных стадиях, они усложняют строение тектонических структур. Например, под действием маломасштабной конвекции формируются области погружения по обе стороны компрессионного орогена (предгорные прогибы). Численная модель показывает, что периодам внешнего сжатия в орогене должны соответствовать периоды относительного поднятия в предгорных прогибах (как минимум на их внутренних бортах), а после прекращения внешнего сжатия в прогибах должно возобновляться погружение. Таким образом, первое парное событие на кривых тектонического погружения: относительное поднятие, за которым следует этап быстрого погружения, маркирует первый этап регионального сжатия в орогене. На кривых погружения для Северного Предкавказья таких пар событий обнаруживается как минимум четыре [4]. Первое такое событие началось 39,5 млн лет назад, перед началом формирования майкопских отложений. Следовательно, региональное сжатие в Кавказском регионе началось перед майкопом и совпадало во времени с началом закрытия океана Тетис. Три последующие стадии произошли в периоды 16,6–15,8 млн лет (тархан), 14,3–12,3 млн лет (конк – ранний сармат) и 7,0–5,2 млн лет (понт). Нынешний период также очевидно является периодом активного сжатия.

На рисунке 1 приведены результаты численного моделирования. Параметры модели (мощность слоев, распределение плотности с глубиной) и параметры внешних воздействий (длительность фаз и величина растяжения или сжатия) были выбраны так, чтобы в результате моделирования получить структуру, близкую к имеющимся данным о развитии орогена Большого Кавказа и северокавказских прогибов. В начальный момент времени (200 млн лет назад) все границы модели горизонтальны. На первой активной стадии, длительностью 4 млн лет (200–196 млн лет назад), в области шириной 480 км происходит равномерное растяжение литосферы внешними силами. Максимальная скорость на краях области растяжения равнялась 7 мм/год, в результате за 4 млн лет: растяжение составило 56 км или 11,7%; мощность земной коры уменьшилась до 35,9 км; глубина сформировавшегося морского бассейна достигла 0,8 км. На фрагменте А представлен разрез верхней части земной коры к концу этапа растяжения. В процессе растяжения произошла деформация всех слоев литосферы, изотермы под бассейном поднялись вверх, распределение температуры стало нестационарным. В результате в литосфере и астеносфере возникли горизонтальные градиенты литостатического давления, связанные как с изменением температуры слоев (в модели учтена зависимость плотности пород от температуры), так и с изменением их

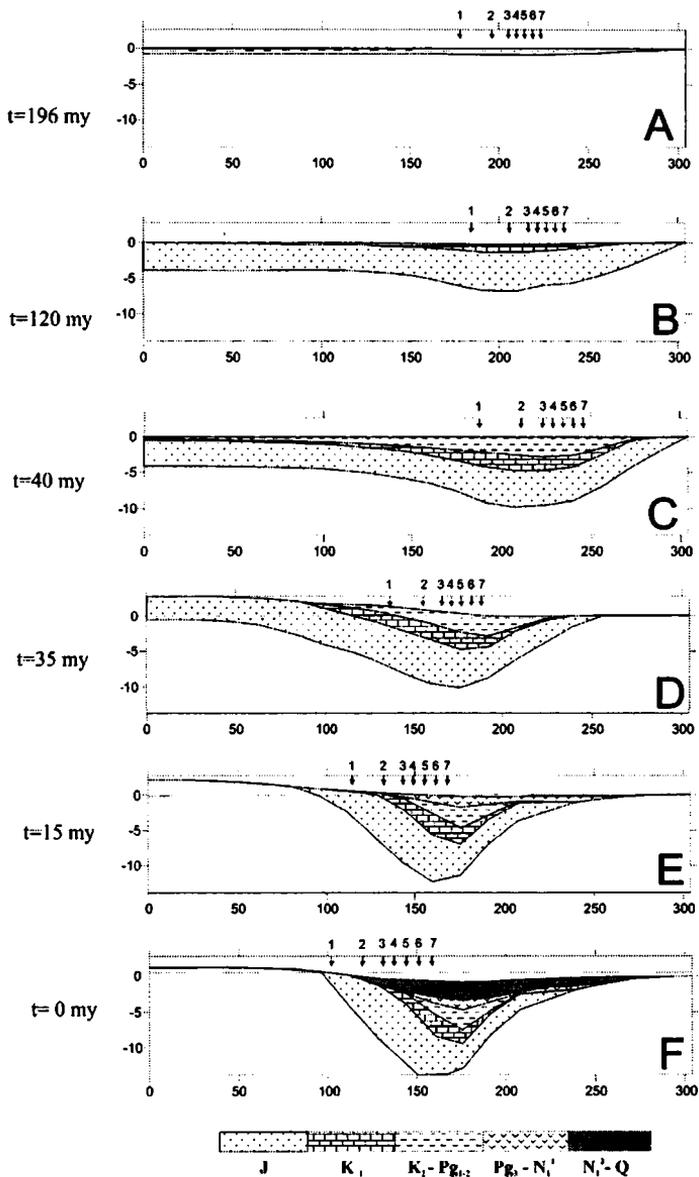


Рис. Пример численного моделирования процесса формирования системы ороген – предгорный прогиб

Изображены правая половина симметричной структуры. Центр области растяжения и последующего сжатия расположен слева. Разрез соответствует пересечению Большого Кавказа с юга (слева) на север (справа)

мощности (поскольку плотность пород возрастает с глубиной). По мере возрастания возмущений, в маловязкой астеносфере начинает развиваться маломасштабная конвекция, движения в астеносфере передаются в литосферу. В целом бассейн углублялся за счет трех процессов: термического погружения (подобно модели [3]), в результате заполнения депрессии осадочными породами и изостатического погружения под действием их веса и за счет дополнительного растяжения литосферы под действием маломасштабной конвекции в астеносфере. Горизонтальный размер конвективной ячейки близок к мощности астеносферы, поэтому, если ширина прогиба существенно превосходит мощность астеносферы, то конвекция в астеносфере охватывают не всю область растяжения, а только ее периферию – область перехода от растянутой литосферы осадочного бассейна к ненарушенной континентальной литосфере.

В результате область максимального погружения в осадочном бассейне смещается к его периферии, формируя здесь более глубокий прогиб (фрагменты В, С), а погружение оказывается значительно больше термического погружения [3], что, в частности, позволяет согласовать глубину осадочных бассейнов на периферии Атлантического океана с наблюдаемой величиной растяжения литосферы, подстилающей эти бассейны. Как и на пассивных континентальных окраинах, прогиб получается несимметричным, с более крутым внутренним и более пологим внешним бортами (фрагмент С).

Первая фаза внешнего сжатия (континентальной коллизии) было задана в интервале времени 39,5–36,0 млн лет (начало позднего эоцена), величина сокращения была равна 56 км, т.е. менее 10%. По мере роста деформаций конвективные течения в астеносфере перестраиваются. В центральной части формирующегося орогена под действием внешнего сжатия и маломасштабной конвекции происходит поднятие и размыв осадочных слоев, заполнявших геосинклинальный прогиб (фрагмент D). Окраина геосинклинального прогиба располагается в зоне растяжения над восходящим астеносферным потоком. Эта область входит в состав формирующегося предгорного прогиба. Стадия погружения по окончании первой фазы сжатия на Большом Кавказе, по нашему мнению, соответствует майкопу. (В приведенном примере к началу сжатия геосинклинальный прогиб полностью заполнился осадками, поэтому в процессе сжатия сформировался относительно высокий рельеф. Если предположить, что к началу сжатия бассейн имел глубину около 1 км, то рельеф после сжатия будет совсем незначительным.)

Второй раз внешнее сжатие к модели было приложено в интервале времени 16,6–15,8 млн лет (тарханский век среднего миоцена). На фрагменте Е видно, что депоцентр прогиба смещается от орогена в сторону стабильной области. Прилегающие к предгорному прогибу участки стабильной области постепенно вовлекаются в погружение и перекрываются слоями, выполняющими верхние осадочные горизонты предгорного прогиба. Внутренний борт прогиба становится круче, внешний борт –

выполаживается. По окончании сжатия прогиб погружается под воздействием маломасштабной конвекции в астеносфере и под действием веса заполняющих его осадочных толщ (фрагмент F). В этот период в орогене продолжаются небольшое сжатие и поднятие, которое компенсируется эрозией. Дальнейшие фазы сжатия (после 15,8 млн лет, тархан) нами не моделировались.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными по прогибам Северного Предкавказья. Модель объясняет глубину и асимметричное строение предгорных прогибов, скорость тектонического погружения, распределение теплового потока, гравитационные аномалии, хотя, конечно, выбранный сценарий значительно упрощен по сравнению с историей развития реального орогена.

Литература

1. Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П. Динамика эволюции поверхностной оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. №6, С. 30–37.
2. Мясников В.П., Михайлов В.О., Тимошкина Е.П. К вопросу о взаимодействии мантии с геологически расслоенной поверхностной оболочкой Земли // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 771–773.
3. McKenzie D.P. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth and Planetary Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–31.
4. Mikhailov, V.O., Panina, L.V., Polino, R., Koronovsky, N.V., Klavdieva, N.A., Kiseleva, E.A., Smolyaninova E.I. Evolution of the North Caucasus foredeep: constraints based on the subsidence curves analysis // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 361-380.

Н.И.Мишин¹, З.А. Степина¹

Роль механики и динамики в теории эволюции Земли и земной коры

Из классического определения известно, что механика это наука о движении масс и о воздействии сил в качестве причин или трансформации этих движений, вследствие чего происходят деформации – изменения величины или формы различных частей физических тел. Применительно к Земле и ее составным частям механика также изучает движение, но уже в геологической среде разных уровней и рангов, рассматривает изменение этой среды и ее составляющих. Основным результатом геомеханических процессов являются *осадконакопление* и *эрозия*, *магматизм* и *деформация* с образованием складчатых и разрывных структур. Какие же силы действуют в этой среде? В первую очередь – **гравитационные силы**, **сила тяжести** слагающих и представляющих эту среду горных пород. Она-то и выступает главной причиной движений в ли-

¹ Институт горной геомеханики и маркшейдерского дела (ВНИМИ), Санкт-Петербург, Россия

тосфере или изменения характера этих движений. Но литосфера сложена твердыми породами, и для возникновения в них деформаций необходим особый механизм – **реологические** преобразования под нагрузкой. В результате давления в них последовательно возникают сначала *пластические*, затем *хрупкие* деформации.

Из двух составных частей механики – **кинематики** и **динамики** – первая представляет для геологии достаточно отвлеченный интерес, поскольку не рассматривает природы действующих сил, а лишь характер движений. Напротив, **геодинамика** стала в геологии одной из наиболее интересных дисциплин и разделов, позволяя реконструировать процессы образования разнообразных деформационных структур в земной коре. Одинаково перспективна при этом в геодинамике как **статика**, поскольку большая часть вещества Земли пребывает в гидростатически равновесном состоянии, так и **кинетика**, из законов которой можно оценить и моделировать воздействие сил как причину движений геологических масс с изменением структур геологической среды.

Понятие геологической среды имеет несколько рангов, в том числе и глобальный. И он не ограничивается только земной корой, образованиями ее геологических периодов за 4,5 млрд лет. Земная кора, рассматриваемая как естественная переменная геомеханическая составляющая, циклически нагружающая еще более древний догеологический субстрат, взаимодействует с ним энергетически, по законам геомеханики, многократно и нелинейно усложняемым в природных эволюционных условиях. Вследствие этого взаимодействия возникают природные геодинамические явления – от появления зон ползучести в верхней мантии до хрупкого разрушения пород и разломообразования на разных уровнях глубинности литосферы. Межконтинентальные, континентальные и региональные ранги этой модели представляют область изучения литосферной тектоники в концепциях мобилизма и фиксизма, а более всего интересны для региональной геологии. Модель слоисто-блочного строения земной коры, принимаемая сейчас геофизиками, с наибольшим информационным эффектом может быть проинтерпретирована с геомеханических позиций, дающих ключ к объяснению этапности и цикличности эволюции уникального защитного панциря Земли. Считается, что земная кора является вторичной по отношению к первичнокристаллическим образованиям верхней мантии, так как ее происхождение связано с формированием в водной среде.

Но как сформировалась вторичная оболочка Земли, или земная кора? По мнению сторонников теории «литосферных плит», она образуется перманентно как путем приращения снизу из магматических очагов, так и сверху за счет разрушения той же магмы, но выходящей на поверхность [1].

Для лучшего понимания происходящих на Земле эволюционных процессов стоит обратиться к планетологии, которая в последние десятилетия достигла поразительных результатов в познании строения и параметров планет Солнечной системы. Мы знаем их размеры, скорости

движения и вращения, наклоны осей и орбиты, но самое главное – состав и строение слагающих их тела оболочек. Однако такой факт, как присутствие в одной системе совершенно различных по своим свойствам тел – твердых с вторичной атмосферой и газовых гигантов с расплавленным ядром и окружающей его первичной гелиево-водородной раскаленной оболочкой, относящихся соответственно к планетам внутренней и внешней групп, в астрономической и геологической науках практически не обсуждается! На этот счет высказано две точки зрения. Первая – так было изначально, т.е. планеты сформировались из тяжелых (те которые твердые сейчас) и легких (газовые гиганты) элементов. И вторая – с ближайших к Солнцу планет в результате его эволюции (выбросом лишней энергии) сорвана первичная оболочка, что привело к охлаждению дифференциации и кристаллизации расплавленного ядра планеты. Именно с этого момента мы и хотим начать обсуждение проблемы, связанной с эволюцией планеты Земля в Солнечной системе [2].

Следствием потери первичной оболочки, происшедшей 4,5 млрд лет тому назад, стала контракция – постепенное охлаждение, кристаллизация и дифференциация раскаленного ядра планеты, в итоге с полным отвердением и сокращением объема до современных параметров. На рубеже 4,4–4,3 млрд лет происходит окончательное превращение Земли в твердое тело, напоминающее расслоенный интрузив, в верхней части (~200 км) дифференцированный на серогнейсовую (гранитную), перидотитовую и эклогитовую оболочки. При затвердевании Земли на достаточно значительную глубину произошло разделение ее поверхностного слоя (по системам контракционных трещин) на крупные глобальные геоблоки. На первичной геосфере выделилось шесть равновеликих меридиональных геоблоков, которые составили стройную равновесную геодинамическую систему, а их согласованные вертикальные движения относительно друг друга определили в последующем весь ход эволюции земной коры. Эти блоки до настоящего времени сохраняют в целом свое местоположение, отчетливее всего выраженное в положении платформ (рисунок).

Главным следствием допущения, что Земля по завершении фазы контракции была разбита на равноценные по значению и по площади блоки, в последующем ставшими блоками платформенными, является возможность реконструкции геодинамических подвижек этих блоков, анализ их геодинамического поведения. Именно на их примере возможно проследить характер движений, судить о подъеме или опускании платформенных частей земной коры. Исходим из простейшего, бесспорного и всем понятного принципа теории литогенеза; если осадки накапливаются, значит идет опускание бассейна осадконакопления. Напротив, если осадки определенного возраста отсутствуют, то одно из двух – либо они были впоследствии эродированы, либо вообще не отлагались. В том и другом случаях соответствующий блок должен был испытывать поднятия. На протяжении почти 4,5 млрд лет эволюционного развития Земли, в ходе которого была сформирована земная кора мощностью от 70 до 30 км, выде-

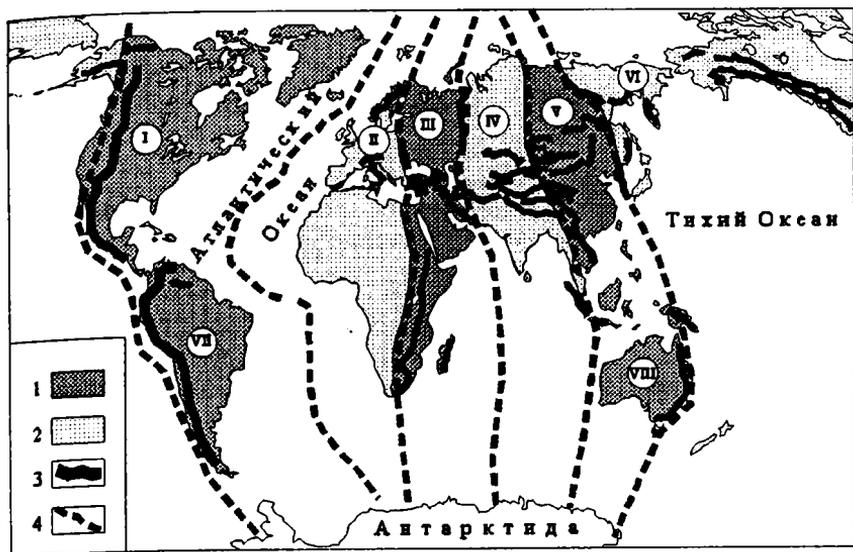


Рис. Схема современного расположения платформ на первичных геоблоках Земли (в Южном полушарии большая часть платформ скрыта под водами океанов)

1/2 – платформы: 1 – древние (I – Северо-Американская, III – Восточно-Европейская и часть Африканской, V – Восточно-Сибирская, VII – Южно-Американская, VIII – Австралийская), 2 – молодые (II – Западно-Европейская и часть Африканской, IV – Западно-Сибирская, VI – Северо-Восточная); 3 – горные системы; 4 – предполагаемые границы между первичными геоблоками Земли

ляется семь крупных этапов, соответствующих одному, реже двум геологическим периодам (архей, протерозой, рифей, венд–силур, девон–триас, юра–мел и палеоген–неоген). За это время закономерно менялся геодинамический режим глобальных структурных единиц – платформ.

На первых пяти этапах – от архея до нижнего триаса включительно – геодинамика смежных платформ определялась алгоритмом разнонаправленных вертикальных движений, осуществляемых по краевым сбросам мантийного заложения. В последующие мезозойский и кайнозойский этапы геодинамический алгоритм сменился на длительное одновременное опускание смежных платформ, чередующееся с более кратковременным, но одновременным же их подъемом. Именно реализация движений по алгоритму второго типа привела к образованию в пограничных областях платформ в мезозойское время меридиональных горных систем, а в кайнозое – океанов. Сформировавшаяся земная кора – лишь незначительная по объему часть Земли. Но именно эта часть и есть ее сущность, то, что отличает нашу планету от других планет Солнечной системы.

Для каждого платформенного блока в процессе накопления чехла обязательна следующая последовательность геологических процессов.

Осадконакопление в геодинамическом режиме опускания платформы по образующимся под нагрузкой разломам. Реологические процессы в верхней мантии и проникновение магматических масс из нее в накопленную толщу. Складкообразование и образование новых разрывных нарушений рудоконтролирующего, в том числе, характера, с формированием месторождений в зонах приразломного растяжения. Завершается этап подъемом платформы и эрозией части накопившегося чехла, начавшейся в результате процесса **релаксации**, т.е. возвращения в состояние термодинамического равновесия макроскопической системы, выведенной из такого состояния под действием гравитации.

Эта схема универсальна и выдерживается в процессе эволюции земной коры на каждом из этапов эволюции. В этих процессах имеет место взаимодействие двух геологических сред – это верхней мантии и земной коры – среды, образованной позднее, в ходе вторичного, преимущественно осадочного процесса. Налицо проникновение среды нагружаемой в среду нагружающую и переход материала субстрата в осадочный покров или чехол сначала архейского и далее до неогенового возраста. И уж если говорить об энергии взаимодействия, она будет механической природы, а в более узком определении – геодинамической природы, т.е. той механики, которая приводит к движению масс, на этот раз – геологических масс.

Литература

1. *Леонов М.Г., Леонов Ю.Г.* О понятии «консолидированная кора» и ее границах // Литосфера. 2000. №4. С.3–21.
2. *Мишин Н.И., Степина З.А.* Платформенный панцирь Земли. СПб.: Тема, 2000. 200с.

Ш.А. Мухамедиев¹, Т.П. Белоусов¹, А.Н. Гальбин¹

Реконструкция полей палеонапряжений по трещиноватости осадочных пород

Сведения о напряженном состоянии (НС) земной коры в прошлые геологические эпохи получаются на основе изучения натуральных палеоиндикаторов напряжений, в основном, из анализа различного рода структур разрушения и форм залегания геологических тел. При этом наиболее достоверной является информация об ориентации осей палеонапряжений, две из которых, как правило, субгоризонтальны. Эти оси соответствуют направлениям действия максимального S_{\max} и минимального S_{\min} горизонтальных сжимающих напряжений. Величины S_{\max} и S_{\min}

¹ Институт физики Земли РАН (ИФЗ), Москва, Россия

без ограничительных предположений чаще всего реконструированы быть не могут. Таким образом, результатом локальных палеореконокструкций является лишь картина осей S_{\max} и S_{\min} , дискретно и нерегулярно распределенных по пространству. Казалось бы, что на основе методов математического моделирования такая неполная картина может быть преобразована в сплошное двумерное поле палеонапряжений. Этому, однако, препятствует утеря информации, необходимой для традиционного моделирования.

Во-первых, расчет НС по стандартным методикам требует задания граничных напряжений. Но оценки даже современных движущих сил различаются на порядок величины. В случае палеонапряжений, когда нет данных о геофизических полях соответствующего возраста и отсутствует возможность инструментальных замеров, положение усугубляется: оценки движущих сил и, следовательно, величин граничных напряжений становятся попросту недостоверными. В свою очередь, это ведет к ненадежности определения полей напряжений даже в гипотетическом случае наличия кондиционных данных об ориентации осей S_{\max} и S_{\min} всюду в исследуемой области [1, 2].

Во-вторых, неизвестны пространственные распределения плотности и мощности литосферы в прошлом. В модели двумерного (горизонтального) НС эти неоднородные распределения выступают как источник объемных горизонтальных сил f . Последние входят в уравнения равновесия и непосредственно влияют на расчетные напряжения.

Неклассический подход к построению двумерного поля палеонапряжений в упругой литосфере, развиваемый нами, использует исходные данные о дискретных ориентациях осей S_{\max} непосредственно как входную информацию и позволяет преодолеть отмеченные трудности. Технические детали подхода в приложении к задачам механики, геодинамики и палеогеодинамики подробно рассмотрены в наших работах [2-4]. Поэтому остановимся здесь кратко на основных идеях. Используются комплексно сопряженные пространственные переменные $z = x_1 + ix_2$, $\bar{z} = x_1 - ix_2$ (x_1, x_2 - декартовы координаты), а поле плоского тензора палеонапряжений представляется совокупностью трех скалярных полей: максимального касательного напряжения $\tau_{\max}(z, \bar{z}) = (S_{\max} - S_{\min})/2$, среднего напряжения $P(z, \bar{z}) = -(S_{\max} + S_{\min})/2$ и угла наклона $\varphi(z, \bar{z})$ оси S_{\max} к положительному направлению оси x_1 . Функция φ определяет поле траекторий главных палеонапряжений (ТПП). Если потенциал F объемных сил ($f = \text{grad } F$) гармоничен ($\Delta F = 0$), то, обобщая формулы Колосова-Мусхелишвили [5], для упругой литосферы функции P , τ_{\max} и φ можно выразить через две голоморфные функции $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ (упругие потенциалы) в виде

$$\tau_{\max} e^{-2i\varphi} = \bar{z} \Phi'(z) + \Psi(z), P^* = 2 \text{Re } \Phi(z), (P^* = P + F). \quad (1)$$

Потенциалы $\Phi'(z)$, $\Psi(z)$ аппроксимируются полиномами n -ной степени от z , коэффициенты которых и являются искомыми величинами. Для

их определения составляется переопределенная система линейных алгебраических уравнений из условий совпадения расчетного и экспериментального углов φ в N точках, где определена ось S_{\max} , и условия нормировки для функции τ_{\max} . В итоге поле φ , (а, значит, и ТГП) определяется однозначно, функция τ_{\max} – с точностью до положительного постоянного множителя, а функция P^* , дополнительно к этому, – с точностью до аддитивной постоянной. Другими словами, искомые функции реконструируются с точностью до линейных преобразований

$$\varphi \rightarrow \varphi, \tau_{\max} \rightarrow a \tau_{\max}, P^* \rightarrow a P^* + b, (a > 0). \quad (2)$$

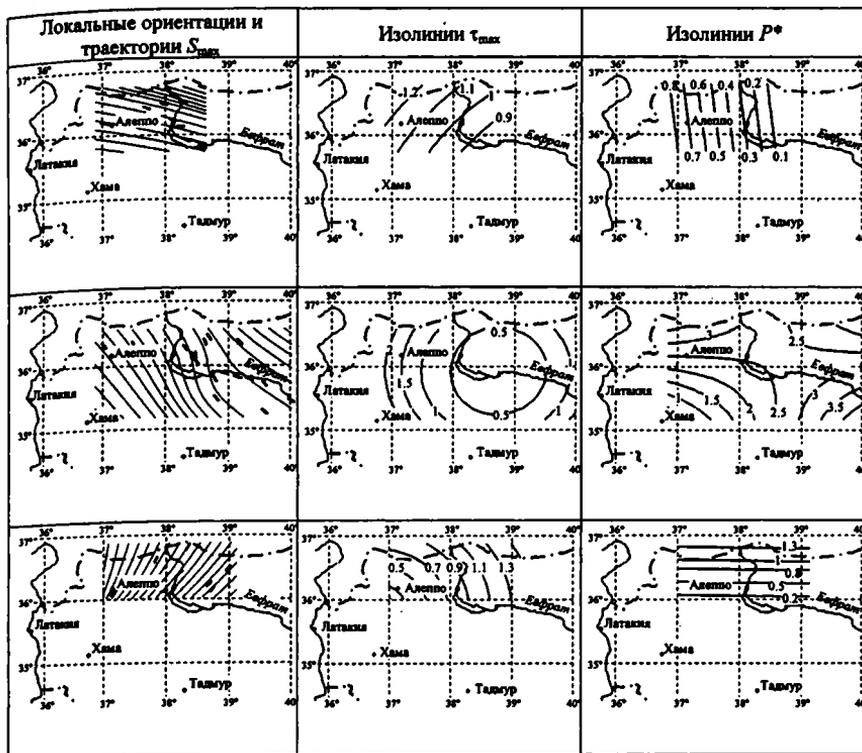
Таким образом, для упругой литосферы подход позволяет реконструировать непрерывные поля тензора палеонапряжений без обращения к граничным условиям. При этом реально действовавшие в прошлом объемные силы отражены в ориентациях S_{\max} , а поле τ_{\max} рассчитывается по ориентациям S_{\max} без привлечения этих сил, если они имеют гармонический потенциал. Поэтому определяемое поле девиатора палеонапряжений автоматически и корректно учитывает неизвестные палео неоднородности плотности и мощности литосферы. Если функция φ негармонична, то соотношения (2) представляют наиболее общее преобразование поля напряжений, не затрагивающее ТГП в упругой области. Произвол решения, отраженный в преобразованиях (2), является неустранимым, если не выдвигать существенных дополнительных предположений.

Развиваемый подход выдвигает определенные требования к исходным данным. Необходимо, чтобы имелась возможность выделения таких совокупностей индикаторов палеонапряжений, каждая из которых относится к определенной фазе тектонического развития. Помимо этого, интерпретация этих индикаторов должна быть корректной с тем, чтобы реконструируемые элементы палеонапряжений не противоречили условиям равновесия геофизической среды. Отмеченным требованиям удовлетворяет, в частности, реконструкция палеонапряжений по трещиноватости осадочных горных пород, которая основана на модели зарождения первичной трещиноватости по механизму локализации пластических деформаций в узких слоях, зарождающихся при диагенезе осадков [6].

На основе собственных данных о трещиноватости осадочных пород и интерпретации их в терминах ориентации S_{\max} , мы применили подход к реконструкции эволюции полей палеонапряжений в различных регионах. В таблице показаны результаты расчетов для северной части Аравийской платформы (Сирии).

В первой строке таблицы представлено поле палеонапряжений для позднего олигоцена–раннего миоцена (число N локальных реконструкций оси S_{\max} равно 9), во второй – для позднего миоцена ($N=17$), в третьей – для плиоцена ($N=8$). Результаты показывают, что траектории максимального сжатия, начиная с конца олигоцена–начала миоцена, разворачивались от ЗСЗ до СВ направления, которое они приобрели в плиоце-

Таблица.



не. В течение этого же периода развития поле максимального касательного напряжения характеризовалось непрерывным смещением минимума τ_{\max} с востока на запад. Изолинии P^* изменились по простиранию с субмеридиональных на субширотные, причем в конце миоцена поверхность P^* приобрела седлообразную форму, характерную для гиперболического параболоида. В этот период происходило вспарывание с юга на север Левантского разлома, находящегося к западу от Алеппского поднятия. Не исключено, что субширотное перемещение минимума τ_{\max} связано с этим процессом.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, фундаментальной программы №5 ОНЗ РАН и Австралийского проекта MNRF «ACCESS».

Литература

1. Мухамедиев Ш.А., Галыбин А.Н. Прямой подход к определению региональных полей напряжений (на примере Западно-Европейской, Северо-Американской и Австралийской платформ) // Физика Земли. 2001. № 8. С. 23–41.

2. *Mukhamediev Sh.A., Galybin A.N., Brady B.H.G.* Determination of stress fields in the elastic lithosphere by methods based on stress orientations // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. In print, Available online 13 June 2005, doi:10.1016/j.ijrmms.2005.04.008.
3. *Galybin A.N., Mukhamediev Sh.A.* Determination of elastic stresses from discrete data on stress orientations // International Journal of Solids and Structures. 2004. V. 41. P. 5125–5142.
4. *Мухамедиев Ш.А., Галыбин А.Н., Белоусов Т.П.* От дискретных ориентаций главных осей палеонапряжений к реконструкции полей палеонапряжений в упругой литосфере // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 101–105.
5. *Мухелишвили Н.И.* Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука, 1966. 707 с.
6. *Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 325 с.

Ш.А. Мухамедиев¹, А.Н. Галыбин¹

Напряженное состояние в районе желоба Сунда и механизм возникновения разрывов землетрясений 26.12.04 и 28.03.05 у о-ва Суматра

Землетрясения 26 декабря 2004 г. (магнитуда $M_w=9,3$, координаты эпицентра $3,^{\circ}\text{N}$, 96.0°E , глубина $h\approx 30$ км [1]; около 300 000 жертв вследствие цунами на побережье Индийского океана) и 28 марта 2005 г. ($M_w=8,6$, $2,1^{\circ}\text{N}$, $97,0^{\circ}\text{E}$, $h\approx 30$ км [1]; более 1 000 погибших) в районе желоба Сунда западнее о-ва Суматра, подтверждают мнение о том, что поиск факторов, контролирующих возникновение сильнейших землетрясений в островных дугах, является важнейшей задачей сейсмологии. В настоящей работе мы в качестве главного фактора, влияющего на возникновение отмеченных землетрясений, рассматриваем напряженное состояние (НС).

В районе желоба Сунда Индийская и Австралийская плиты (далее Индо-Австралийская плита, ИАП) погружаются под Евразийскую плиту (ЕАП), представленную здесь плитами Бирма и Сунда (рис. 1). В отличие от кинематики плит, которая в регионе изучена достаточно полно, сведения о НС существенно беднее. Экспериментальная информация представлена данными о типе НС и об ориентации главных осей горизонтальных напряжений T_1 , T_2 ($T_1 < T_2$; напряжения сжатия положительны), содержащимися в мировой базе данных WSM [2]. Данные пространственно дискретны и не позволяют судить о величинах напряжений (см. рис. 1).

Для расчета поля напряжений мы, предполагая ИАП и ЕАП упругими плитами (с разными, вообще говоря, модулями), использовали прямой подход, основанный на экспериментальных данных об ориентации T_2 как на единственной входной информации. Суть подхода, подробно описанного в работах [3, 4], состоит в следующем. Три функции горизон-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

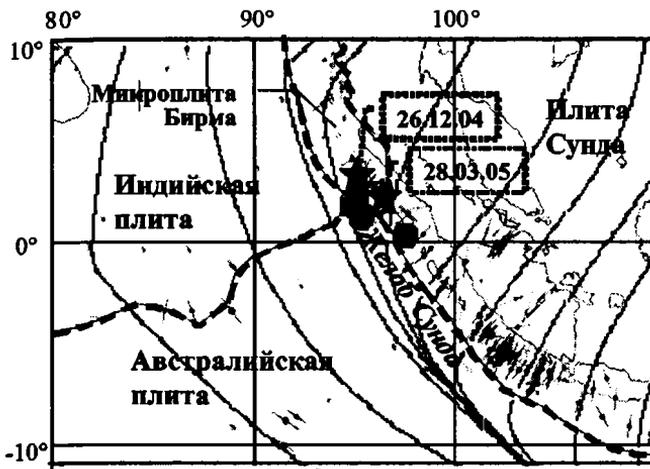


Рис. 1. Геометрия плит, локальные ориентации максимального сжимающего напряжения T_2 (по [2]) и расчетные траектории T_2 , местоположения минимальных вдоль желоба Сунда значений τ_{\max} (кружки) и P (квадраты) в районе эпицентров землетрясений 26.12.04 и 28.03.05 (звездочки)

тальных декартовых координат x_1, x_2 – среднего напряжения $P = (T_1 + T_2)/2$, максимального касательного напряжения $\tau_{\max} = (T_2 - T_1)/2$ и угла φ между осями T_2 и x_1 – в совокупности определяют поле горизонтального тензора напряжений. На основе общего решения плоской задачи теории упругости эти функции представляются в виде $P = -2 \operatorname{Re} \Phi(z)$, $\tau_{\max} e^{-2i\varphi} = z \Phi'(z) + \Psi(z)$, где $z = x_1 + ix_2$, $\bar{z} = x_1 - ix_2$, а $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ являются голоморфными функциями. Потенциалы $\Phi'(z)$, $\Psi(z)$ аппроксимируются полиномами n -ной степени от z (разными для ИАП и ЕАП), коэффициенты которых и являются искомыми величинами. Для их определения составляется переопределенная система алгебраических уравнений из условий: 1) совпадения расчетного и экспериментального углов φ в точках замеров напряжений, 2) непрерывности вектора напряжений в n_b точках сопряжения на траектории желоба, 3) условия нормировки для функции τ_{\max} .

Задача решалась для различных показателей полиномов n и для различного числа n_b точек сопряжения. Результаты численного решения слабо изменялись при варьировании n ($n < 5$) и n_b ($n_b < 168$). На рис. 1 показаны результаты расчетов для $n=4$ и $n_b=167$. Следует отметить, что функция φ , а, следовательно, и траектории главных напряжений определяются однозначно, а поля τ_{\max} и P – с точностью до линейных преобразований $\tau_{\max} \rightarrow a\tau_{\max}$, $P \rightarrow aP + b$, где a ($a > 0$) и b – произвольные постоянные. Поле полного тензора напряжений T получается при добавлении к полученному решению литостатического напряжения, обусловленного весом пород и боковым распором. Эта процедура не влияет на горизонтальные поля траекторий и τ_{\max} .

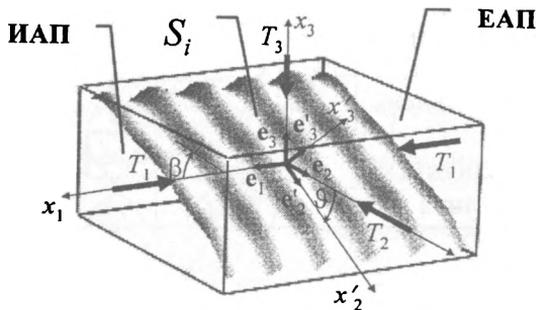


Рис. 2. Геометрия сейсмогенной поверхности S_i , разделяющей блоки ЕАП и ИАП, системы координат и ориентация главных напряжений

Устойчиво выявляются следующие свойства НС: (1) вблизи желоба траектории T_2 субнормальны, а, следовательно, траектории T_1 приблизительно тангенциальны к его простиранию (см. рис. 1); (2) пониженные значения τ_{\max} формируют область, вытянутую вдоль желоба и секущую его рядом с эпицентрами землетрясений 26.12.04 и 28.03.05; (3) вдоль желоба (как со стороны ЕАП, так и со стороны ИАП) τ_{\max} и P достигают минимальных значений вблизи эпицентров землетрясений 26.12.04 и 28.03.05 (см. рис. 1).

Особенности НС позволяют судить о механизме зарождения землетрясений 26.12.04 и 28.03.05. Их эпицентры приурочены к наименее напряженному участку, характеризующемуся пониженными значениями напряжений T_1 , T_2 (как со стороны ЕАП, так и со стороны ИАП), т.е. на возникновение землетрясений оказывает влияние не только нормальное к простиранию желоба напряжение T_2 , но и тангенциальное напряжение T_1 .

Если бы наклонная сейсмогенная поверхность S_i взаимодействия надвигающейся и пододвигающейся плит была гладкой, то напряжение T_1 , будучи параллельным этой поверхности, не оказывало бы влияния на напряжения, действующие на S_i . Следовательно, принципиальную роль в зарождении разрывов землетрясений играют шероховатости поверхности S_i . Они возникают на S_i вследствие пододвигания под ЕАП топографических неровностей поверхности ИАП.

Геометрия поверхности S_i , координатные оси и соответствующие им орты, а также ориентация главных напряжений T_1 , T_2 по отношению к S_i изображены на рис. 2. Для простоты тангенциальное напряжение T_1 принято одинаковым для обоих блоков. Угол наклона S_i к горизонту, $\vartheta(x_2)$, является суперпозицией генерализованного угла наклона плиты и вариации этого угла вследствие неоднородности топографии морского дна на ИАП. Вариации наклона S_i вдоль простирания желоба обозначим через $\beta(x_1)$. Тогда вектор \mathbf{n} единичной нормали к S_i и действующие на S_i безразмерные нормальное напряжение t_n и вектор касательного напряжения \mathbf{t} , представятся в виде

$$\mathbf{n} = -\sin\beta \mathbf{e}_1 + \cos\beta(\sin\vartheta \mathbf{e}_2 + \cos\vartheta \mathbf{e}_3), \quad t_n = \mathbf{n} \cdot \mathbf{T} \cdot \mathbf{n} = T_1^* + B \cos^2\beta,$$

$$\tau_{\tau} = \mathbf{n} \cdot \mathbf{T} - t_n \mathbf{n} = B \cos\beta \sin\beta (\sin\beta \mathbf{e}_1 + \cos\beta \mathbf{e}'_3) + (T_2^* - 1) \cos\beta \sin\vartheta \cos\vartheta \mathbf{e}'_2, \quad (1)$$

$$B = (T_2^* - T_1^*) - \cos^2\vartheta (T_2^* - 1).$$

Здесь $T_i^* = T_i / T_3$, $i=1, 2$, T_3 – вертикальное главное напряжение.

В качестве условия зарождения разрыва рассматривается критерий Кулона-Амонтона $|t_{\tau}| = \mu t_n$, где μ – коэффициент трения. Наиболее изменчивым по величине является напряжение T_2^* , которое в течение сейсмического цикла увеличивается от значения $T_2^* \approx 1$ (в гипотетическом случае полного снятия касательных напряжений вдоль падения поверхности S_i) до критического значения $T_{2(c)}^*$, реализующегося при выполнении критерия Кулона-Амонтона. Расчеты по формулам (1) показывают, что условие близости величин $T_{2(c)}^*$ и T_1^* (вытекающее из малости τ_{\max} в эпицентре землетрясений) и условие $T_{2(c)}^* > T_1^* > 1$ (необходимое в силу надвигового характера НС) обеспечиваются при $\mu \approx 0,1 \div 0,2$ (что соответствует оценкам μ для некоторых зон субдукции) и $T_1^* \approx 1,1 \div 1,5$. В этом диапазоне параметров μ , T_1^* при среднем значении $\langle \beta^2 \rangle = 0,05$ минимум $T_{2(c)}^*$ по углу ϑ , $T_{2(c, \min)}^*$, достигается в интервале $\vartheta \approx \pi/6 \div \pi/4$. Наличие шероховатостей с такими углами падения вызовет подвижку при достижении напряжением $T_{2(c)}^*$ значения $T_{2(c, \min)}^*$. Определенный в модели диапазон напряжений $T_1^* \approx 1,1 \div 1,5$ и известная глубина гипоцентра ($h \approx 30$ км) позволяют оценить горизонтальные напряжения на этой глубине. При плотности $\rho \approx 2,65 \text{ г/см}^3$ имеем $T_1 \approx T_2 \approx (9 \div 12) \cdot 10^2$ МПа.

Итак, первоначальная подвижка, приводящая к неустойчивому динамическому распространению разрыва по латерали вдоль поверхности субдукции S_i (на ≈ 1200 км при землетрясении 26.12.04 [1]), возникает в месте пониженных значений тектонических напряжений вследствие локального увеличения угла ϑ . Это увеличение возникает из-за шероховатостей на S_i , наличие которых в модели не постулируется, а является прямым следствием рассчитанного НС. Роль осадков, температурного и флюидного режимов в зоне субдукции сводится в модели к эффективному понижению коэффициента трения μ .

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, ОНЗ РАН (фундаментальная программа №5) и программы MNRF «ACCESS».

Литература

1. Lay T., Kanamori H., Ammon C.J. et al. The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004 // *Science*. 2005. V. 308. P. 1127-1133.
2. Reinecker J., Heidbach O., Tingay M., Connolly P., Müller B. The 2004 release of the World Stress Map (2004, available online at www.world-stress-map.org).
3. Galybin A.N., Mukhamediev Sh.A. Determination of elastic stresses from discrete data on stress orientations // *International Journal of Solids and Structures*. 2004. V. 41. P. 5125-5142.
4. Mukhamediev Sh.A., Galybin A.N., Brady B.H.G. Determination of stress fields in the elastic lithosphere by methods based on stress orientations // *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. In print, Available online 13 June 2005, doi:10.1016/j.ijrmms.2005.04.008.

Тектоника и магматизм раннего докембрия

1. Комплексное геологическое, петрографическое, геохимическое, петрофизическое, металлогеническое исследование раннедокембрийских (3,7–1 млрд. лет) образований земной коры различных регионов позволило разработать концепцию эволюции раннедокембрийской земной коры [1]. Земная кора в раннем докембрии образовалась путем «единства и борьбы» стадий океанизации и континентализации. Океанизация – преобладающее развитие мафического магматизма и изохимического метаморфизма. Осадконакопление играло подчиненную роль, возрастающую во времени. Древнейшая континентальная кора – это кора океаническая, прошедшая региональную гранитизацию. Два главных фактора определяют образование раннедокембрийской земной коры: гравитационная дифференциация и нарушающий ее привнос эндогенного вещества и тепла по зонам разломов в результате центробежных сил вращения Земли. Тектоника и магматизм, сопровождаемые метаморфизмом, развивались во взаимосвязи следующим образом.

2. Формации океанической стадии. Наиболее древними образованиями являлась протоофиолитовая ассоциация. В ее состав входят регионально развитые основные кристаллические сланцы, небольшие тела габброидов и гипербазитов и сопровождающие их (в подчиненном количестве) туфогенно-осадочные породы. Все породы метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Протоофиолитовая ассоциация представлена на всех континентах в древних ядрах. Примерами ее проявления являются образования Бугско-Днестровского блока, Украинский щит; Средневожского блока, фундамент Восточно-Европейской платформы; Лапландского, Мурманского, Колвицкого блоков, Балтийский щит; фрагменты Каларского, Курультинского, Джугджурского блоков, Алданский щит; участки в комплексе «гнейсы полуострова», Индостанская платформа; на побережье Антарктической платформы и др. Следующей является базальт-андезитовая формация метаморфизованная преимущественно в условиях амфиболитовой фации, превращенная в амфиболиты и гнейсы (так называемые серые гнейсы). Они широко представлены на всех континентах – на Балтийском, Алданском, Анабарском, Канадском, Гренландском, Австралийском щитах и др.

Формации континентальной стадии. Образования океанической стадии подверглись региональной гранитизации с возникновением чарнокитовой формации, формации гранат-кордиеритовых мигматит-гранитов, гнейсо-мигматит-плагиогранитовой, гнейсо-мигматит-гранитовой. Все они также широко представлены на всех щитах. Образованиям гранитоидных формаций предшествовало возникновение анортозитовой

¹ ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

формации по границе океанической и континентальной стадии. Например, Джугджурский массив Алданского щита. Все кислые породы континентальной стадии отличаются положительным характером *Eu* аномалии. С завершением континентальной стадии возникла первая континентальная кора двуслойного строения с «гранито-гнейсовым» и «базальтовым» слоями. По их границе выделена магнетитовая зона, проявленная на поверхности многих щитов в виде кварц-магнетитовых и кварц-силикат-магнетитовых пород, возникших при региональной гранитизации древнейших метабазитов. Тектонические структуры, сложенные породами перечисленных формаций океанической и континентальной стадий развития, являются мозаичными регионально развитыми структурами. В геофизических полях они проявляются мозаичным характером строения магнитного и гравитационного полей.

3. Стадия океанизации континентальной коры ознаменовалась образованием примитивной офиолитовой ассоциации. В ее состав входят формации натровых базальтов, андезитов, дацитов (спилито-кератофировая), дунит-гарцбургитовая, дунит-пироксенит-габбровая. Ее образование сопровождается возникновением формации железистых кварцитов. Все породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой-зеленосланцевой фаций. Возникли первые в истории развития земной коры поясовые тектонические структуры – структуры древнейших зеленокаменных поясов. Зеленокаменные пояса разделены блоками земной коры, сложенными породами предыдущих стадий. С последующей стадией кратонизации возникли ряд формаций – мигматит-плагиогранитовая, мигматит-гранитовая и другие, спаявшие воедино зеленокаменные пояса и разделяющие их блоки, сложенные преимущественно гранитоидами. Им предшествовало образование анортзит-габбровой формации, развитой в краевых частях зеленокаменных поясов. Возникли гранитно-зеленокаменные структуры или структуры-будинаяж в масштабе подвижных областей. Глубинное строение земной коры усложнилось. Обособились блоки с полно развитым и редуцированным «гранито-гнейсовым» слоем. Примерами проявления таких тектонических структур являются пояса Приднепровского блока Украинского щита; пояса Алларечинско-Каскамско-Терский, Оленегорский, Гимольско-Костомукшский, Хаутоварский (Балтийский щит); Приенисейский пояс (Енисейский щит); пояса Учи, Абитиби, Кивати (Канадский щит); Дхарварские пояса (Индостанская платформа); нижняя часть разреза пояса Норсмен-Уилана (Австралийская платформа) и другие.

4. Вслед за стадией кратонизации проявилась стадия рифтогенеза с образованием формаций: трахиандезит-базальтовой, пикрит-базальтовой, габбро-верлитовой, перидотит-пироксенит-норитовой, щелочных габброидов, кимберлитовой (первая кимберлитовая формация в развитии земной коры). Большая часть этих формаций образует вторые зеленокаменные пояса в истории развития. Примерами их проявления являются Печенгско-Варзугский пояс Балтийского щита и пояса Мичиган-

ского рифта Канадского щита. Стадия регенерации кратонов проявилась снова образованием гранитоидных формаций. Однако на границе стадии рифтогенеза и стадии регенерации кратонов проявилась габбро-анортозитовая формация. Гранитоидные формации стадии регенерации кратонов представлены: гранодиорит-гранитовой, гранитов рапакиви, щелочных гранитов, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, риолитовой. С завершением стадии регенерации кратонов возникли сложные поясово-блоковые тектонические структуры. Глубинное строение земной коры еще более усложнилось. Наметилось унаследованное развитие регионов с длительным проявлением мафического магматизма, например, район печенгской структуры Балтийского щита, фундамент которой несет проявления разновременного магматизма стадии океанизации земной коры и рифтогенеза.

5. Тектонические структуры в развитии раннедокембрийской земной коры имеют сложное строение, обусловленное проявлением магматизма стадий океанизации и континентализации. Древнейшие мозаичные тектонические структуры сменились поясовыми и поясово-блоковыми. Магматические формации стадий океанизации и континентализации уменьшились по площадям проявления и усложнились по составам. В наиболее распространенных основных породах и гранитах во времени уменьшалось содержание кальция, алюминия и магния, а возрастало содержание железа и щелочей. Развитие магматизма и связанных с ними процессов метасоматизма определяют нахождение эндогенного оруденения. Главная масса оруденения тяготеет к границам стадии океанизации и континентализации во времени. Его распределение контролируется тектоническими структурами в пространстве, тяготея к их краевым частям.

В развитии тектонических структур и магматизма в раннем докембрии происходили вертикальные и горизонтальные перемещения вещества. На разных стадиях развития усматриваются во взаимосвязи проявления ринг-тектоники, плейт--тектоники, блок-тектоники, плюм-тектоники.

Литература

1. *Наливкина Э.Б.* Эволюция раннедокембрийской земной коры. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 264 с.

А.И. Некрасов¹, А.Ш. Ганеев¹

Отражение коллизионной геодинамики восточной окраины Сибири в позднемезозойских магматических событиях.

Восточная окраина Сибирской платформы в настоящее время целиком «занята» Верхоянским складчато-надвиговым поясом, сложенным исключительно терригенными породами и почти амагматичным (рис. 1).

¹ ГУГПП «Янгеология», Батагай, Республика Саха (Якутия), Россия



Рис. 1.

Монотонность позднепалеозойского–мезозойского разреза верхоянского комплекса и отсутствие ассоциаций пород–реперов геодинамических режимов значительно затрудняют реконструкцию изменений последних. Тем ценнее представляется возможность изучения в этом плане проявлений разновозрастного магматизма, сконцентрированных на относительно небольшой площади в центральной части Западно-Верхоянского сегмента складчато-надвигового пояса (рис. 1).

В пределах этого района различаются четыре магматических комплекса: позднекаменноугольный–триасовый, позднеюрский ранне- и поздне- меловые. Наиболее молодой комплекс представлен субщелочными натриевыми базальтоидами и их туфами, формирующими силлы и дайки двух возрастных максимумов: позднекаменноугольного–раннепермского и раннетриасового. Принадлежность пород столь большого возрастного диапазона единому комплексу диктуется четким петрохимическим единством всех пород. На всех классификационных диаграммах составы пород комплекса «ложатся» в поле вулканитов континентальных рифтов и фиксируют режим растяжения, превалирующий в течение всего времени накопления осадков, составивших впоследствии верхоянский комплекс.

В состав позднеюрского комплекса входят дайки андезибазальтовых и диоритовых порфиритов, керсантитов и спессартитов. Особый интерес для геодинамических реконструкций представляют позднеюрские малые тела, субвулканы и дайки умеренно кислого состава. Явное отклонение составов пород от классических палингенных гранитоидов в сторону тоналитов и плагиогранитов, широкое распространение низкощелочных магматитов повышенной основности в составе позднеюрского дайкового комплекса свидетельствуют о проникающем характере магматизма, генерировании расплавов на границе коры и мантии, вероятной принадлежности пород габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитовой формациям. На различных классификационных диаграммах [1–4] фигуратив-

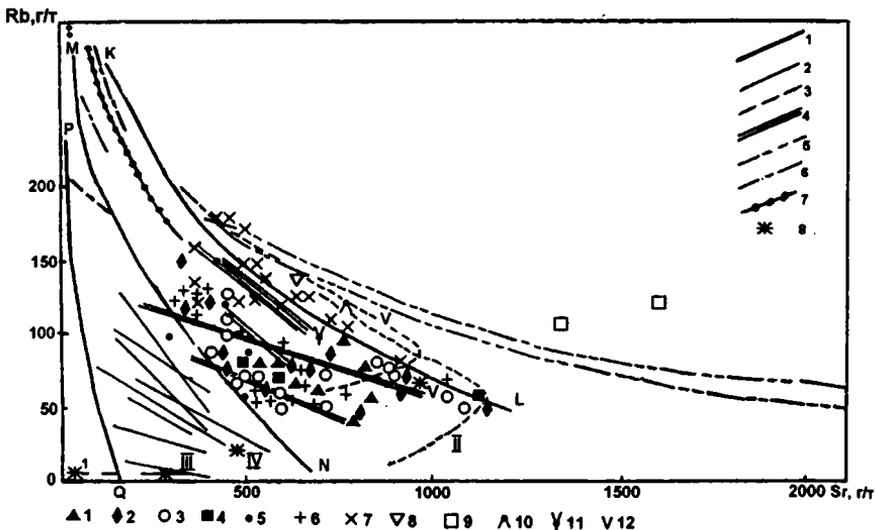


Рис. 2. Диаграмма Rb–Sr для интрузивных серий [3]

1/6 – серии вулканоплутонических ассоциаций: 1 – габброплагиогранитные, 2 – габброгранитные, 3 – габбросиенитовые, 4 – тоналит-гранодиоритовые, 5 – монцодиорит-гранитные, 6 – адамеллит-гранитные; 7 – серия плутоническая гранитная, 8 – средние составы габбро (II – плутоническая железистая группа, V – вулканоконинтрузивная группа, ассоциированная с тоналит-гранодиоритовой формацией). Поля пород производных разных исходных магм: POQ – толеитовой океанической, QPMN – толеитовой континентальной и островодужной, NMKL – орогенной андезитовой, толеитовой, толеитовой повышенной щелочности, латитовой; выше линии LK – латитовой, щелочно-базальтовой. Позднеюрские породы: 1 – долериты, диабазовые и диоритовые порфириды; 2 – кварцевые диоритовые и диоритовые порфириды; 3 – андезитовые, андезитобазальтовые и базальтовые порфириды; 4 – керсантиты, спесартиты. Раннемеловые породы: 5 – дацитовые порфиры; 6 – гранодиорит-порфиры, тоналит - порфиры, низкощелочные гранит-порфиры, плагиигранит-порфиры; 7,8 – метасоматически измененные породы: 7 – гранодиориты, гранодиорит-порфиры, 8 – дацитовые порфиры. Позднемеловые породы: 9 – лампрофиры; 10 – трахидацитовые порфиры; 11 – кварцевые сиенит-порфиры; 12 – трахиандезитовые порфириды

ные точки составов пород попадают в поля производных андезитовых и базальтовых магм как базальтов океанических хребтов и островодужных, так и орогенных, вплоть до щелочных континентальных и толеитов трапповой формации (на диаграмме Л.С. Бородина [4], коэффициент океаничности – коэффициент щелочности-коэффициент глиноземистости). Это свидетельствует о двойственном геодинамическом режиме формирования магматитов, когда на фоне начинающегося сжатия области еще в достаточной степени проявлены процессы регионального растяжения. Расчетная глубина генерации магм основных пород и лампрофиров по Rb/Sr (рис. 2) отношению составляет 32–38км, средних и кислых пород – 17–26 км

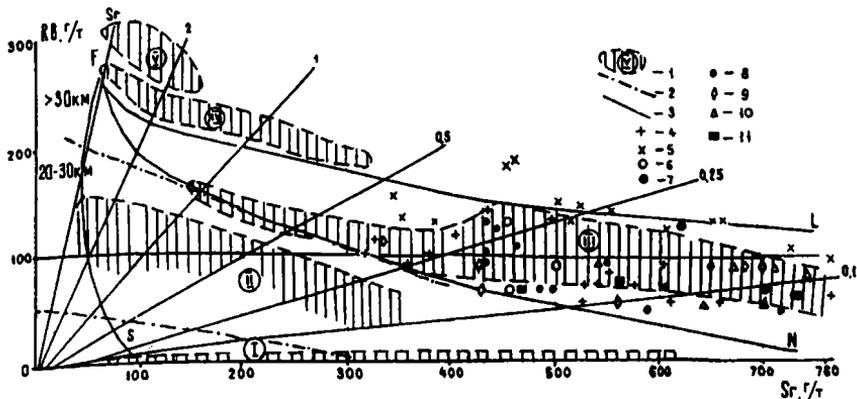


Рис. 3. Диаграмма Rb—Sr для гранодиоритов

Области составов, характерных для различных геодинамических режимов [2]: SFN – островные дуги; NFL – орогенный континентальный магматизм, активные окраины континентов; поле выше линии FL – магматические породы стабильных зон, субплатформенных стадий развития подвижных зон, заложенных на континентальной коре. I – поля различных формационных серий магматических пород [1]: I – плагиогранитоидная, II – габбро-гранитоидная, III – тоналит - гранодиоритовая, IV – маловодная адаметлит-гранитная, V – водная гранитная; 2 - линии, ограничивающие поля составов магматических пород в зависимости от мощности коры [6]; 3 – линии, отвечающие значению Rb - Sr отношений. Раннемеловые магматические образования: 4 – гранодиориты, гранодиорит-порфиры, тоналит-порфиры, низкощелочные гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры; 5 – метасоматически измененные гранодиориты, гранодиорит-порфиры; 6 – дацитовые порфиры; 7 – метасоматически измененные дацитовые порфиры. Позднеюрские магматические образования: 8 – андезитовые, андезибазальтовые и базальтовые порфириты; 9 – диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты; 10 – долериты, диабазовые порфириты; 11 – керсантиты, спессартиты

[5]. На геодинамической диаграмме (R_1 - R_2) фигуративные точки пород попадают в область мантийных магм, сформированных в обстановке доплитной коллизии, что резко отличает их от коллизионных раннемеловых магматитов следующего этапа развития района.

На пересечении субширотных и субмеридиональных разрывных систем формируется раннемеловой комплекс малых гранитоидных интрузий и даек, по своим характеристикам типичный для коллизионных областей. Наблюдается наследование тенденции смещения составов пород в область тоналит-плагиогранитной серии (диаграмма SiO_2 -DJ). Расчеты глубин (рис. 3) формирования расплава (17–30 км) показывают, что последний зарождался в нижних горизонтах земной коры и затем транспортировался к поверхности, ограниченно контаминируя с вмещающими породами. Это свидетельствует о значительной проницаемости основных тектонических структур района. Такая схема формирования позднемелового магматического комплекса не предполагает образования крупных гранитоидных батолитов, характерных для Главного и Северного батолитовых поясов Северо-Востока России. На наш взгляд, в пределах Западного

Верхоянья развита глубокая вертикальная колонна малых интрузий и сопровождающих их даек при изменении их состава с глубиной от адамеллитов, гранитов и гранодиоритов к диоритам и габбро-диоритам.

Внедрение позднемелового комплекса даек, смещающих рудные зоны, происходило (по построениям на геодинамической диаграмме R₁-R₂) в поздне- и посторогенной обстановке. Повышенная щелочность и основность значительной части позднемеловых магматитов, отклонение фигуративных точек их составов в поле пород континентальных рифтов свидетельствуют о возрождении режима растяжения и фиксируют переход к постколлиззионному этапу развития.

K-Ar и ³⁹Ar/⁴⁰Ar радиологические датировки позднемезозойских магматических пород образуют три почти не пересекающиеся по возрастам группы, соответствующие всем трем комплексам. Позднеюрский комплекс датируется в диапазоне 173–129 млн лет (10 определений), данные по магматитам раннемелового комплекса укладываются в период 123–103 млн лет (24 определения), позднемеловые дайки имеют разброс датировок от 85 до 105 млн лет (4 определения). Таким образом, период времени формирования магматитов коллиззионной природы, составляет, примерно, около 20 млн лет (в интервале от 120 до 100 млн лет). Это несколько моложе, чем возраст становления батолитов Главного пояса (144–134 млн лет, по [7]), локализованных восточнее Верхоянского пояса, в предполагаемой шовной зоне коллизии. Интересно, что возраст и петрохимические особенности (тоналит-плагиогранитный уклон магматизма) раннемеловых пород Верхоянского пояса больше коррелирует гиганским гранитоидным поясом Оминька-Селвин Канадских Кордильер, сформировавшимся в период 110–90 млн лет в глубоком тылу активной континентальной окраины [8]. Его формирование связывается с утолщением коры и метаморфизмом. В Западном Верхоянье по гравиметрическим данным, также реконструируется гранитно-метаморфический купол [9] и, соответственно утолщение гранитного слоя коры.

Литература

1. Pears T.H., Jormen B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36, № 1. P.121–132.
2. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы М.: Недра. 1981. 236с.
3. Ферштатер Г.В. Rb-Sr диаграмма для анализа геодинамического режима образования магматических серий // Свердловск: ЦГГ УНЦ. 1981. С. 86–88.
4. Бородин Л.С. Петрология тоналит-гранитной серии Верхне-Исетского массива (Средний Урал) // Петрология. Т. 2, № 6. 1994. С. 609–622.
5. Ферштатер Г.В. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 143 с.
6. Condit K.C. Archean magmatism and thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84, № 9. P. 2981–2992.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика. 2001, 570 с.
8. Monger J.M.H., Nokleberg W.J. Evolution of the northern North American Cordillera: Generation, fragmentation, displacement and accretion of successive North American plate margin

9. *Гриненко В.С., Стогний Г.А.* Эчийский гранито-гнейсовый купол – рудоконтролирующая структура Западного Верхоянья //Материалы Всероссийской научно-технической конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.С. Микова – основателя Сибирской школы геофизиков. Вып. 2. Томск. С. 205–207.

А.М. Никишин¹

Суперконтинентальные циклы, эвстатические колебания уровня Мирового океана и геологическая история воды на Земле

Введение. Многие исследователи предполагают, что в истории Земли чередовались эпохи образования суперконтинентов, включавших все или почти все континентальные массы, и эпохи их распада (например, [1–4]). Хорошо известны позднепалеозойский суперконтинент Пангея, вендский суперконтинент Панотия, позднепротерозойский суперконтинент Родиния. Для фанерозоя хорошо разработана кривая эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Эта кривая содержит гармоник нескольких порядков. В этой работе мы пытаемся увязать суперконтинентальную цикличность с кривой колебаний уровня Мирового океана первого порядка (т.е. с длиной волны в первые сотни миллионов лет). Мы также рассмотрим проблему образования гидросферы на Земле и эволюцию объема воды в Мировом океане в связи с тектонической историей Земли.

Сравнение характера фанерозойской тектонической истории и эвстатических колебаний уровня океана. На рисунке показана геохронологическая шкала, увязанная с эвстатической кривой и палеореконструкциями. Анализ фанерозойской истории приводит к следующим положениям.

1. Граница перми и триаса (250 млн лет) является моментом перехода от максимального объединения Пангеи к началу ее распада, и именно этому периоду соответствует эвстатическое падение уровня океана первого порядка. Эту границу мы рассматриваем как границу суперконтинентальных циклов.

2. На поздний мел (кампан, около 75 млн лет назад) и поздний ордовик (около 450 млн лет назад) приходятся максимумы первого порядка эвстатического подъема уровня океана. Мы будем считать, что эти максимумы имеют первый порядок в эвстатических колебаниях уровня океана; в этом случае длительность эвстатического цикла первого порядка составляет около 375 ± 10 млн лет. Примечательно, что именно на позднемеловой и позднеордовикский максимумы приходятся периоды максимального распада суперконтинентов и в эти периоды существует максимальное количество сравнительно небольших континентов.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ) Москва, Россия

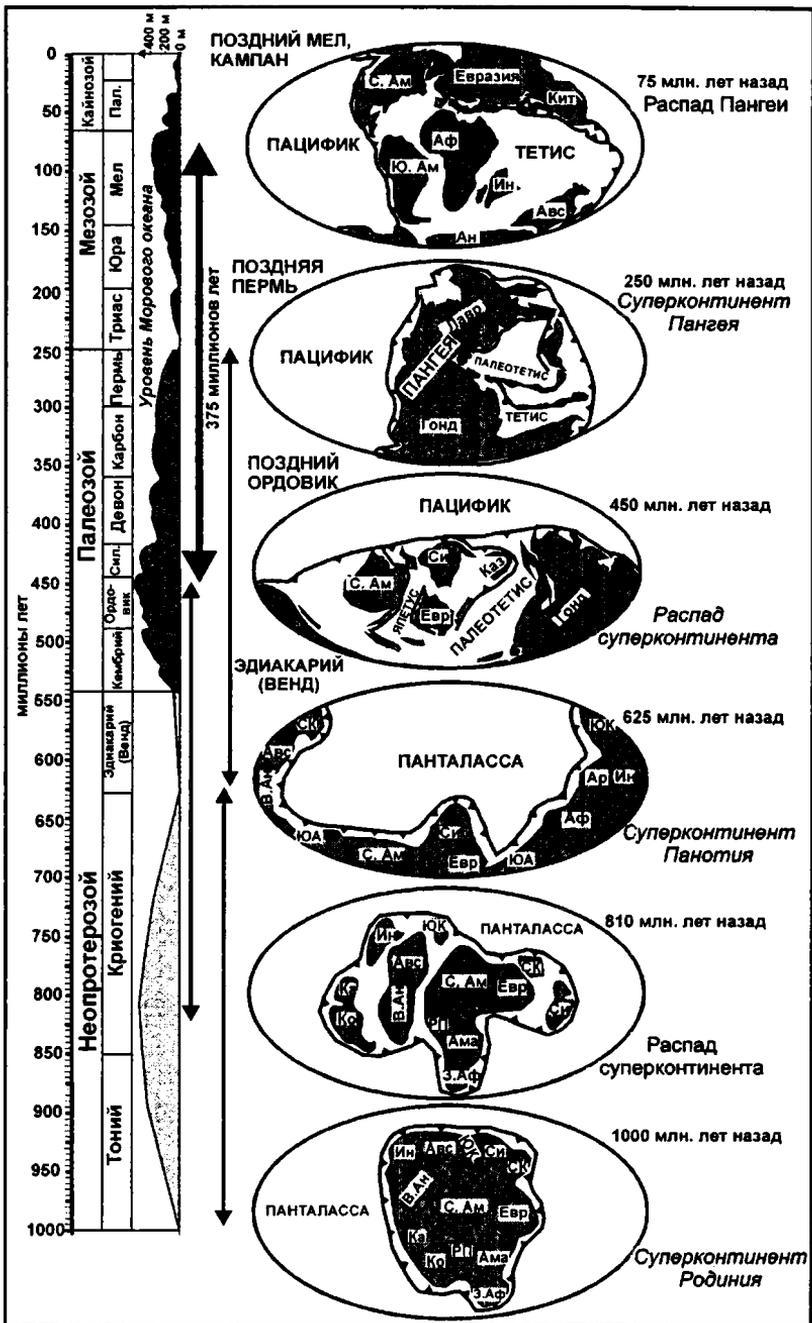


Рис. Суперконтинентальные циклы и изменения уровня Мирового океана за последний миллиард лет

Слева показана шкала геологического времени [2] и кривая колебания уровня Мирового океана (для фанерозоя по: [2], а для докембрия – гипотетическая). Справа показаны палеотектонические реконструкции. Для фанерозоя в основном по: [2, 3], а для докембрия в основном по: [3, 4]. Обозначения на реконструкциях: серое – области с континентальной корой; белое – области с океанической корой; жирная линия с треугольниками – субдукционные системы. Жирная стрелка показывает предполагаемую фанерозойскую длительность эвстатических колебаний первого порядка; остальные стрелки – длительности суперконтинентальных циклов (либо от суперконтинента до суперконтинента, либо для эпох максимального распада суперконтинента). Сокращения для шкалы времени: Пал. – палеоген, Сил. – силур. Некоторые названия континентальных блоков на реконструкциях: С. Ам – Северная Америка, Ю. Ам или ЮА – Южная Америка, Евр – Европа, Аф – Африка, Ин – Индия, Кит – Китай, Авс – Австралия, Ан – Антарктида, Лавр – Лавразия, Гонд – Гондвана, Си – Сибирь, Каз – Казахстан, СК – Северный Китай, ЮК – Южный Китай, В.Ан – Восточная Антарктида, Ар – Аравия, З. Аф – Западная Африка, Ама – Амазония, Ко – Конго, Ка – Калахари, РП – Рио-Плата

3. Учитывая изложенные выше данные и предположения, мы допускаем, что длина волны первого порядка эвстатического колебания уровня океана (375 ± 10 млн лет) равна протяженности суперконтинентального цикла (т.е. интервалу времени между эпохами максимального объединения континентов в суперконтинент, или интервалу времени между эпохами их максимального распада).

Суперконтинентальные циклы неопротерозоя и фанерозоя. Мы пытаемся проверить гипотезу о 375-миллионлетнем суперконтинентальном и эвстатическом цикле для последнего миллиарда лет истории Земли. Для этого мы прибавляем к гипотетической границе суперконтинентальных циклов (250 млн лет) цифры по 375 млн лет (см. рисунок). В этом случае максимальные объединения континентов в суперконтиненты должны были проходить 625 млн лет назад (в эдиакарии или венде) и 1000 млн лет назад (граница мезопротерозоя и неопротерозоя, или, по российской стратиграфической схеме, – граница среднего и позднего рифея). Геологические данные вполне допускают, что около 625 млн лет назад произошло максимальное объединение суперконтинента Панотия, ядром которого была Гондвана. Событие, произошедшее около 1000 млн. лет назад, широко известно как глобальная гренвилльская орогения; также существует предположение, что около 1000 млн лет назад произошло максимальное объединение суперконтинента Родиния.

Максимальные распады суперконтинентов в фанерозое имели место в позднем мелу и в позднем ордовике. Используя продолжительность суперконтинентальных циклов в 375 млн лет, мы получаем, что до палеозоя такое событие должно было быть около 810 млн лет назад. Именно на эту эпоху, по данным многих авторов, приходится распад Родинии с образованием многочисленных континентов.

Характер эвстатической кривой для позднего докембрия исследован пока неполно. Согласно нашей гипотезе о длительности суперконтинентальных циклов, увязанных с эвстатическими циклами первого порядка, мы получаем, что максимальный уровень океана в неопротерозое был около 810 млн лет назад, а минимальный, соответственно, около 625 и 1000 млн лет назад.

Интересно, что, если мы будем двигаться дальше в глубь истории Земли, что получим эпохи с суперконтинентами 1375 и 1750 млн лет назад. 1750 млн лет назад практически совпадает с эпохой 1800 млн лет назад, которая также считается временем образования суперконтинента и глобальной свекофенской орогении. Эпоха около 1375 млн лет назад также могла быть временем образования суперконтинента, но этот интервал истории Земли пока изучен слабо.

Выводы о связи суперконтинентальных циклов и эвстазии. 1. Для фанерозоя показано, что в эпоху максимального падения уровня океана первого порядка (граница перми и триаса) наблюдается максимальное объединение суперконтинента Пангея и эта эвстатическая граница является границей суперконтинентальных циклов. 2. Длина волны первого порядка эвстатического колебания уровня океана (375 ± 10 млн лет) равна протяженности суперконтинентального цикла (т.е. интервалу времени между эпохами максимального объединения континентов в суперконтинент, или интервалу времени между эпохами их максимального распада). 3. Эпохи максимального объединения суперконтинентов имели место 250, 625 и 1000 млн лет назад; этим эпохам соответствовали периоды максимального падения уровня океана первого порядка. 4. Эпохи максимального распада суперконтинентов были 75, 450 и 810 млн лет назад; этим эпохам соответствовали периоды максимального подъема уровня океана первого порядка. 5. Устойчивость во времени (за 1000 млн. лет и, возможно, более) характера гипотетической суперконтинентальной цикличности может свидетельствовать о сходном характере глобальной динамики Земли за длительные интервалы времени.

Геологическая история воды. Согласно данным сравнительной планетологии и современным теоретическим разработкам, Земля образовалась как горячая планета 4,6 млрд лет назад. Основная масса воды тогда не входила в состав планетного тела, а была составной частью ее гигантской атмосферы. Около 4,4 млрд лет назад, когда из внешнего расплавленного океана магмы выделилась первичная земная кора и когда она охладилась ниже температуры кипения воды, вода выпала из атмосферы в виде катастрофического суперливня и образовала Мировой океан. Континенты и океаны как геоморфологические структуры с разными типами коры стали появляться около 4–3,5 млрд лет назад, когда стали активно проявляться механизмы тектоники плит с формированием коры континентального типа. С того времени объем воды в Мировом океане сохраняется примерно постоянным, но сама геометрия океанов и континентов постоянно менялась. С архейского времени уровень Миро-

вого океана стал функцией тектонического состояния на поверхности планеты. Но только с неопротерозоя мы можем более или менее достоверно увязывать циклы тектоники и эвстазии. Установление характера связи тектонической истории Земли с характером эвстазии является важным направлением в изучении истории и динамики Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 05-05-64623-а) и гранта Университеты России.

Литература

1. Никишин А.М. // Вест. МГУ. Сер.4, Геология. 1994. № 1. С. 76–82.
2. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. // Episodes. 2004. V. 27, № 2. P. 83–100.
3. Scotese C. R. Atlas of Earth History, PALEOMAP Project. Arlington, Texas, 2001. 52 p. (также <http://www.scotese.com>).
4. Torsvik T.H. // Science. 2003. V. 300. P. 1379–1381.

А.М Никишин¹, А.В. Ершов¹

Строение и происхождение Западно-Кубанского и Туапсинского краевых прогибов на основе анализа сейсмогеологических трансектов

Для изучения строения и динамики формирования Западно-Кубанского и Туапсинского бассейнов нами построено два новых сейсмогеологических профиля, пересекающих оба эти прогиба (рисунок). Первый профиль пересекает с севера на юг Западно-Кубанский прогиб в Азовском море и в зоне Тамани, зону продолжения складчатой системы Большого Кавказа в Черном море (Анапский выступ), Туапсинский прогиб и край вала Шатского в Черном море. Он построен на основе интерпретации ряда сейсмических профилей с учетом данных скважин в Таманской области и в Азовском море. Второй профиль состоит из двух частей. Южная часть (Туапсинский прогиб и вал Шатского) построена на основе профиля НК ЮКОС WBS 02-40 [1], а северная часть – на основе переинтерпретации известного регионального профиля в Западно-Кубанском прогибе, пересекающего несколько глубоких скважин (например, [2]). Следует отметить, что пока в Черном море не пробурено глубоких скважин, и наши интерпретации профилей следует рассматривать как предварительные. На профилях мы показываем только четыре комплекса: келловей–эоцен, майкоп (олигоцен–ранний миоцен), средний–поздний миоцен (тархан-понт) и плиоцен–квартер.

Комплекс келловей-верхней юры-мела-палеоцена-эоцена в основании Западно-Кубанского и Туапсинского прогибов сложен, в основном, осадками

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

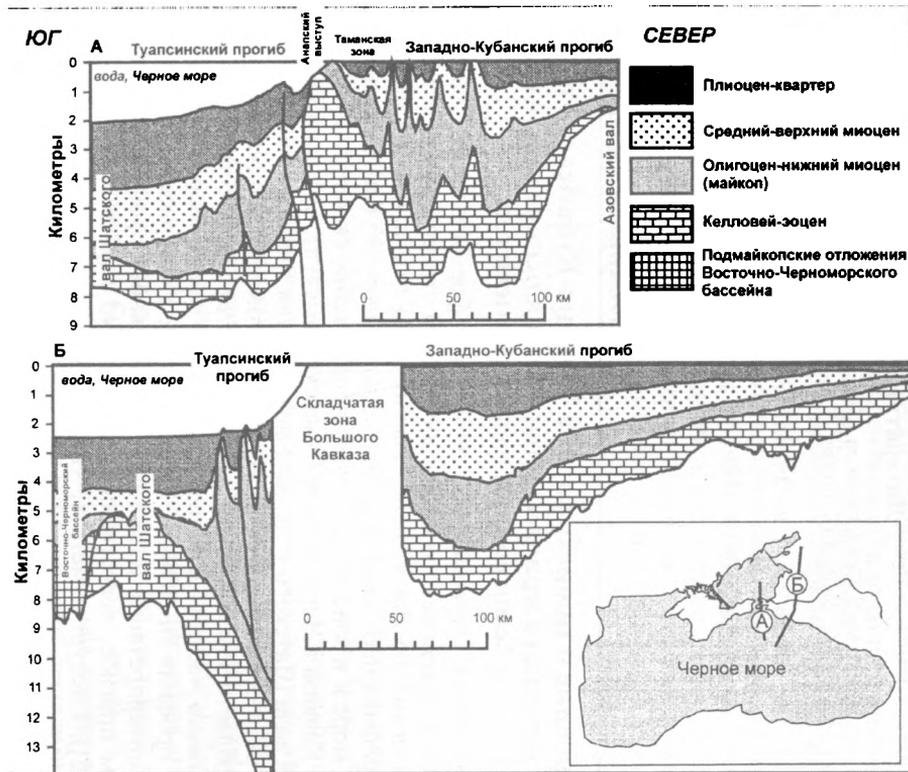


Рис. Сейсмогеологические разрезы через Западно-Кубанский и Туапсинский прогибы

А – пересечение в районе Тамани, Б – пересечение в районе Геленджика (структура складчатой зоны Большого Кавказа не показана). Ниже комплекса келловей–зоцен находятся нерасчлененные докелловейские образования. Положение разрезов показано на врезке

шельфа или глубокого шельфа, т.е. Западно-Кубанский и Туапсинский краевые прогибы были наложены на ранее существовавшие шельфовые бассейны, сопряженные с глубоководным трогом Большого Кавказа.

Отложения майкопа в Туапсинском бассейне образуют клинообразное геологическое тело с контактами прислонения к краю вала Шатского. В самом прогибе мощность майкопа максимальная (более 3–4 км), а к валу Шатского она сильно сокращается. При этом на вале Шатского имеется, в основном, только верхний майкоп. В раннем майкопе синхронно с погружением Туапсинского прогиба вал Шатского испытывал относительное поднятие и дифференцированные вертикальные движения. В Западно-Кубанском прогибе майкоп имеет, в целом, сходное строение, однако пока не установлена его клинообразная природа и он образовывал более симметричный прогиб, чем Туапсинский. В пределах Азовского моря в зоне Азовского вала майкоп ложится сразу на отложения мезозоя (включая триас). Вероятно, эта зона в раннем майкопе или на границе эоцена и олигоцена испытала воздымание и эрозию (подобно юго-западному краю вала Шатского). Для Туапсинского и Западно-Кубанского прогибов характерны раннемайкопские олистостромы с транспортом материала с зоны Большого Кавказа, что свидетельствует о том, что в раннем майкопе в зоне Большого Кавказа существовали относительные поднятия и области деформаций.

Отложения среднего–верхнего миоцена, в целом, сходны для Туапсинского и Западно-Кубанского прогибов. Отложения плиоцена–квартера в целом более мощные для области Восточно-Черноморских бассейнов. Наш анализ сейсмических профилей показал, что именно с границы миоцена и плиоцена началось крупномасштабное (на 2 км) погружение всей ванны Черного моря, включая вал Шатского [1], на фоне складчато-надвиговых деформаций в Туапсинском прогибе. С этого момента асимметрия Западно-Кубанского и Туапсинского прогибов стала усиливаться.

Выводы. 1. Краевые прогибы Западно-Кубанский и Туапсинский возникли на месте ранее существовавших шельфовых бассейнов. 2. Главная фаза погружения Туапсинского и Западно-Кубанского бассейнов имела место в раннем майкопе (или на границе эоцена и олигоцена); синхронно с этой фазой быстрого погружения происходили дифференцированные воздымания участков вала Шатского и зоны Азовского вала. 3. Раннемайкопская фаза быстрого погружения бассейнов происходила на фоне сильного сжатия Кавказского региона. 4. В среднем-позднем миоцене, в плиоцене и квартете продолжилось погружение краевых прогибов на фоне нескольких фаз сжатия. 5. Складчатое сооружение Большого Кавказа на западе в пределах Черного моря переходит в узкую Анапскую зону, которая может быть зоной сдвига-сжатия или транспрессионной зоной. 6. Для более корректного анализа краевых прогибов необходимо восстанавливать их историю вместе с Большим Кавказом.

Авторы благодарны компаниям ЮКОС и Роснефть за возможность ознакомиться с их материалами по данному региону. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64623 и 04-05-64544).

Литература

1. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическая история Восточно-Черноморского региона и перспективы его нефтегазового потенциала. Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 2005. № 5. С. 3–14.
2. *Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev M.V.* Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // *Sedimentary Geology*. 2003. V. 156. P. 95–118.

А.А. Никонов¹

Новейшая и молодая тектоническая активизация юго-восточной периферии Фенноскандинавского кратона – новая ступень познания

Молодые движения в пределах Фенноскандии рассматриваются традиционно, и подчас исключительно, в виде связного куполообразного поднятия с максимумом (до 280 м со времени последнего оледенения) в северной части современного Ботнического залива, т.е. как проявление гляциоизостазии в ее классическом виде. Некоторые исследователи, начиная с А.А. Полканова, рассматривал полосу сочленения Фенноскандинавского (Балтийского) щита (ФЩ) с Восточно-Европейской платформой (ВЕР) в качестве отдельной наложенной структурной зоны, в первую очередь, ввиду расположения в ней серии поперечных грабенов (Кандалакшский, Онежский, Ладожский). Сколько-нибудь систематической характеристики этих структур как образований новейшего времени, однако, не приводилось. На картах новейшей тектоники под редакцией Н.И. Николаева, А.Ф. Грачева, а также на карте активных разломов под редакцией В.Г. Трифонова в рассматриваемой полосе, главным образом по обрамлению Ладожского озера и его акватории, показаны отдельные разрывы, но без приведения фактического обоснования в сопровождающих публикациях.

Новые материалы получены автором в результате целенаправленных полевых работ 1997–2005 гг. в пределах Ленинградской области и Южной Карелии, а также использования ряда наблюдений, не всегда обращавших на себя внимание, таких исследователей как М.Э. Янишевский, С.А. Яковлев, Д.Б. Малаховский и др.

С точки зрения выразительности и возможных способов изучения проявлений молодой тектоники район делится на три зоны

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

В северной зоне, примерно от государственной границы до широты городов Приморск и Выборг с выходами пород фундамента на поверхность, изучение новейших морфоструктур и собственно зон разрывов возможно структурно-геологическими способами, но здесь затруднено определение возраста подвижек хроностратиграфическими методами. В центральной зоне, занимающей срединную часть Карельского перешейка, поверхность кристаллического фундамента обычно (кроме Приладожской части) залегает на глубине первых метров – первых десятков метров, так что в благоприятных местах геоморфологические и структурные методы удается сочетать с хроностратиграфическими при изучении перекрывающих рыхлых отложений. Наконец, в южной зоне, занимающей большую часть Ленинградской области к югу от Центрально-Карельской возвышенности, с мощным покровом четвертичных (в основном позднечетвертичных) отложений, к тому же подстилаемых породами палеозойского чехла мощностью до 100–200 м, неотектонические построения удается делать главным образом по изменению высоты залегания маркирующих горизонтов (например, отложений мгинской морской толщи, отложений позднеледникового и голоценовых бассейнов) и по вскрываемым в карьерах разрывам и деформациям в этих толщах.

Именно таким образом и проводилось наше исследование, причем во главу угла ставились следующие подходы:

1. Изучение деформаций четвертичных отложений как разрывных, так и пликативных (разного типа) сопряженно, сколь возможно, с исследованием зон разломов и собственно разрывов в подстилающих породах фундамента и чехла. 2. Тщательная фиксация нарушений и деформаций в отношении элементов залегания, амплитуды, импульсов подвижек на крыльях, направленности и амплитуды перемещений. Обязательным элементом исследования каждого объекта служило рассмотрение возможного генезиса нарушений на месте путем перебора (чаще всего коллективного) всех возможных вариантов с анализом типичных признаков. 3. Везде, где возможно, использование в максимальной степени хроностратиграфического подхода, т.е. определение возраста (до времени в календарных годах) подвижек, отраженных в рыхлых толщах, для чего использовались и опубликованные, и собираемые самостоятельно биостратиграфические критерии, радиоуглеродные датировки и иные радиометрические способы датирования рыхлых отложений.

Для осуществления намеченных подходов исследования проводились не столько по естественным обнажениям (сравнительно редким на равнинной и низменной территории), сколько в карьерах разного масштаба, вплоть до очень крупных.

В пределах изучавшейся области удалось обнаружить, в каждой из выделенных зон не единично, следующие виды нарушений и деформаций: а) морфологически и геологически выраженные в кристаллических породах разломы без следов молодых подвижек; б) молодые вертикальные разрывы в кристаллических породах докембрия с плоскостями смещения, зер-

калами и бороздами скольжения, с признаками свежих подвижек как по горизонтали, так и по вертикали; в) вертикальные разрывы и трещины, в том числе клиновидные, в четвертичных отложениях, вплоть до рыхлых песков с относительными смещениями крыльев от нескольких сантиметров до первых метров; г) наклонное, моноклинальное ($5-30^\circ$) залегание равномерно и параллельно-слоистых четвертичных отложений явно вторичного происхождения; д) листрические сбросы, захватывающие небольшую часть мощности вскрытой рыхлой толщи; е) крупные пликативные деформации в рыхлых породах, в том числе в приразломных зонах (за счет бокового давления) в подстилающих архейских породах; ж) сейсмодетформации разного масштаба и типа, запечатленные как морфологически, так и в структуре четвертичных отложений. Типы а) и б) установлены только в северной и центральной зонах, г) и е) – в центральной и южной зонах, д) – только в южной зоне, в) и ж) – повсеместно.

Разрывные нарушения в северной зоне имеют северо-западное и субширотное простирание, в центральной – северо-западное, в южной – северо-западное и северо-восточное в Приневской области, а также субширотное и субмеридиональное в окрестностях Финского залива. Иными словами, наряду с господствующей общей северо-западной ориентировкой тектонических разрывов (т.е. поперек области сочленения ФЩ и ВЕП), имеются и дополнительные, также определяющие местный структурный план и морфологию, живые разрывные нарушения (структуры) иной ориентации. Никакой единой региональной новейшей структуры в виде тектонической впадины или флексуры вдоль полосы сочленения ВЕП с ФЩ обнаружить не удалось.

Такие факты, как обнаружение молодых подвижек (позднеледникового и голоценового, вплоть до позднего голоцена и настоящего времени) в северной зоне, в том числе и в виде разрывов в рыхлых позднеледниковых отложениях вдоль зон новейших разломов, и прослеживание отдельных зон активизации северо-запад-юго-восточного направления из средней зоны в южную, т.е. в область типичной платформы, указывают на общую региональную активизацию щита и платформы. Наиболее крупной и представительной в этом отношении является Ладожско-Ботническая зона северо-западной-юго-восточной ориентировки, которая выходит со щита на платформу, протягиваясь вплоть до впадины Рыбинского водохранилища. С этой же позиции, на взгляд автора, правомерно рассматривать целый ряд локальных, выраженных в рельефе нарушений в палеозойском чехле, таких как Дудергофские высоты, Вайварасские горы и др., где явных признаков именно тектонических, а не только гляциотектонических, нарушений становится все больше. Подобные структуры известны и в пределах щита, где определяются только по морфологии выступов фундамента.

Биостратиграфические и радиометрические (^{14}C , TL , ЭПР) данные последних лет позволяют достаточно определенно выделить наиболее поздние фазы тектонической активизации в районе – позднеплейстоце-

новую (40–25 тыс. л.н.) и позднеледниковую (~15–12 тыс. л.н.). Накапливаются также сведения об оживлении отдельных разломов и локальных структур в течение голоцена (~9, 7, 3–2 тыс. л.н.), в том числе в связи с сильными землетрясениями. Признаки современных движений по отдельным разломам в целом ряде мест установлены в Северном Приладожье как геологическими, так и геодезическими методами.

Выделение вышеуказанных молодых фаз тектонической активизации в конкретных разрезах и оценка присущих им амплитуд зональных движений в пределах первых десятков метров, так же как обнаружение в ряде случаев признаков неуследованности подвижек по более ранним разломам, указывают на невозможность объяснения возникновения морфоструктур с перепадами в первые сотни метров на Центрально-Карельской возвышенности и в Северном Приладожье в плейстоцене (позднем). Это ведет, наряду с чисто морфологическими признаками, к обоснованному предположению об их обусловленности в основном более ранними, собственно неотектоническими движениями скорее всего в плиоцене и миоцене (?).

Мы не находим специфических признаков оживления в новейшее время именно линии Полканова по сочленению ФЩ и ВЕП. Активизация охватила, как это теперь известно, весь щит и значительную часть платформ и проявилась не только в виде поперечных грабенов, но и в виде продольных и косых относительно границы щита и платформы дизъюнктивных дислокаций. Основные морфоструктуры, такие как Ладожский грабен, Центрально-Карельская возвышенность, отчасти впадина Финского залива, оформились в новейшее время и моделировались вплоть до позднего голоцена, наследуя в значительной мере структуры протерозойского заложения. Они, несомненно, имеют тектоническую природу; гляциоизостатические процессы в течение последних миллионов и тысяч лет приводили лишь к дополнительному оживлению активных структур. Активность продолжается (в ослабленной степени) до настоящего времени, в том числе и вне области гляциоизостатического воздымания.

Д.Н. Осокина¹

Изучение областей разрушения в зоне влияния разлома и связи их геометрии с параметрами прочности геосреды и регионального поля напряжений на основе расчета кулоновых напряжений. Математическое моделирование

Задача работы и кулоновы напряжения. Продолжено изучение методами механики поля напряжений в зоне влияния разлома [1, 2] и генерируемых разломами областей разрушения массива [3], благоприятных

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

для активизации разрывов и локализации некоторых типов полезных ископаемых. Исследование выполнено на основе расчета локального поля в зоне влияния разлома и ее районирования по величине разрушающего напряжения, за которое принят параметр теории прочности Кулона – кулоново напряжение τ_C . Этот выбор обусловлен тем, что, согласно экспериментам, прочность массива зависит не только от касательных напряжений, но и от нормальных. Применение напряжений τ_C как параметра прочности среды используется в физике землетрясений (R.W. Simpson, R.S. Stein и др.) и в тектонофизике (А.С. Григорьев и др.). Но в этих работах не вводились оценки прочности и не выделялись численно области разрушения. Данной задаче посвящена настоящая работа.

Изучение кулоновых напряжений в зоне влияния разрыва. Использовались: решение задачи о слое со сдвиговым разрывом [1-3], оценки прочности геомассива и представление критерия прочности трещиноватой среды полосой на диаграмме Мора [5, 6], отвечающее возможности активизации имеющихся нарушений и выражаемое критерием разрушения Кулона:

$$\tau_C = \tau_n + k_s(\sigma_n + p_f) \leq \tau_s \text{ при } 0 \leq \tau_s \leq \tau_f, \sigma_n < 0, \sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \quad (1)$$

где τ_C , τ_n , σ_n – кулоново, касательное и нормальное напряжения на плоскости разрушения; p_f – поровое давление; τ_s – прочность при $\sigma_n = 0$. Верхняя граница полосы {прямая линия $\tau_n + k_f(\sigma_n + p_f) = \tau_f$ } отражает прочность сплошного массива, нижняя граница {прямая $\tau_n + k_s(\sigma_n + p_f) = 0$ } – прочность сухого трения на разрыве с нулевым сцеплением, k_f и k_s – коэффициенты трения: k_f – внутреннего, k_s – поверхностного (внешнего) трения на разрыве; τ_f – внутреннее сцепление (прочность сцепления) массива.

Рассматривалось возмущение исходного поля напряжений разрывом, возникшим или в этом самом или в более древнем поле. Для вычисления напряжений τ_C необходимы главные напряжения локального поля σ_1 , σ_3 . При их расчете задавались главные напряжения исходного поля σ_1^0 , σ_2^0 , σ_3^0 , p_f , угол α_0 (между разрывом и осью сжатия в нормальной к нему горизонтальной плоскости xy), применялось условие равновесия на разрыве (закон Кулона с кинематическим трением k_k) [1] и наложение на 2D поле одноосного сжатия (напряжения σ_z) [2, 3]. Затем, задав напряжения локального поля σ_1 , σ_3 , давление p_f , параметры k_f и k_s ,

($k_f = k_s$), на основе (1) вычисляли τ_c [4]. Принималось, что $k_k = 0,3$, $k_f = 0,5 - 0,6$, $\tau_f = 0,03 - 0,15$ кбар [5, 6]. Получаем поле напряжений τ_c без ограничения их величин (базовое поле) – для однородного упругого слоя с разрывом. На карте изолиний τ_c линия $\tau_c^0 = \tau_n^0 + k_f(\sigma_n^0 + p_{fl})$ отражает исходное поле. На диаграмме Мора ей отвечает касательная к кругу Мора исходного поля с угловым коэффициентом k_f .

Выделение в зоне влияния разрыва областей разного механического поведения [4]. Объединение изолиний τ_c и параметров прочности среды позволяет разделить зону разрыва в трещиноватой среде по величине τ_c на области трех типов механического поведения: I – $\tau_c < 0$, разрывы неактивны (упругое поведение); II – $0 \leq \tau_c < \tau_f$, активизация «готовых» разрывов (хрупкое поведение, «скрытое» разрушение); III – $\tau_c \geq \tau_f$, образование новых разрывов, смещения по готовым (хрупкое поведение, макроразрушение). Чтобы приблизить поле напряжений разрыва к натурному, ограничивали прочностью массива величины τ_c в областях III ($\tau_c = \tau_f$). Выделение областей I–III на картах изолиний τ_c показано на рисунке.

Зависимость геометрии областей разрушения от параметров прочности геосреды и регионального напряженного состояния. На основе анализа карт напряжений τ_c для разных вариантов задачи впервые изучены области разрушения, особенности их геометрии и характер ее зависимости от ряда факторов. Некоторые из результатов приведены на рис. 1. Они показывают, что области разрушения у концов разрыва состоят из двух зон: ось одной субпараллельна разрыву ($0-30^\circ$), ось другой субнормальна к нему ($110-130^\circ$ или $70-80^\circ$). Размеры, форма и положение этих областей определяются параметрами: а) исходного 3D поля (напряжениями τ_{\max}^0 , σ_n^0 , параметром Лодде-Надаи μ_σ , поровым давлением p_{fl}); б) прочности среды (прочностью сцепления τ_f , коэффициентом внутреннего трения k_f); в) разрыва (его ориентацией – углом α_0 , коэффициентом трения скольжения на его бортах k_k). Размеры областей разрушения растут при падении величин τ_f , k_f (см. рисунок, фрагменты А, Б) и при росте величин p_{fl} , τ_{\max}^0 , σ_n^0 (фрагменты Д, Е) [4]. Все эти зависимости можно объединить одной: зависимостью размеров

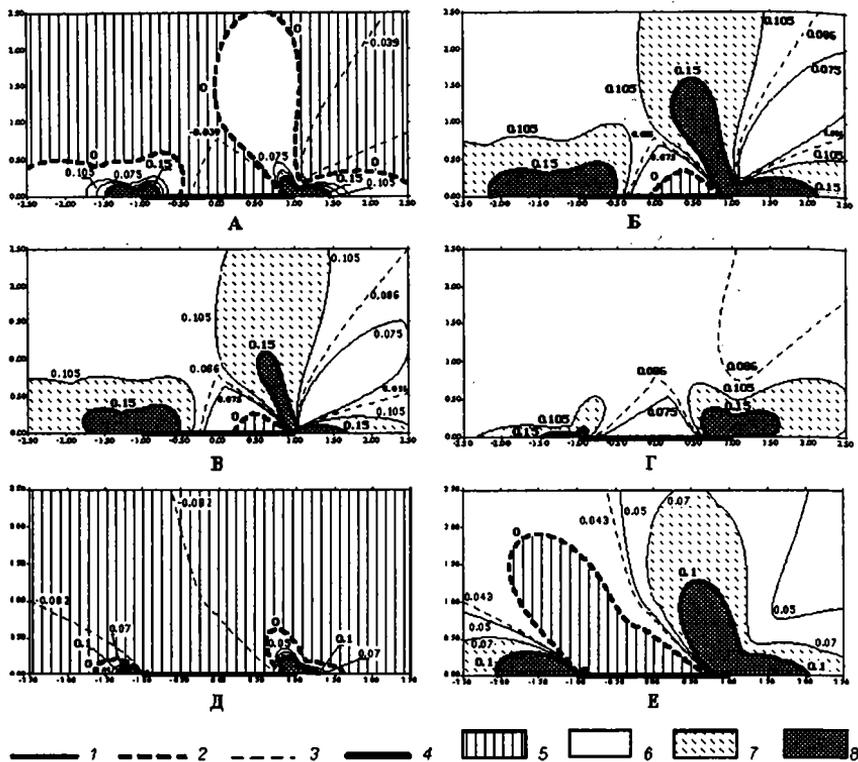


Рис. Выделение областей хрупкого разрушения и упругого поведения трещиноватой геосреды в зоне влияния разлома (по картам изолиний кулоновых напряжений τ_C в слое со сдвиговым разрывом)

Изменения геометрии областей разрушения вызываются изменениями параметров регионального поля напряжений и прочности среды: **А, Б** – падением k_f : **А** – $k_f=0,7$, **Б** – $k_f=0,6$ ($\mu_\sigma=1$, $\alpha_0=29,5^\circ$, $\tau_f=0,15$, σ_1^0 , σ_2^0 , $\sigma_3^0=-0,8, -0,8, -2,8$); **Б–Г** – изменением угла α_0 : **Б** – $\alpha_0=29,5^\circ$, **В** – $\alpha_0=20^\circ$, **Г** – $\alpha_0=60^\circ$ ($\mu_\sigma=1$, $k_f=0,6$, $\tau_f=0,15$, σ_1^0 , σ_2^0 , $\sigma_3^0=-0,8, -0,8, -2,8$); **Д, Е** – ростом нормального напряжения на разрыве при падении модуля напряжения σ_o { $\sigma_o = (\sigma_1^0 + \sigma_3^0)/2$ } : **Д** – $\sigma_o = -2,4$, $\sigma_1^0 = -1,4$, $\sigma_3^0 = \sigma_2^0 = -3,4$; **Е** – $\sigma_o = -2,15$, $\sigma_1^0 = -1,15$, $\sigma_3^0 = \sigma_2^0 = -3,15$ ($\mu_\sigma=1$, $\alpha_0=31,7^\circ$, $k_f=0,5$, $\tau_f=0,1$). План, левая подвижка, безразмерные координаты x/l , y/l , $2l$ – длина разрыва, напряжения в кбар. 1 – граница областей разрушения массива; 2 – граница областей активизации разрывов (сухого трения); 3 – линия $\tau_C = \tau_C^0$, отвечающая исходному полю; 4 – разлом; 5 – область запрета смещений по разрывам, $\tau_C < 0$; 6 и 7 – область смещений по разрывам: 6 – при $0 \leq \tau_C < 0,7\tau_f$, 7 – при $0,7\tau_f \leq \tau_C < \tau_f$; 8 – область образования новых разрывов (разрушения), $\tau_C \geq \tau_f$.

областей разрушения III от разности $\Delta\tau_f = \tau_f - \tau_C^0$ (где величина τ_C^0 – функция параметров $k_f, \tau_{\max}^0, \sigma_n^0, p_f$): размеры эти тем больше, чем ближе $\Delta\tau_f$ к 0, при $\Delta\tau_f = 0.5\tau_f$ они могут достигать половины длины разрыва, а при $\Delta\tau_f > 2\tau_f$ – области разрушения достаточно малы [4].

При равных значениях $\Delta\tau_f$ геометрия областей разрушения определяется ориентацией разрыва (фрагменты Б-Г) и соотношением $\sigma_1^0 : \sigma_2^0 : \sigma_3^0$ (фрагменты Б, Е). Размеры областей III по мере роста угла α_0 проходят через максимум, связанный с интервалом углов между α_f и α_k , где $\alpha_f = 0.5 \operatorname{arcsctg} k_f$ – угол внутреннего трения, $\alpha_k = 0.5 \operatorname{arcsctg} k_k$ – угол при максимальной подвижке бортов. Диапазон углов α_0 , при которых разрыв активен, зависит от значений k_k и отношения главных напряжений в плоскости xu , он сужается с ростом k_k . Так, для 2D поля и при $\sigma_2^0 / \sigma_1^0 = 3$, если $k_k = 0,2$, то разрыв активен для α_0 от 6° до $72,5^\circ$, а если $k_k = 0,4$ – то для α_0 от 13° до 55° [1]. Геометрический тип локального поля в областях разрушения, определяемый ориентацией осей напряжений исходного поля, зависит от соотношения их величин [2]. Можно ожидать, что разрастание сдвигового разрыва облегчается, если в областях разрушения возникает сдвиговое поле, и затрудняется, если возникает поле другого типа, например, надвиговое.

Карты напряжений τ_C и численно заданных областей разрушения можно считать моделями карт прогноза сейсмогенных областей и областей, перспективных для поиска некоторых типов рудных тел или скоплений удобных для разработки углеводородов.

Литература

1. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74–119.
2. Осокина Д.Н. Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 220–245.
3. Осокина Д.Н. Районирование зоны разлома по шаровой и девиаторной частям поля напряжений, прогноз областей разрушения и вторичных нарушений (математическое моделирование) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С.99–103 (Материалы XXXVI ктотнич. совещ.; Т. 2).
4. Осокина Д.Н. Скальвающие кулоновы напряжения и области различного деструктивного поведения массива в окрестностях разрыва // Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 351–359.

5. *Ребецкий Ю.Л.* Напряженно-деформированное состояние и механические свойства массивов горных пород по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис....д-ра. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ, 2003. 54с.
6. *Ребецкий Ю.Л.* Методология исследования напряженно-деформированного состояния и свойств массивов горных пород в естественном залегании // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С.145–149.

Г.А. Павленкова¹

Строение земной коры и верхней мантии по сейсмическому профилю Мурманск-Кызыл

Профиль Мурманск–Кызыл (профиль «Кварц») длиной 3850 км является частью опорных профилей МинГео СССР, отработанных с мирными ядерными взрывами и освещающих структуру земной коры, верхней мантии и переходной зоны к нижней мантии до глубины 700 км [1]. Профиль сечет несколько крупных геологических провинций Евразии: Восточно-Европейскую платформу, Тимано-Печорскую плиту, Урал, Западно-Сибирскую плиту и Алтай. На профиле было проведено три ядерных и 48 химических взрывов, записи которых отличаются высоким качеством и самой протяженной системой нагоняющих и встречных годографов мантийных волн (поэтому его часто называют сверхдлинным сейсмическим профилем).

Обработкой и интерпретацией данных по этому профилю занимались несколько международных групп [3–5]. Полученные в результате модели верхней мантии существенно различаются у разных авторов и очень схематичны. Последнее объясняется тем, что для их построения использовались данные только ядерных взрывов. Чтобы получить более детальные разрезы верхней мантии, автором была проведена совместная обработка записей как химических, так и ядерных взрывов и проведен анализ возможной неоднозначности полученного решения. Были использованы и дополнительные данные по соседнему профилю Белое море – Воркута, ядерный источник которого расположен на профиле «Кварц».

Полученные записи химических и ядерных источников отражают сложный характер волнового поля с резкими изменениями кажущихся скоростей и амплитуд преломленных и закритических отраженных волн. Совместный анализ волновых полей позволил выделить ряд характерных их особенностей, позволяющих надежно определить основные параметры скоростных моделей. Почти непрерывно были прослежены отраженные волны от границ в верхней мантии и от переходной зоны к нижней мантии. Построение разрезов проводилось методом математи-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва

ческого моделирования. Совместная интерпретация данных химических и ядерных взрывов позволила существенно увеличить детальность построений по верхам мантии до глубины 100 км.

Наиболее яркие горизонтальные неоднородности в структуре коры и верхней мантии наблюдаются в зоне перехода от Русской плиты к Тиману, а также между Печорской плитой и Уралом. Скорости в верхней коре составляют 6,2 км/с под Русской плитой и только 5,9-6,0, под Тиманом. Под Печорской плитой нет высокоскоростного (6,8–7,0 км/с) слоя нижней коры, который присутствует во всех остальных частях профиля и является типичным для внутренних частей континентов. Глубина до Мохо изменяется вдоль профиля от 40–45 км под Восточно-Европейской платформой до 55 км под Уралом и Алтаем. Относительно тонкая и низкоскоростная кора характерна для Печорской плиты.

Характерной чертой структуры земной коры в зоне перехода от Русской плиты к Уралу является наличие четко выраженных зон нарушений, отделяющих Русскую плиту от Тимана и Печорскую плиту от Северного Урала. По этим зонам происходит резкая смена типа коры и изменения структуры границы М. Отмечается также существенная переработка низов коры на краю Восточно-Европейской платформы (Мезенская впадина). Это проявляется в наличии высокоскоростного (мантийного) внедрения в низах коры, влияние которого ощущается и в средней коре. Здесь же происходит и резкая смена скоростей в верхах мантии от 8,2 км/с под Русской плитой до 7,9 км/с под Печорской. Это смена происходит по наклонной отражающей границе, которая погружается на восток от границы М до глубины 80 км. Подобная граница выявлена и под Уралом, она тоже погружается в восточном направлении и прослеживается до глубины 110 км. Обе границы можно было бы связывать с зоной субдукции на северо-восточном крае древней платформы, если бы они погружались в обратном направлении, под Русскую плиту. Их наклон отражает общую тенденцию тектонических движений в этом регионе с надвигами на край Восточно-Европейской платформы. Как показали последние данные ОГТ, надвиги такого направления характерны и для верхних слоев земной коры Тимано-Печорской плиты. О преимущественных движениях на запад свидетельствует и структура коры Полярного Урала. На западном его ограничении граница М резко погружается, образуя уступ; на восточном – она достаточно плавно поднимается в сторону Западно-Сибирской плиты. Наиболее неоднородна здесь и верхняя мантия. Под Уралом непосредственно под границей М выделяется слой с аномально высокими скоростями, более 8,4 км/с, что может быть связано с анизотропией скоростей. Мощность этого слоя 30–40 км. Ниже него на глубине от 80 до 120 км наблюдается слой с пониженными скоростями.

Структура земной коры и верхней мантии на остальной части профиля спокойнее. Мощность коры постепенно увеличивается от 40 км под Западно-Сибирской плитой до 50 км под Алтаем без резкой изменчивости типа коры. Скорости в верхней мантии под Западно-

Сибирской плитой понижены (8 км/с), что хорошо коррелирует с повышенным тепловым потоком этого региона. Затем они плавно увеличиваются к Алтаю до больших значений (8,2 км/с), типичных скорее для древних платформ. Здесь тоже выделены отражающие горизонты, погружающиеся под Западно-Сибирскую плиту.

На глубине более 200 км существенной горизонтальной неоднородности верхней мантии вдоль всего профиля не наблюдается. Это означает, что среда на этой глубине становится более пластичной и неоднородности сглаживаются. Примерно этой глубине соответствует средняя мощность литосферы, определенная по тепловым данным. Но никаких признаков астеносферы как слоя пониженных скоростей даже в районе повышенного теплового потока на этом профиле не обнаружено.

Неожиданной особенностью структуры верхней мантии этого региона оказалось наличие протяженных сейсмических границ, создающих интенсивные отраженные волны. Это – границы группы N на глубине 70–120 км, граница L, известная по сейсмологическим данным как граница Lamte на глубине 220–230 км, и граница H на глубине 330–340 км. Эти границы выделяются и на других сверхдлинных профилях в Сибири [2]. Их рельеф достаточно сложный в верхней части мантии, но, начиная с глубины более 200 км, они практически горизонтальны. Горизонтальны и границы переходной зоны, прослеженные на глубине 420, 520 и 680 км.

Таким образом, профиль «Кварц» выявил существенную неоднородность структуры земной коры и верхов мантии, коррелируемую с крупными тектоническими элементами разных возраста и геологической истории. Ряд корреляционных связей соответствует известным закономерностям: под Уралом и Алтаем наблюдаются корни гор, пониженными скоростями верхней мантии отличаются области с повышенным тепловым потоком. Но выявлены и неожиданные особенности. (1) Тимано-Печорская плита характеризуется низкоскоростной двухслойной корой, типичной для Западной Европы, но не для молодых плит центральной части Евразии. (2) Обширный регион, включающий Тимано-Печорскую плиту, Урал и Западно-Сибирскую плиту, ограничен с двух сторон глубинными нарушениями в верхней мантии, погружающимися к центру Западной Сибири. (3) Астеносфера как слой пониженных сейсмических скоростей на всей площади исследований не выявлен. (4) Почти непрерывно в верхней мантии прослежено несколько отражающих границ, природа которых пока не выяснена.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №04-05-64526).

Литература

1. *Егоркин А.В.* Глубинные сейсмические исследования с трехкомпонентной регистрацией смещения почвы // Физика Земли. №. 1999. №7/8. С.44–64.
2. *Павленкова Н.И.* Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. / Под ред. Д.В.Рунквиста. М: ГЕОС, 2003. С.168–182.
3. *Mechie J., Egorкин A.V., Fuchs K., Riberg T., Solodilov L.N., F.Wenzel.* P-wave mantle velocity structure beneath Northern Eurasia from long-range recordings along the profile QUARTZ // Phys. Earth Planet. Inter., 1993. V. 79., P.269–286.

4. Morozova E.A., Morozov I.B., Smithson S.B. Heterogeneity of the uppermost Eurasian mantle along the DSS Profile «Quartz», Russia // Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology / K.Fuchs (Ed.) NATO ASI Series. 1997. V. 17, Kluwer Academic Publishers. P.139–146.
5. Ryberg T., Wenzel F., Mechie J., Egorkin A.V., Fuchs K. Solodilov L. Two-dimensional velocity structure beneath Northern Eurasia derived from super long-range seismic profile Quartz // Bull.Seism. Soc.Am. 1996. V. 86, P. 857–867.

Н.И. Павленкова¹

Структура тектоносферы и проблемы формирования крупных месторождений

При изучении крупных месторождений обычно детально исследуется верхняя часть земной коры. Гораздо меньше получено информации о связи месторождений с особенностями строения ее глубоких частей и тем более верхней мантии. Чтобы определить эти связи, автором обобщены и проанализированы материалы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ) и методу отраженных волн (ОГТ) для Северной Евразии. При этом рассматривались наиболее надежные материалы (при необходимости проводилась их переинтерпретация с использованием современных методов обработки).

В результате установить какую-либо четкую связь между сейсмическими моделями коры, ее типами и распределением на поверхности полезных ископаемых не удалось. Некоторая связь намечается лишь между крупными месторождениями и зонами нарушений в земной коре и верхней мантии, но эта связь крайне сложная и неоднозначная. Зоны нарушения – это контакты блоков с разными физическими свойствами, сложно построенные, чаще всего наклонные сейсмические границы (разломы), зоны повышенной неоднородности («яркие пятна»), зоны резкого изменения отражающих свойств региональных границ и т.д. Например, месторождения нефти и газа в Западной Сибири, в Днепровско-Донецкой и Ферганской впадинах приурочены чаще всего к краевым зонам крупных грабенов, которые характеризуются резкими нарушениями в структуре земной коры. На Балтийском щите большая часть месторождений приурочена к шовным зонам между блоками разного возраста, которые выделяются по сейсмическим данным серией круто наклонных отражающих границ, секущих всю кору и уходящих иногда в мантию до глубины более 100 км. Кимберлитовые поля Сибирского кратона приурочены к границам блоков коры с разными скоростными свойствами. Им соответствуют и высокоскоростные включения в верхах мантии. Цепочка крупных месторождений, вытянутая вдоль юго-восточного края Сибирского кратона, соответствует краю крупной скоростной аномалии

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

в верхней мантии. Рудные месторождения в восточной части России располагаются в областях «размытого» Мохо, т.е. в областях, где граница между корой и мантией не является резким отражающим горизонтом.

Такие соотношения можно объяснить связью процессов формирования месторождений с областями повышенной проницаемости литосферы, где наиболее активно происходят процессы тепломассопереноса, формируются потоки глубинного вещества и, особенно, глубинных флюидов [5]. Известно, что глубинные флюиды играют большую роль в формировании различных месторождений, как нефтяных, так и рудных [3]. Они не только провоцируют плавление при небольших глубинах и регулируют процессы метаморфизма, но и обеспечивают вынос к поверхности и концентрацию в отдельных ловушках основных компонент месторождений. В этом плане исследование процессов подъема глубинного вещества и флюидов к поверхности играет большую роль для решения проблем поисков полезных ископаемых.

Данные о глубинном строении земной коры и верхней мантии позволяют исследовать эти процессы в региональном плане. Они дают возможность выявлять зоны глубинных нарушений и тем самым помочь планированию региональных геолого-разведочных работ. Они позволяют выделить и изучить структуру глубинных каналов движения флюидов и получить информацию о возможном преобразовании вещества под их воздействием. В этом плане уже получено много данных. Например, в коре континентов на относительно небольшой глубине, 10–20 км, существуют слои с пониженной сейсмической скоростью (волноводы) и с пониженным электрическим сопротивлением, которые по всей видимости представлены зонами повышенного содержания флюидов [1,6]. Такая природа коровых волноводов соответствует механической модели, основанной на лабораторных исследованиях условий разрушения горных пород при высоком давлении и температуре [4]. По этой модели, в верхней коре формируются сначала субвертикальные, затем наклонные трещины, а на глубине 10–15 км происходит разрушение породы и образование микротрещиноватости. Разрушение сопровождается дилатансионными эффектами и может явиться причиной разуплотнения пород, повышения пористости и повышения содержания флюидов на этой глубине. Хорошо согласуется с этой моделью и наблюдаемая по данным ОГТ листрическая форма разломов, выходящих к волноводам. Эта модель нашла подтверждение и в данных глубокого бурения.

Структурные особенности зоны перехода от земной коры к мантии (граница М) во многом схожи с особенностями корового волновода и позволяют предположить и здесь наличие ослабленных флюидонасыщенных слоев. Граница М – это сложно построенная расслоенная зона. Скорости в отдельных прослоях этой зоны аномально высокие, что свидетельствует об анизотропии скоростей и о возможном течении материала вдоль этих слоев. Очевидно, именно поэтому на уровне границы М наблюдается изостатическая уравновешенность коры. Во многих регионах в ни-

зах коры выделены также слои с повышенной электропроводностью. Можно предположить, что на уровне границы М коровые породы переходят в состояние истинной пластичности и становятся малопроницаемыми для глубинных флюидов. Это создает условия для формирования под непроницаемыми покрывками флюидонасыщенных и ослабленных слоев.

В литосфере континентов также обнаружены зоны инверсии скоростей и зоны повышенной электропроводности. Наиболее устойчивым из них является слой на глубине около 100 км [7]. Выделены также сейсмические границы (расслоенные пачки), по своим свойствам похожие на границу М. Природу мантийных волноводов и этих границ также легче всего объяснить повышенным содержанием флюидов.

Характерной чертой структуры верхней мантии являются также наклонные зоны аномальных скоростей [8]. Они ограничивают со всех сторон континенты и прослеживаются на границах крупных геоструктур или областей с разными эндогенными режимами. Наиболее выразительны они на активных окраинах, где их можно проследить до глубины в 400–700 км вдоль фокальных зон Беньофа. На пассивных окраинах континентов тоже выявлены аномалии высоких скоростей. Плоскости их падения могут быть направлены и под древние платформы, и под молодые плиты. Эти зоны также характеризуются повышенной электропроводностью.

Есть основание предполагать, что вся система сейсмoeлектрических субгоризонтальных слоев, соединенных наклонными зонами нарушений, является основными каналами для движения глубинных флюидов. Эта система обеспечивает наиболее активный процесс переноса энергии и вещества за счет подъема флюидов с больших глубин к дневной поверхности. На некоторых уровнях давления и температуры флюиды задерживаются в своем движении, образуя слои повышенной концентрации. Это может привести к частичному плавлению вещества при относительно низкой температуре, его метаморфизму, дифференциации и выделению отдельных компонент будущих месторождений. Наиболее важную роль при этом должны играть волноводы на глубине 10–15 км, к которым выполаживается большая часть приповерхностных разломов. Флюидонасыщенные слои, созданные разрушением и разуплотнением горных пород, существуют и в осадочном чехле примерно на такой же глубине, около 10 км. Такого рода волновод, связанный с разуплотненной зоной, обнаружен, например, на глубине 7 км в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины. Предполагается его тесная связь с режимом формирования нефтяных залежей в этом регионе [2]. Подобный слой, но меньшей мощности, выделен по данным ГСЗ и в Пур-Гыданской впадине (север Западной Сибири).

Все изложенное позволяет надеяться, что глубинные геофизические исследования будут шире, чем сейчас, использоваться при решении проблем формирования месторождений полезных ископаемых

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №04-05-64526).

Литература

1. Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 1. С.1–9.
2. Гулиев И.С., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины // Литология и полез. Ископаемые. 1988. №5. С.130–136.
3. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. Дмитриевского А.Н., Валаева Б.М. М.: ГЕОС, 2002. 471 с.
4. Каракин А.В., Камбарова А.Н. Динамическая модель коровых волноводов // Геоинформатика. 1997. № 1. С.10–17.
5. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металогении // Проблемы глобальной геодинамики / Под ред. Д.В.Рунквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.
6. Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 51–61.
7. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. / Под ред. Д.В. Рунквиста. М. 2003. С. 168–182.
8. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J.Geoph. Res. 1998. V.103, №12. P.30055–30078.

В.Э. Павлов¹

Место рождения Сибирской платформы

Согласно современным представлениям (см. например, [1]) Сибирский кратон как единое целое возник в результате амальгамации древних архейских континентальных блоков в конце палеопротерозоя ~1,9–1,8 млн лет назад. Этот процесс сопровождался масштабными коллизионными и связанными с ними региональными метаморфическими процессами, захватившими значительную, если не всю, территорию Сибирской платформы.

Если это так, то естественно предположить, что палеомагнитный сигнал, записанный в метаморфизованных породах кристаллического фундамента Сибирской платформы, должен отражать направление геомагнитного поля времени регионального метаморфизма, т.е. в данном случае, направление геомагнитного поля времени формирования Сибирской платформы. В этом случае, независимо от возраста пород, образующих фундамент Сибирской платформы, и их географического положения, большинство из них должно нести в себе палеомагнитные направления, соответствующие довольно тесно группированным палеомагнитным полюсам, расположенным в одной и той же области земного шара. Естественно, речь здесь идет только о тех породах, которые сохранили древнюю намагниченность.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Нами были выполнены рекогносцировочные палеомагнитные исследования, направленные на проверку этой гипотезы. В рамках этих исследований были изучены метаморфические комплексы различного состава, слагающие разновозрастные серии, выходящие на поверхность в долинах рек Учур и Аим (Алданский щит). В значительной части изученных образцов нам удалось выделить древнюю намагниченность, с направлением, близким для всех обнажений, независимо от состава слагающих их пород и их расположения (таблица).

Рассчитанный палеомагнитный полюс был сопоставлен с аналогичными палеомагнитными полюсами, полученными ранее Камышевой [2] и Саврасовым [3] по разновозрастным метаморфическим комплексам Анабарского щита.

После выполнения коррекции за среднепалеозойское раскрытие Виллойдского рифта [4], эти полюсы практически совпали (см. таблицу).

Интересно отметить, что полученный по Учуро-Аимским метаморфическим породам палеомагнитный полюс лежит в непосредственной близости от полюса чайской серии Акитканского пояса, имеющей возраст, близкий к 1,9 млрд лет (Диденко и др., в печати; Гладкочуб и др., в печати).

Полученный результат подтверждает существующие представления о практически одновременном (в докембрийских масштабах времени) региональном метаморфизме, охватившем значительную территорию Сибирской платформы, связанном, вероятно, с коллизионными событиями, приведшими к образованию Сибирского кратона. Совпадение палеомагнитных полюсов, полученных для удаленных регионов Сибирской платформы, согласуется с представлениями о преобладании дипольного геомагнитного поля в конце палеопротерозоя и подтверждает гипотезу об относительном вращении Алданского и Анабарского блоков в палеозое. Полученный полюс позволяет рассчитать широты, на которых находилась Сибирская платформа во время своего образования и ее ориентировку относительно меридиана. В частности, территория Учуро-Майского района находилась в это время в приэкваториальной области (широты – 10–15°) и была развернута на 30° (или 210° – в зависимости от выбора полярности намагниченности) относительно своего современного положения. Полученный полюс можно рассматривать как начало сибирской кривой кажущейся миграции полюса.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64423, INTAS, грант № 03-51-5807, и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)»).

Литература

1. *Rozen O.M.* Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic supercontinent. Russian J. Earth Sci.. April 2002. V. 4, № 2.
2. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса: Данные по СССР / Под ред. А.Н. Храмова. Вып.1. Л.:1971. 124 с.

Таблица. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы метаморфических пород Алданского и Анабарского щитов

Обнажения	N	Палеомагнитные направления			
		Dec, °	Inc, °	K	L ₉₅
Учурский выступ фундамента					
A	3	209,0	23,4	63,2	15,6
D2	5	221,0	35,3	34,6	13,2
D3	3	227,5	19,9	82,1	13,7
DP	4	207,7	49,7	66,8	11,3
F1	3	214,4	28,8	72,9	14,5
F2	7	218,7	26,3	39,8	9,7
F3	5	214,1	22,3	98,7	7,7
Среднее (на уровне сайтов)	7	216,4	29,5	46,8	8,9
Средний палеомагнитный полюс: PLAT=-10° PLONG=96° A ₉₅ =7°					
Выступ фундамента в районе р. Б.Аим					
Аим	5	287,6	-17,8	15,6	20,0
Виртуальный геомагнитный полюс: PLAT=-21° PLONG=111 ° A ₉₅ =15°					
Учур+Аим					
Средний палеомагнитный полюс: PLAT=-11° PLONG=97° A ₉₅ =7°					
Анабарский щит					
(Камышева: Палеомагнитные направления..., 1971 г.):					
Средний палеомагнитный полюс: PLAT=-16° PLONG=124° A ₉₅ =15°					
То же, с поправкой за раскрытие Вилюйского рифта на 20°: PLAT=-16° PLONG=103° A ₉₅ =15°					
То же, с поправкой за раскрытие Вилюйского рифта на 25°: PLAT=-15° PLONG=98° A ₉₅ =15°					
Саврасов, 1990 [3]					
Средний палеомагнитный полюс: PLAT=-15° PLONG=124° A ₉₅ =5°					
То же, с поправкой за раскрытие Вилюйского рифта на 20°: PLAT=-15° PLONG=104° A ₉₅ =5°					
То же, с поправкой за раскрытие Вилюйского рифта на 25°: PLAT=-15° PLONG=98° A ₉₅ =5°					

3. *Саврасов Д.И.* Палеомагнитные исследования на кристаллических породах Анабарского щита // Геология и геофизика. 1990. №1. С.94–104.
4. *Павлов В.Э., Петров П.Ю.* Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый довод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли. 1997. №.6. С.42–55.

С.А. Паланджян¹

Сиалические и симатические фронты активной окраины Восточной Азии в позднем мезозое – кайнозое

В сложной конфигурации тектонических структур западной окраины Тихого океана отчетливо выделяются две самостоятельные фронтальные линии, морфологически выраженные цепями глубоководных желобов и дуг, окаймляющих тектонические системы зон субдукции. Эти окраинные структуры геодинамически взаимосвязаны, но различаются по возрасту и происхождению литосферы тыловых областей.

Основная (внутренняя) фронтальная линия имеет трансрегиональное развитие. Она ограничивает цепи островных дуг с аккреционным строением основания, тектонические комплексы фундамента которых, наряду с террейнами островодужного и океанического типов, местами включают террейны континентального происхождения (кратоны, пассивные окраины, метаморфические). На севере это Алеутско-Камчатско-Курильская цепь; южнее она переходит в Японско-Филиппинско-Индонезийскую [5]. По перечисленным географическим областям рассматриваемую фронтальную линию можно обозначить АКК-ЯФИ. Эта граница оконтуривает энсиалический по своему первоначальному заложению крайний подвижный пояс Евразии, различные террейны которого были сепарированы и /или амальгамированы и аккретированы в течение длительного времени, охватывающего, по-видимому, весь фанерозой. В пользу этого свидетельствует большой диапазон времени формирования офиолитов, очень широко развитых в пределах нескольких молодых складчатых поясов западного обрамления Тихого океана: Корякско-Камчатского (возраст офиолитов и других комплексов океанического типа – от раннего палеозоя до позднего мела) [2,8], Японского (от раннего палеозоя до кайнозоя) [6], Филиппинского (от доюрского до четвертичного) [4].

Интерпретация геологических и геохимических данных свидетельствует о том, что большинство офиолитов генерировалось в супрасубдукционной обстановке, в процессе спрединга междуговых и задуговых бассейнов, заложившихся при расколе островных дуг и преддужий [1, 4, 6], т.е. представляют собой образования различных этапов внутреннего развития само-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

го окраинно-континентального подвижного пояса. Однако некоторые офиолиты и иные комплексы пород океанического типа, несомненно, являются экзотическими террейнами, аккретированными (или захваченными при откате тех или иных участков фронтальной линии) из внешней, энсиматической области активной окраины или из океанической плиты.

Важнейшей особенностью тектонического развития периферийных, прифронтовых участков окраинно-континентального подвижного пояса является неоднократное длительное проявление продольно ориентированных сдвиговых дислокаций, связанных с быстрой неортогональной конвергенцией литосферных плит [4, 7, 9]. Сдвиговой тектоникой обусловлено расчленение островодужных комплексов и офиолитовых террейнов, перемещение их фрагментов на значительные расстояния, с формированием поясов тектонического коллажа кулисно расположенных блоков и чешуй разновозрастных и разнофациальных образований (Корякское нагорье, север Филиппинского архипелага).

Структурную линию АКК-ЯФИ, ограничивающую энсиматическую подвижную окраину континента, можно обозначить как *сиалический фронт*.

Внешняя фронтальная линия, или линия Идзу-Бонин-Марианская (ИБМ) [5], представляет собой систему окраинно-океанических островных дуг, околнуривающих с запада и с юга плиту Филиппинского моря. В пределах всего геологического пространства между линиями АКК-ЯФИ и ИБМ нет террейнов континентального происхождения, оно сложено новообразованной (относительно Тихоокеанской плиты) океанической литосферой и энсиматическими («внутриокеаническими») дугами. Меланократовые комплексы этого пространства зародились лишь в эоцене и продолжают развиваться поныне. В отличие от энсиматического подвижного пояса, здесь более «спокойный» стиль тектонического строения: отсутствуют проявления обдукции, аккреционные комплексы, в том числе офиолиты *sensu stricto* (т.е. приреченные, *emplaced* террейны), хотя различные по составу породы литосферы океанического типа в фундаменте преддужий являются аналогами офиолитов [3]; практически все эти породы проявляют геохимические признаки супрасубдукционных образований, роль аккретированного океанического материала совершенно незначительна.

Структурная линия ИБМ представляет собой внешний, *симатический фронт* активной окраины.

На фоне длительного существования сиалического фронта локальное (в пространстве и во времени) проявление линии ИБМ представляет собой одну из загадочных особенностей геодинамического развития активной окраины. Среди существующих гипотез происхождения симатического фронта наиболее обоснованной представляется концепция экстрезии астеносферной мантии из континентального пространства в окраину Пацифики, вызванной закрытием восточной части Тетиса. Эта гипотеза, разработанная К.Тамаки и М.Фловером, подкрепляется геологическими и геохимическими данными, наиболее важными из которых являются следующие: 1) установлена возрастная корреляция тектониче-

ских событий, связанных с фазами закрытия Тетиса, расколом коры Юго-Восточной Азии (с образованием междугловых бассейнов энсиалического пояса), зарождением и развитием литосферы плиты Филиппинского моря; 2) изотопная характеристика мантийных резервуаров базальтов задугловых бассейнов запада Тихого океана соответствует не тихоокеанским, а индоокеанским параметрам, т.е. линия ИБМ является также и изотопной границей [5].

Современная картина пространственного размещения симатического фронта сложилась в эоцен-четвертичном этапе развития активной окраины. Геологические комплексы предшествующего, позднемиоценового-раннетретичного этапа проявлены севернее, в пределах Корьякско-Камчатско-Курильского региона [2]. Начиная с альбского времени, на окраине Палеопафики, прилегающей к Камчатскому континентальному блоку и Корьякскому подвижному поясу, в супрасубдукционной обстановке формируются литосфера океанического типа (Ватынский бассейн) и энсиматическая Ачайваям-Валагинская дуга; в палеоцене происходят раскол дуги и раскрытие междуглового Ветловского бассейна; активность фронтальной части (Говенская и Кроноцкая дуги) продолжается вплоть до позднего эоцена. Аккреция последних к Камчатскому микроконтиненту произошла лишь в среднем-позднем миоцене, т.е. временной интервал существования этого «ископаемого» симатического фронта охватывает 100 млн лет.

Гипотеза Тамаки-Фловера позволяет объяснить формирование реконструируемого позднемиоценового симатического пространства и синхронных бассейнов энсиалического пояса активной окраины экстрезией астеносферной мантии – процессом, обусловленным закрытием в конце раннего мела реликтовых океанов на северо-востоке Азии – Оймяконского, Южно-Анжуйского, восточного окончания Монголо-Охотского. Раскол в палеоцене Ачайваям-Валагинской дуги и откат симатического фронта объясняются резким замедлением движения плит Палеопафики и их перестройкой [2].

Таким образом, сиалический фронт представляет собой перемещающуюся во времени и в пространстве, но длительно (вероятно, в течение всего фанерозоя) функционирующую структурную границу, оконтуривающую окраинно-континентальный подвижный пояс. В противоположность этому, симатический фронт, скорее, является эфемерным (в масштабах длительности геологических эр) и более локальным структурным образованием, его зарождение и развитие обусловлены миграцией (экстрезией) астеносферы суперконтинентального пространства сквозь сиалический фронт в сторону внешнего океана (Палеопафики) в результате закрытия реликтовых океанических бассейнов на востоке Евразии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-64025, 05-05-64917, 05-05-65067) и программы «Ведущие научные школы» (проект НШ-1980.2003.5).

Литература

1. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 104 с.
2. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Геодинамика формирования и раскола позднемеловой островной дуги (террейны Восточной Камчатки и Южной Корякии) // Настоящий сборник.
3. Bloomer Sh.H., Taylor B., MacLeod Ch.J. et al. Early arc volcanism and the ophiolite problem: a perspective from drilling in the Western Pacific // Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. AGU Geophys. Monogr. 88. Washington, 1995. P. 1–30.
4. Encarnacion J. Multiple ophiolite generation preserved in the northern Philippines and growth of an island arc complex // Tectonophysics. 2004. V.392. P.103–130.
5. Flower M.F.J., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) «high-grade marc»: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure // Ibid. 2001. V. 333. P. 9–34.
6. Ishiwatary A. Circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belts // Circum-Pacific Ophiolites. Proc. 29th Int. Geol. Congr., part D. Utrecht, VSP, 1994. P.7–28.
7. Khudoley A.K., Sokolov S.D. Structural evolution of the northeast Asian continental margin: an example from the western Koryak fold and thrust belt (northeast Russia) // Geol. Mag. 1998. V.135. № 3. P. 311–330.
8. Palandzhyan S.A. Ophiolite belts in the Koryak Upland, northeast Asia // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 341–360.
9. Publier M., Monnier Ch., Maury R., Tamayo R. Plate kinematics, origin and tectonic emplacement of supra-subduction ophiolites in SE Asia // Ibid. 2004. V. 392. P. 9–36.

Е.И. Паталаха¹

Украинский щит – продукт субдукционно-плюмовой тектоники неогена

Оставшийся продолжительное время в тени вопрос о происхождении Украинского щита в последнее время получает шанс на статус событийной схемы. В соответствии с палеотектоническими реконструкциям, занимающий «краевую», а точнее «угловую» позицию в системе ЮЗ форланда Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и отгороженный от орогенического обрамления поясом краевых прогибов Украинский щит (УЩ) возник в результате субдукции Восточно-Европейской плиты к юго-западу, что знаменовало исчезновение периодически возникавших океанических пространств неогена, занятых теперь в основном альпийскими сооружениями.

Основные вехи этого процесса сводятся к следующему [1]. Прежде всего это формирование передового литосферного вала –форебалджа (forebulge) перед фронтом субдукционной зоны, замаскированной теперь полихронными орогеническими сооружениями обрамления ЮЗ форланда ВЕК.

Образование форебалджа рассматривается как следствие смены океанической субдукции континентальной, снижения скорости погружения слэба, утолщения земной коры и литосферы в целом, существенного увеличения радиуса изгиба литосферы, но возможно, кроме того, и

¹ Национальная Академия наук Украины

в результате реализации инерционного эффекта при переходе к коллизии с потерей устойчивости в результате продольного сжатия.

С образованием форебалджа сопряжено формирование пестрого по составу (в основном базитового) постколлизионного дайкового комплекса с выраженным СЗ трендом простираций (статистически согласным с простираанием УЩ) в широком возрастном диапазоне от 1,7 до 0,2 млрд лет, что дает основание рассматривать процесс в целом длительным и многостадийным, а дайковый комплекс как индикатор условий растяжения в сводовой части форебалджа.

В процессе субдукции перед орогеническим фронтом возник протяженный (свыше 2,5 тыс. км) шириной порядка 50–100 км Балтийско-Каспийский пояс разнотипных краевых прогибов общей СВ вергентности от перикратонных до предгорных, полихронный характер которых соответствует составным элементам полихронного же орогенического обрамления ЮЗ форланда ВЕК.

Однако для окончательного оформления УЩ радикальным оказался фанерозойский (девано-карбонный и особенно верхнедевонский) этап, когда субдукционный процесс вступил в стадию своего апогея. Под влиянием прогрессирующих «мантийных» фазовых переходов (типа базальт–эклогит, кварц–коэзит, графит–алмаз), а также разогрева астеносферы новыми порциями мантийного плюма (щелочно-гипербазитовая формация Днепровско-Донецкой впадины – ДДВ и пр.) отрицательная плавучесть слэба резко возросла вместе с увеличением его прочности на растяжение путем пластичного механизма. Все это привело к увеличению тягового усилия (pull) в общем ЮЗ направлении и вниз, передаваемого ЮЗ углу ВЕК. Однако реализовать это усилие простым субдукционным путем уже не оказалось возможным: субдукция исчерпала себя из-за положительной плавучести ВЕК. Под влиянием этого тягового усилия слэба ЮЗ угол форланда начал просто отрываться от основного тела к тому времени уже индифферентного ВЕК по оси форебалджа и разграничивающего их ДДВ, а точнее Припятско-Днепровско-Донецко-Донбасско-Карпинского рифта – на востоке межконтинентального, а на западе слепо вклинивающегося в тело ВЕК.

Так образовался УЩ (равно как и смежный с севера Воронежский массив – ВМ). При этом в силу неполного отрыва соответствующий УЩ литосферный блок в плане испытал некоторый поворот по часовой стрелке. Формирование УЩ, следовательно, происходило в принципе аналогично Аравийской плите, отколовшейся от Африки в начале олигоцена по той же причине, (также в обстановке мантийного плюма), что привело к образованию Красноморского межконтинентального рифта [2, 3].

Именно с подобного рода спецификой развития рифта ДДВ следует связывать уникальность его как высоко продуктивной УВ-носной авлакогенной структуры совершенно не характерной для древних кратонов мира. Естественнее всего полагать, что отрыв (а точнее «отламывание») УЩ от тела ВЕК произошло по хорде полуовала ЮЗ угла форланда с литосферой ослаб-

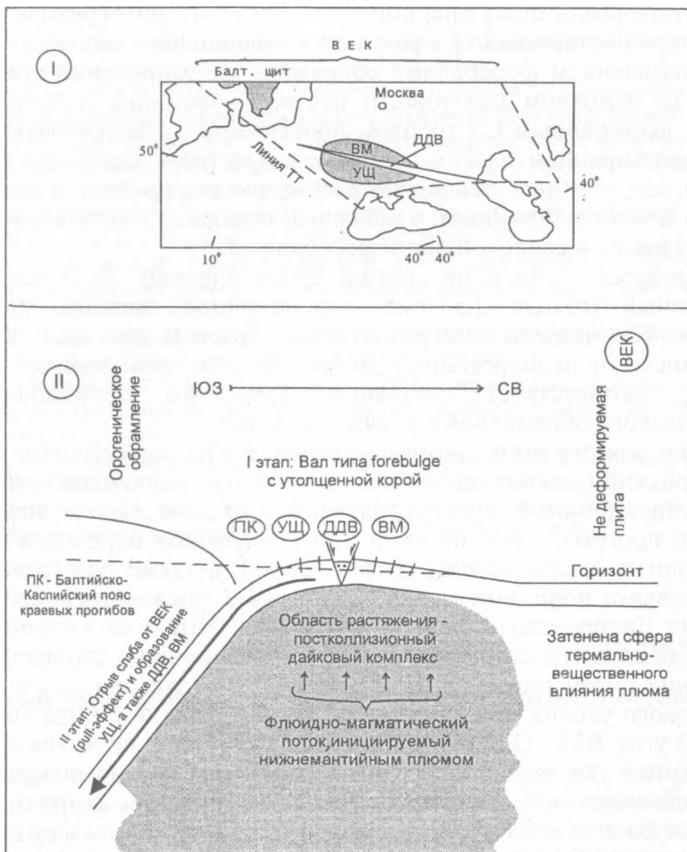


Схема образования структурного ансамбля УЩ – ДДВ – ВМ в плане (I) и в поперечном разрезе (II)
Пояснения см. в тексте

ленной мантийным плюмом – щелочные гипербазиты ДДВ, серия трубок взрыва среднедевонского возраста в северном и южном бортах Припятского грабена, а также кимберлитовые средне-верхнедевонские трубки на сочленении Донбасса и Призовского блока. Не исключено, что именно этот признак окажется ключевым при расшифровке алмазонасности УЩ.

Отсюда следует главный наш вывод о том, что весь ансамбль взаимосвязанных структур – УЩ, ДДВ, ВМ, равно как и Балтийско-Каспийский фронтальный пояс краевых прогибов, – образовался как продукт субдукции Восточно-Европейской плиты (в широком ее палеотектоническом понимании) под орогеническое обрамление ЮЗ форланда ВЕК на протяжении неогена в условиях функционирования нижнемантийного плюма – важного энергетического стимулятора субдукционного процесса (схема).

Глубинный плюм разупрочнил литосферу и резко снизил вязкость в очаге событий, что способствовало «отламыванию» УЩ от ВЕК.

Литература

1. Паталаха Е.И. Сенченков И.К, Трофименко Г.Л. Тектоногеодинамическая эволюция ЮЗ форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. Киев. ЭКМО, 2004.. 233 с.
2. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V.103. P. 30055–30078.
3. Jolivet L., Faccenna C. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision / Tectonics. 2000 V.19, № 6. P.1095–1106.

Е.И. Паталаха¹, Г.Л. Трофименко¹

Террейновая тектоника – показатель турбулентных (вихревых) течений в астеносфере

При рассмотрении орогенических поясов (к примеру, ближе всего нам известной Евразии) просматриваются две полярные тенденции: с одной стороны, наличие неких структурных элементов (разного рода аккреционно-коллизийных зон, островных дуг и т.п.), как бы связующих орогенический пояс в единое целое на огромном протяжении его в тысячи километров, а с другой, – фрагментарность составляющих орогенический пояс доменов – тех же островных дуг, аккреционных призм, микроконтинентов, офиолитовых клиньев и т.д. Уже из этого следует, что мозаичность, по всей очевидности, составляет одну из самых общих особенностей строения орогенических поясов вообще не зависимо от типа самого орогенического пояса – коллизийного, аккреционного или смешанного. На наш взгляд, – это свидетельство той существенной роли, которую играет террейновая тектоника, специфичная именно своей дискретностью и мозаичностью структуры. Возникновение террейнов типа сиалических микроконтинентов происходит, очевидно, за счет «обламывания» краев континентов, особенно на ранних стадиях (рифтинг–спрединг) суперконтинентального цикла, тогда как образование других типов террейнов (подводные океанические горы, островные дуги и пр.) может быть вызвано заклиниванием субдукционного процесса (симаунты), либо исчерпанием его ресурса (островные дуги), диффузной дезинтеграцией материковых либо океанических плит, связанной с турбуленизацией потоков конвектирующей астеносферы, что, в свою очередь, может быть следствием, например, общей перестройки кинематики мегаплит, поступления очередных порций глубинного плюмового материала в астеносферу, неоднородностями в самой астеносфере, либо в литосфере и т.д.

¹ Национальная академия наук Украины, Киев, Украина

Во всяком случае из сказанного следует, что один ортодоксальный плитотектонический подход при анализе геодинамических явлений на больших площадях, при котором большим и малым сиалическим континентальным массам, якобы скованным жестким литосферным панцирем, отводится индифферентная роль пассивных пассажиров с раз навсегда заданным маршрутом движения, уже нельзя признать достаточным. Крупные континентальные плиты, как правило, сопровождаются ореолом мелких плит и плиточек кинематически полуавтономных террейнов на самых различных стадиях суперконтинентального цикла, перемещение которых в пространстве довольно хаотизировано. Они-то и служат зачастую тем основным строительным материалом, из которых состоят орогенетические пояса, например, хорошо изученный западный сектор Альпийско-Гималайского пояса, заключенный между Восточно-Европейской и Аравийской платформами, Центрально-Азиатский пояс и др. Такой, террейновый, подход в значительной степени оживляет тектонический анализ, делает его более гибким и перспективным.

Возникает вопрос о том, так ли велико отличие аккреционного типа орогенетических поясов от коллизионного. В рассматриваемом аспекте, на наш взгляд, такое различие кроется в следующем. Орогенетические пояса обоих типов так или иначе проходят один и тот же в принципе аккреционный этап, когда ширина его (по сути континентальной коры) разрастается за счет «причаливания» крупных, либо шарьяжно-субдукционного подслаивания или аллохтонного обдуцирования мелких к краю континента (континентов) разнообразных террейнов – микроконтинентов, подводных гор, островных дуг, задуговых, междуговых, преддуговых бассейнов и др. На этом этапе степень мозаичности у обоих типов орогенетических поясов примерно одинакова. Однако в случае аккреционного типа процесс формирования орогена на этом и заканчивается. Никакого смыкания противостоящих океану континентов не происходит, возникает краевой орогенетический пояс, ограниченный, с одной стороны, континентом, а с другой – материнским океаном. Поэтому такой грандиозный аккреционный пояс оказывается нераздавленным противоборствующими друг с другом коллидирующими континентами, и он сохраняет черты первородной структуры аккреционного коллажа: это прежде всего хорошо сохранившаяся, не линейризованная тектоническим течением единого плана мозаичность, часто моновергентность, длительная растянутость процесса орогенеза (от самых древних, максимально метаморфизованных внутренних зон к самым молодым фронтальным), невысокий общий уровень деформированности и т.д.

При формировании же орогенетических поясов коллизионного типа (например, по Альпийско-Гималайскому сценарию) процесс эволюции, наоборот, завершается в соответствии с циклом Вильсона столкновением и смыканием континентов. Развиваются грандиозные (по объему и интенсивности) деформации компрессионного растекания былого аккреционного коллажа вследствие прогрессирующего сближения конти-

нентов. Это стимулирует укорочение аккреционного коллажа по нормали к плоскости коллизии (часто это «лобовое» столкновение континентов) и удлинение (сдвиговый компонент) в плоскости коллизии – вверх и в стороны. По мере сближения континентов (нередко это как бы «вхождение» их друг в друга) процесс единого тектонического транспорта в плоскости коллизии, некогда бывшей плоскостью субдукции, становится все более ощутимым. Плоскость коллизии при этом становится все более крутопадающей (результат исчерпания континентальной субдукции). Развивающееся интенсивное тектоническое течение на всех масштабах уровней с изоклинизацией складок, кливажным и кристаллизационно-сланцевым течением постепенно конформирует и «упорядочивает» аккреционный коллаж, сглаживает черты резкой мозаичности и в конце концов приводит к линейаризации структур аккреционного коллажа, которая теперь благодаря интенсивному растеканию в одной плоскости приобретает черты внешне «простой» линейной структуры. Особенно показательны в этом плане вторичные моноклинали (псевдомоноклинали) с их, как правило, неестественно преувеличенными тектоническими мощностями пород.

Процесс коллизионной линейаризации, следовательно, стирает в значительной степени исходные черты мозаичной структуры аккреционного коллажа и придает ей особенности линейной структуры. Поэтому введенный нами для зон смятия в 70-х годах термин «линейаризация» был принят на вооружение в геодинамический арсенал многими исследователями. Коллизионная линейаризация исходной аккреционной структуры уничтожает черты изначальной мозаичности (например, угловатые микроконтиненты обращаются в овалы, свили, «плиты» и т.д.), переформируют структуру орогенического пояса в целом и, что самое важное, – не только линейаризуют, но и гомогенизируют в изотопно-геохронологическом смысле, поскольку коллизионный процесс сопровождается интенсивным тепловым потоком, метаморфизмом и магматизмом.

Сказанное, однако, не означает, что коллизионный тип орогенических поясов начисто лишен мозаичности, например, в смысле торцевых сочленений аккреционных призм и т.п. Такого рода мозаичность может быть связана, например, с постумной крупномасштабной сдвиговой тектоникой и ороклинизацией линейных структур вследствие некоторой ротации континентов, которые предусматриваются другими сценариями орогенного коллизионного процесса (Алтае-Саяны, Казахстан и др.).

Таким образом, первоначальные структурно-мозаичные черты аккреционного коллажа в условиях коллизионных орогенических поясов могут стираться присущим для этого типа поясов интенсивным деформационным течением (типа сплющивания), ключевым последствием которого считаются обычно линейаризация и линейный тип структур.

Поэтому формулируемые иногда различия аккреционного и коллизионного типов орогенических поясов достаточно условны. Не случайно так часто используется представление о сложном аккреционно-колли-

зионном типе даже внутриконтинентальных орогенических поясов, таких как Центрально-Азиатский.

Террейновая тектоника, на наш взгляд, не вписывается в рамки стационарных конвективных течений в астеносфере и требует для своего объяснения более сложных турбулентных (вихревых) течений.

Н.Л. Пестрикова¹, А.И. Обжиров¹

Разрушение газогидратов и аномальные поля метана в Охотоморском регионе как результат его сейсмотектонической активизации

В результате газеогехимических исследований, выполненных в Охотоморском регионе за период с 1984 по 2005 гг., установлены фоновые и аномальные поля метана в водной толще восточного шельфа и склона о-ва Сахалин. Обнаружено, что на рубеже 1988–1989 гг. в воде этой области произошло резкое увеличение концентраций метана [1]. Кроме того, количество потоков метана в районе северо-восточного шельфа и склона о-ва. Сахалин с момента начала проведения исследований газеогехимических полей до настоящего времени возросло от 2–3 до более 100. Наиболее представительные гидроакустические аномалии, связанные с потоками метана, приурочены к зонам разгрузки гидратосодержащих и нефтегазосодержащих донных отложений.

Лаборатория газеогехимии ТОИ ДВО РАН проводит исследования по распределению природных газов в Охотоморском регионе с 1984 г. За период 1989–2005 гг. в Охотском море было обнаружено большое количество газеогехимических полей и связанных с ними аномалий метана, приуроченных к зонам субмариной газовой разгрузки: «Обжиров», «Гизелла», «Эрвин» – до 23 000 нл/л метана в придонном слое (2000 г.), «Иероглиф», «Хаос» – 2000 нл/л, «Обжиров» – 260 000 нл/л (август, октябрь 2003 г.) и др. [2,3]. С 1998–2004 гг. комплексное геологогехимическое и геофизическое изучение Охотоморского региона как единой природной системы проводилось в сотрудничестве с Морским центром ГЕОМАР (Германия) в рамках Российско-Германской программы КОМЕКС. Основным направлением исследований этого проекта было изучение газогидратов, выходов метана, их взаимодействия с осадочными комплексами, геологическими структурами и тектоникой региона. В 2003 и 2005 гг. более детальное изучение районов распространения газогидратов на северо-восточном склоне Охотского моря осуществлялось в рамках Российско-Японско-Корейских проектов ХАОС-1 и ХАОС-2, соответственно.

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

Основной целью работ во всех экспедициях явилось изучение газогеохимических полей и сезонных концентраций метана в водной толще и донных осадках Охотского моря, выяснение сезонной и годовой изменчивости субмариной разгрузки метана, а также определение его источников и их роли в процессах изменения состояния окружающей природной среды. В связи с повышенным интересом к газогидратам как источникам углеводородного сырья особое внимание было уделено всестороннему изучению механизма образования и разложения газогидратов метана.

Методика газогеохимических исследований заключалась в оборе проб воды на различных горизонтах батометрами системы «Розетт». Из батометра 0,5 л воды переводилось в пластиковый вакуумированный отборник без контакта с атмосферой. Газ из воды извлекался на вакуумной установке ТОИ и анализировался на газовых хроматографах. Определялись метан, тяжелые углеводороды, углекислый газ, кислород и азот. Для калибровки прибора использовались сертифицированные газовые смеси «Altech» производства США. Концентрация углеводородов в донных осадках определялась методом «Head Space».

Результаты работ и их обсуждение. Наиболее интенсивные аномальные поля в водной толще Охотского моря, превышающие фон в 100 и более раз, образуются на северо-восточном шельфе и склоне о. Сахалин. Разгрузка метана в этом районе осуществляется, главным образом в результате разрушения газогидратов, локализованных вблизи активных глубинных разломов (выходы природного газа «Обжиров», «Гизелла»). Эти разломы служат проводящими путями и для ртути (высокотоксичного элемента), поступающей с летучими компонентами при дегазации верхней мантии, а также из ртутьсодержащих новообразований, локализованных в породах фундамента [3]. Процесс разгрузки метана из разрушающихся газогидратов впервые был обнаружен в 1986 г. на северо-западном склоне о-ва Парамушир. Здесь на глубине около 800 м из донных отложений поднимались пузыри газа, преимущественно метана, которые на эхограмме создавали звукорассеивающий столб высотой 200–300 м. Исследования, проведенные сотрудниками институтов Вулканологии и Океанологии им. Ширшова (1987 г.), в районе выхода метана обнаружили в донных отложениях газогидраты. Они были представлены маломощными (толщиной 5–15 мм) прослойками, включениями, линзами светло-серого вещества, похожего на грязный снег или рыхлый лед.

Изучение газогеохимических полей в водной толще Охотского моря показало, что на рубеже 1988–1989 гг. произошло резкое увеличение концентраций метана в придонной воде – фоновых в 2–3 раза (70–90 нл/л), а аномальных в 1000 раз и более (10 000–20 000 нл/л).

Резкое увеличение содержания метана в воде Охотского моря, вероятно, связано с сейсмотектонической активизацией в регионе, в результате чего в зонах разломов усилился тепловой поток, нарушился слой гидратосодержащих пород, который перекрывает свободные газы. Природный газ стал поступать к поверхности дна как из-под газогидратной

покрышки, так и в процессе разрушения самих газогидратов с выделением пузырьков метана из донных отложений в воду, а местами с поверхности моря в атмосферу. Первоначально были обнаружены две гидроакустические аномалии, характеризующие потоки метана. К 1995 г. их количество возросло до 30. В этом же году на северо-востоке о-ва Сахалин в районе Нефтегорска произошло землетрясение. К 2002 г. количество выходов метана в данном районе Охотского моря превысило 100. Как показывают исследования, все эти выходы природного газа приурочены к районам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простирания, контролируемых Восточно-Сахалинской разломной зоной, оказывающей влияние на сеймотектоническую активность северо-восточного шельфа и склона Охотского моря [2]. Эти данные говорят о продолжении процесса сеймотектонической активизации региона в 2002 г. и, как следствие, увеличении площади разрушения газогидратов и количества выходов метана из донных отложений в воду. Полученные в 2003–2005 гг. данные подтверждают вышесказанное и указывают на дальнейшее усиление процесса сеймотектонической активизации. Мониторинг содержания метана в районе выходов пузырей газа показал, что его концентрация в период исследований (май–июнь 2005 г.) оставалась столь же высокой, как и в предыдущей экспедиции по проекту ХАОС-1 (2003 г.).

Исследования, проведенные в районе газогидратного поля на склоне о-ва Парамушир показывают, что в придонной воде в областях выходов метана, начиная с 1985 г., концентрация метана постоянно росла (с 120 до 500 нл/л). В начале октября 1994 г. концентрация метана уже составляла 500 нл/л. Измерения содержания газа после Кунаширского землетрясения показали увеличение концентрации метана в два раза и более. Эпицентр этого землетрясения располагался в 300 км от о-ва Парамушир, но судя по резкому возрастанию концентрации метана в водной толще в районе газового источника припарамуширской зоны, можно предположить о сеймотектонической активизации региона Курильской островной дуги в октябре 1994 г.

Кроме того, наблюдения С.М. Сапрыгина [4] также указывают на связь потоков метана с сеймотектоническими процессами в Охотоморском регионе. Согласно его данным, с 1959 по 1979 г. район Южно-Сахалинского грязевого вулкана находился в состоянии покоя. Сеймотектоническая активизация этого района началась в октябре 1979 г. Перед этим наблюдалась волна сжатия, в результате которой уровень подземных вод поднялся в Южно-Курильске на 46 см, Южно-Сахалинском – на 22 см, Охе – на 8 см. Перед землетрясением в Южно-Сахалинском грязевом вулкане, помимо увеличения потока, также возросло содержание паров ртути и углекислого газа, что характеризует раскрытие глубинных разломов и генетическую связь грязевых вулканов с ними.

Таким образом, в результате изучения связи потоков метана с сеймотектоническими процессами в Охотоморском регионе отмечено, что

периоды роста концентраций метана сопровождаются эпизодами землетрясений в этом регионе, после чего наблюдается стабилизация субмаринной газовой разгрузки. При сейсмотектонической активизации в зонах разломов увеличивается тепловой поток, уменьшается давление, что приводит к разрушению газогидратов метана, который преимущественно в виде пузырей поступает из недр в воду, а из воды в атмосферу. При активизации зон разломов происходит более интенсивная миграция газа (метана) из нефтегазовых залежей и/или нефтегазосодержащих пород.

Выводы. 1. Основной причиной увеличения количества метана в воде восточного шельфа о-ва Сахалин является активизация сейсмотектонических процессов в данном регионе.

2. Наиболее интенсивные аномальные поля метана в Охотском море наблюдаются на северо-восточном шельфе и склоне о-ва Сахалин. Их образование связано с процессом разрушения и формирования газогидратов, локализованных вблизи активных глубинных разломов

3. Газогеохимические критерии могут оказывать помощь в предсказании тенденций процесса усиления-ослабления тектонического напряжения недр.

Литература

1. *Обжиров А.И., Астахова Н.В., Липкина М.И., Верецагина О.Ф., Мишукова Г.И., Сорочинская А.В., Югай И.Г.* Газогеохимическое районирование и минеральные ассоциации дна Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 1999. 184 с.
2. *Обжиров А.И., Салюк А.Н., Шакиров Р.Б., Дружинин В.В., Мишукова Г.И., Агеев А.А., Саломатин А.С., Пестрикова Н.Л., Веселов О.В., Куделькин В.В.* Потоки метана и газовые гидраты Охотского моря // Наука и техника в газовой промышленности. М.: Изд-во ООО «ИРЦ Газпром», 2004. № 1/2. С. 20–25.
3. *Обжиров А.И., Соснин В.А., Салюк А.Н. и др.* Мониторинг метана в Охотском море. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
4. *Сапрыгин С.М.* Тектоническая флюидодинамика // Первый российско-японский семинар «Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений»: Тез. докл. Хабаровск, 2001. С. 200–204.

Е.В. Пивченкова¹

Пояса гряд на поверхности Венеры: общие закономерности распространения и возможный механизм образования

Генезис многих структур на Венере до сих пор остается спорным, но изучение их необходимо для понимания как общих, так и частных закономерностей развития планеты, а также представляет интерес для поиска и расшифровки аналогичных структур на Земле. В данной статье предложена гипотеза, которая объясняет закономерности направлений простираания Поясов гряд – одних из древнейших тектонических структур

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

тур на планете – влиянием вращения Венеры вокруг ее оси, а генезис этих Поясов и составляющих их гряд – процессом валиковой конвекции, происходящим под воздействием значительного теплового потока в литосфере Венеры, которая даже на поверхности достаточно «горячая».

Глобальная структурная карта поясов гряд. В лаборатории сравнительной планетологии Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского в 2000 г. по материалам фотогеологического картирования поверхности Венеры была составлена глобальная структурная карта Поясов гряд масштаба 1:25 000 000 (Е.В. Пивченкова и В.П. Крючков). В ходе работ мы использовали материалы КА *Магеллан* – радарные снимки с разрешением 0,5 км на пиксель.

Пояса гряд на Венере распространены повсеместно, хотя и неравномерно и присутствуют в виде как протяженных «поясов», так и их фрагментов, вытянутой или даже почти изометричной формы, причем границы поясов выглядят как бы изъеденными. Это следствие имевшей место значительной переработки поверхности планеты в ходе ее геологической эволюции. Пояса гряд были в значительной степени редуцированы (погребены под более молодыми лавовыми покровами) при сохранении общих видимых закономерностей строения.

Простириания поясов гряд: общие закономерности. Всего нами было измерено простириание 480 фрагментов поясов общей длиной 137 850 км. Направление на север принималось за 0° (соответственно все отклонения на запад – с отрицательным знаком, на восток – с положительным). В результате было получено несколько групп роздиграм, из которых видно, что на поверхности планеты преобладают простириания трех основных направлений: субмеридионального (за исключением южно-экваториальной области, где оно не выражено) и двух «диагональных» – (–60°)–(–30°) и (+ 20)–(+40°). Субширотные простириания тоже имеют место. Они прослеживаются для северо-экваториальной и южной областей (направление –80°), однако не являются преобладающими; для других зон они редки либо отсутствуют.

Конвекция в линейной форме применительно к геологической среде: возможный механизм образования поясов гряд. Еще в 70-х годах прошлого столетия был разработан подход к проблеме складкообразования, при котором к нижней и боковым границам толщи не прилагаются внешние усилия и поэтому эти границы не смещаются, а внутри толщи происходят складчатые движения, имеющие конвективный характер (явление «ограниченной конвекции») [2].

По морфологии венерианские Пояса гряд больше всего похожи на земные орогены, но существенно отличаются от них параметрами и распространением. Из этого сходства был сделан вывод, что эти структуры сформировались в обстановке сжатия [1]. Однако, если принять такое положение, то возникает некоторое противоречие: на Земле орогены формируются за счет коллизии, это зоны «скупивания» земной коры, компенсирующие области ее наращивания (зоны спрединга). На Венере же

тектоники плит не существует, поэтому, если Пояса являются участками сжатия коры, учитывая их глобальное распространение, надо принять, что планета целиком меняла свой радиус, т. е. сжималась, либо найти структуры, комплементарные поясам и одновозрастные с ними. Или предложить какой-то другой механизм их формирования.

Предположим, что пояса гряд образовались не в результате механического сжатия, а в результате конвекции в приповерхностном слое литосферы планеты под воздействием теплового импульса. В пользу этой модели говорит, во-первых, то, что она не требует наличия компенсационных деформаций растяжения, т.е. самодостаточна; во-вторых, высокий тепловой поток, о котором свидетельствуют мощные проявления вулканизма гавайского (щитового) или исландского (трещинного) типа. Именно высокий тепловой поток мог способствовать появлению конвекции в приповерхностном слое и привести к формированию подобных структур: более крупных поднятий, поясов – за счет конвекции и гряд в них за – счет обстановок локального сжатия в пределах конвективного поля напряжений.

Далее перед нами возникают вопросы: чем обусловлено формирование этих структур на поверхности планеты? Чем вызвана наблюдаемая закономерность их распространения? Почему на Венере образовались подобные структуры, а на Земле и на других планетах нет?

Обратимся к результатам исследования, связанного с серией экспериментов. Речь идет о работах Т.М Гептнер и других исследователей, которые моделировали глобальную трещиноватость на шаре. Дело в том, что многие геологи задавались целью смоделировать крупные разрывы, которые можно было бы связать с глобальными напряжениями, сопутствующими изменению либо размеров, либо формы Земли [2].

Суть этих экспериментов заключалась в следующем: во влажной глиняной оболочке, покрывающей шар, под воздействием сжатия его вдоль оси, проходящей через полюсы, в средних широтах образовывались кулисообразно расположенные короткие трещины меридионального простирания [2].

Нами предпринята попытка связать описанные выше эксперименты с тем, что мы наблюдаем для Венеры. Если предположить, что пояса гряд сформировались за счет конвекции в некотором приповерхностном вязкопластичном слое венерианской коры, то причину подобного процесса можно объяснить на основании экспериментов Т.М. Гептнер: наблюдаемая нами сеть Поясов гряд могла образоваться по ослабленным зонам, которые, из-за небольшого сжатия вдоль оси вращения Венеры представляют собой потенциальные трещины отрыва, не дошедшие до рифтовой стадии. Даже незначительное растяжение в коре планеты в глобальном масштабе привело бы к формированию системы разрывных линейментов субмеридионального направления.

Итак, мы показали, что субмеридиональное простирание присутствует и является одним из основных в каждой из выделенных нами зон на глобусе Венеры, за исключением южноэкваториальной зоны, в которой наблюдает-

сы устойчивое диагональное отклонение от этого направления. Это наводит на мысль о том, что Северное полушарие испытало смещение-сдвиг относительно Южного, как это имеет место на Земле [3]. На Земле это левосторонний сдвиг и его связывают с направлением вращения планеты, но Венера вращается в противоположную сторону относительно плоскости эклиптики, и для нее следует ожидать правосторонний сдвиг. Как показано выше, мы рассматриваем линеamentную сеть как следствие тенденции к образованию трещин отрыва, т.е. растяжения в широтном направлении (в соответствии с результатами эксперимента Т.М. Гептнер). Поэтому эти трещины отклоняются в противоположную сторону по отношению к направлению сдвига, см. например: [3]. Это значит, что если мы имеем правый сдвиг, то линеamentы должны смещаться влево, что мы и наблюдаем на полученных розах-диаграммах в южноэкваториальной зоне.

Таким образом, мы можем предложить следующий возможный механизм образования Поясов гряд на поверхности Венеры. Вследствие вращения хрупкая незрелая кора планеты подверглась незначительному растяжению в широтном направлении, что повлияло на формирования ослабленных зон субмеридионального простирания, вдоль этих зон из разогретых недр планеты поступал тепловой поток, который вызывал конвективные движения в пластичном слое, подвергавшемся деформациям с формированием пологих поднятий и складок в них, а более холодные непрогретые блоки формировали межгрядовые равнины. Уникальность этих структур может объясняться характерным тепловым режимом Венеры, о котором мы пока знаем очень мало, а также особенностями ее внутреннего строения.

Литературы

1. *Крючков В. П.* Структуры сжатия в линейных поясах Венеры. Бюл. МОИП. Отд. Геологии. 1990. Т. 65.
2. Белоусов В.В., Вихерт А.В., Гончаров М.А., Гептнер Т.М., Горелов Ю.М., Н.Б. Лебедева, Сычева-Михайлова А.М. Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 1988.
3. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: Кн. дом «Университет», 2005. 496 с.

В.Б. Пийп¹, Вэн Шань¹

Отображение глубинной структуры верхней мантии Сибири на сейсмических разрезах по сверхдлинным профилям

Сейсмические материалы по четырем сверхдлинным профилям ГСЗ «Кратон», «Кимберлит», «Рифт» и «Метеорит» – проинтерпретированы с использованием метода однородных функций. На разрезах, построен-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

ных автоматически, отобразились структуры верхней мантии до глубин 550 км. Для построений использованы годографы, полученные А.В. Егоркиным. При вычислении разрезов учтена сферичность Земли.

Профиль «Кратон» (рисунок) простирается в субширотном направлении примерно на широтах от 63° до 66° с.ш. и от 71° до 122° в.д. Его длина 3300 км. Зарегистрированы колебания от четырех мирных ядерных взрывов (МЯВ), расстояние между крайними взрывами 3000 км. Приемники располагались в среднем через 15 км. Профиль «Кимберлит» располагается параллельно профилю «Кратон» примерно на 3° южнее. На этом профиле зарегистрированы воны от трех МЯВ. Профили «Рифт» и «Метеорит» проходят в меридиональном направлении, пересекая субширотные профили в центральной части.

Профили проходят через Западно-Сибирскую плиту, Сибирскую платформу и Вилюйскую синеклизу. По геологическим данным, в среднем–позднем девоне Сибирская платформа подверглась действию мантийного плюма.

Годографы первых волн на указанных профилях проинтерпретированы автоматически методом однородных функций. Первые волны – это наиболее уверенно выделяемые колебания при работах методом преломленных волн, к каковым относятся данные наблюдения. В настоящее время для интерпретации годографов глубинных преломленных волн используются два следующих метода. Это ray-tracing (машинный перебор сейсмических моделей) и томография на криволинейных лучах. Однако эти методы не могут удовлетворительно отразить сложные свойства геологических сред по следующим причинам. Они требуют априори заданной начальной модели среды, которая при глубинных исследованиях определяется методами, основанными на простейшей двухслойной модели среды или в предположении полной горизонтальной однородности разреза. При использовании указанных методов очень трудно оценить соответствие системы наблюдений полученному разрезу в смысле его детальности и разрешенности, а, следовательно, достоверности. Так что перед сейсмической интерпретацией по-прежнему стоит задача прямого вычисления, а не подбора по наблюдаемым временам произвольной двухмерной скоростной функции.

Однако нужна ли для решения геологических задач аппроксимация разреза произвольной функцией двух координат? Геологические разрезы не требуют для своего описания произвольной двухмерной скоростной функции. Восстановленная по годографам произвольная двухмерная функция неизбежно будет включать все помехи, которые всегда присутствуют в наблюдаемых временах. Каково же главное свойство геологических скоростных разрезов, которое выделяет их из множества произвольных функций двух координат?

Таким свойством является подобие поверхностей раздела. Вспомним вид антиклинальной или синклиальной складки, внутри которых границы раздела подобны друг другу. Геологические формации часто накопи-

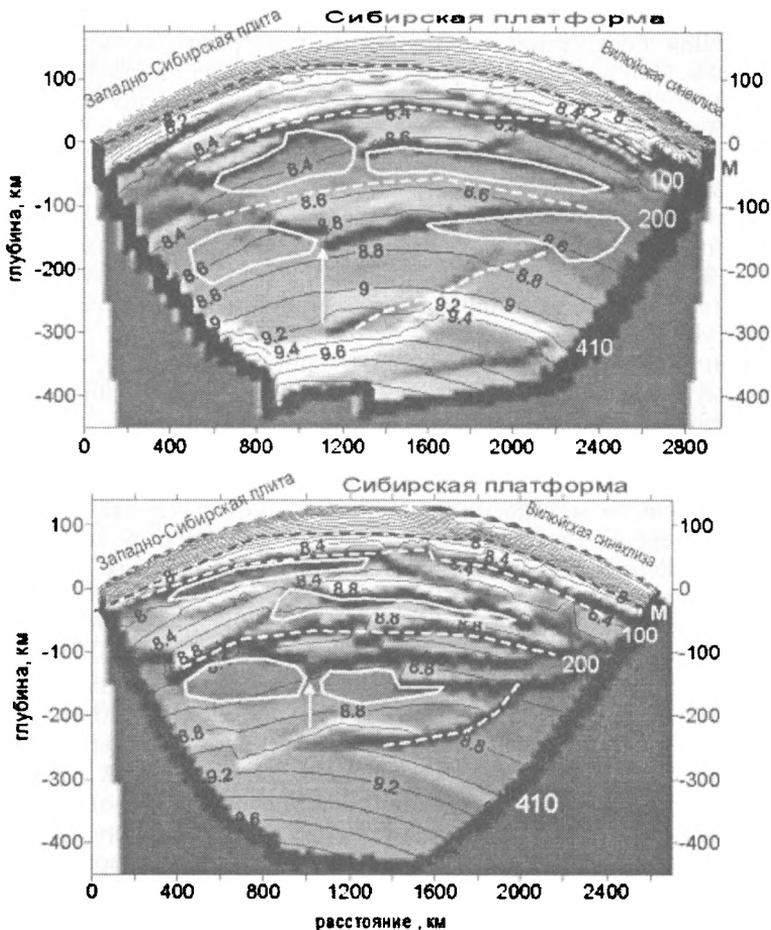


Рис. Сейсмические разрезы по профилям «Кратон» (вверху) и «Кимберлит» (внизу)

Тонкие линии – изолинии скорости с шагом 0,2 км/с. Штриховые линии ограничивают области с пониженными скоростями и градиентами скорости – области повышенной пластичности в мантии. Темные линии – инверсионные границы раздела, светлые линии – границы раздела, на которых скорость возрастает с глубиной. Стрелки показывают возможное направление движения плюма. Вертикальное искажение разрезов 3:1

ваются в водной среде и первоначально имеют горизонтальное залегание. Последующие деформации нарушают такое залегание, однако в среднем подобие поверхностей раздела сохраняется. Свойствами, нужными для описания геологических сред, обладают однородные функции двух координат. Их линии равных скоростей подобны друг другу. Локальное при-

менение аппроксимации сейсмического разреза однородными функциями двух координат позволяет вычислить практически произвольный достоверный скоростной разрез, легко объяснимый геологически.

Такие разрезы содержат скоростное поле, которое представляется сеточной моделью. Это поле включает в себя информацию о границах раздела, крутых и пологих разломах, скоростных аномалиях, и, таким образом, в скоростном поле может содержаться количественная информация о строении зон субдукции, рифтовых структурах, характере сочленения морских и континентальных структур и т.д. Разрезы, построенные методом однородных функций, полностью удовлетворяют современным требованиям к точности построений, принятых международным сообществом [1]. Это подтверждают расчеты теоретических годографов, которые всегда совпадают с наблюдаемыми в допустимых пределах. Применение однородных функций для вычисления скоростных разрезов является наиболее объективным методом изучения геологических разрезов, так как не требует никаких априорных знаний о разрезе, никаких начальных моделей. Вычисляемый по годографам сейсмических волн разрез является полностью неожиданным для интерпретатора. Интерпретация данных ГСЗ методом однородных функций предоставляет уникальную возможность извлечь значительную дополнительную информацию из данных ГСЗ прошлых лет, не производя дорогостоящих сейсмических работ.

На полученных автоматически разрезах по сверхдлинным профилям отобразились не только известные границы раздела: Мохо, подошва литосферы, уровень Леманн, раздел 410 км, но и структуры, которые можно рассматривать как возникшие вследствие действия Тунгусского плюма. Достоверность разрезов по субпараллельным профилям подтверждается наличием на них сходных структур и поверхностей раздела.

Земная кора резко выделяется как слой с повышенным градиентом скорости, мощностью на платформе около 50 км, а в районе плиты и на Вилюйской синеклизе около 40 км. Подкоровая литосфера обладает пониженным градиентом скорости, ее подошва выделяется как инверсионная граница, где скорость уменьшается в среднем от 8,4 до 8,3 км/с. Мощность литосферы изменчива от 100–120 км на платформе до 70 км в районе плиты.

На уровне около 200 км можно выделить поверхность примерно постоянного радиуса, которая разделяет выше- и нижележащие области астеносферы, характеризующиеся различным строением. Эта поверхность по глубине совпадает с границей Леманн. На разрезе профиля «Кратон» она прослеживается как очень слабая граница 1-го рода, на разрезе профиля «Кимберлит» как инверсионная граница. Астеносфера, лежащая выше границы Леманн, различна по строению на двух профилях. Для астеносферы на профиле «Кимберлит» характерны более высокие скорости и сильная расслоенность. Строение астеносферы ниже Леманн на обоих профилях обладает подобными чертами. На разрезах четко выделяется раздел 410 км как граница или переходная зона, где ско-

рость возрастает сверху вниз от 9 до 9,1–9,4 км/с. Этот раздел обладает резким характерным рельефом, который имеет следующие сходные черты на профилях. В районе сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы имеется провал глубиной около 50 км, осложненный в центре высокоскоростным выступом, который отделен тектоническим разделом от соседнего блока астеносферы. Эти структуры можно рассматривать как возникшие вследствие действия плюма. На обоих профилях в астеносфере выделяется несколько овальных вытянутых в горизонтальном направлении структур с пониженными скоростью (8,2–8,6 км/с) и градиентом скорости – зоны повышенной пластичности мантии – возможно, конвективные ячейки.

Разрезы по профилям «Рифт» и «Метеорит» характеризуются меньшей глубиной: 200 км и 150 км, соответственно. Выделенные на всех четырех профилях структуры удовлетворительно подтверждают друг друга в точках пересечения профилей. Отметим, что все разрезы вычислены автоматически и независимо друг от друга.

Литература

1. Piip V.B. // Geophys. Prospecting, 2001. V. 49. P. 461–482.

В.Ф. Подурушин¹

Геодинамические волны как результат воздействия мантийного плюма на литосферу (на примере триасово-юрской эволюции Западно-Сибирской плиты)

В начале раннего триаса литосферные плиты, микроплиты и террейны, образующие фундамент современной Западно-Сибирской плиты (ЗСП), приобрели свое современное взаиморасположение [6], объединившись в три мегаблока: северный (Карско-Ямало-Тазовский), южный (Обский) и восточный (Приенисейский) [7]. Последующее тектоническое развитие ЗСП в раннем–среднем мезозое связано преимущественно с деятельностью Сибирского суперплюма [2].

Литологические, палеогеографические и структурные данные свидетельствуют о том, что на протяжении триасового и юрского периодов поверхность земной коры ЗСП испытала ряд значительных колебаний. В начале каждого колебания реконструируется обмеление или осушение морских бассейнов, образование возвышенностей или гор на суше, огрубение кластогенных осадков. Вторым половинам колебаний соответствуют снижение и выравнивание рельефа, развитие кор выветривания на суше, морские трансгрессии, отложение мелко- и тонкообломочного материала. Рассматриваемые колебания фиксируются как в северном,

¹ Институт геолого-экономических проблем (ИГЭП) РАН, Москва, Россия

так и в южном мегаблоках, но в первом из них они имеют более ранний возраст по сравнению со вторым (рисунок). Таким образом, можно констатировать, что колебания земной палеоповерхности передавались с севера на юг в виде морфодинамопар, объединявших фронтальные области высокого и тыловые области низкого уровня палеорельефа.

С позиций геодинамики приподнятым частям морфодинамопар соответствует обстановка сжатия земной коры, а опущенным – обстановка ее растяжения. Отсюда вытекает заключение, что в коре ЗСП в течение триаса и юры распространялась серия (цуг) бегущих геодинамических волн (ГДВ), состоявших из фронтальных полуволн сжатия и тыловых – растяжения. Период, амплитуда каждой волны и общая продолжительность их существования отражены на рисунке, где заметно постепенное затухание волн на фоне общего погружения поверхности ЗСП.

Приводимые графики имеют несомненное сходство с изображением нестационарного воздействия массивного штампа на полугораниченную слоистую среду [1]. В рассматриваемом случае роль штампа отводится Сибирскому суперплюму. Литосфера ЗСП представлена мантийным и «базальтовым» слоями разной степени пластичности, а также упругим «гранитным» слоем. Функцию еще одного упругого слоя осуществляют силы изостазии, стремящиеся привести поверхность геоида к эквипотенциальному положению. В указанных условиях и в соответствии с [1] единичное воздействие плюма вызвало в литосфере цуг затухающих центробежных ГДВ.

На графиках прослеживается постепенное уменьшение интервалов времени, разделяющих проявления ГДВ на севере и юге Западно-Сибирской плиты. Можно предположить, что это сближение отражает растекание «шляпки» мантийного плюма под подошвой литосферы с севера на юг, ее приближение к южной окраине плиты.

Из рисунка следует, что на севере ЗСП полуволны сжатия имели вид относительно коротких импульсов, сменявшихся более продолжительными полуволнами растяжения. В южном мегаблоке геодинамические волны приобретали более симметричный вид. Отмеченные изменения коррелируются с утолщением консолидированной коры Обского мегаблока [7]; более ранним возрастом ее формирования [3, 6, 8]; отсутствием значительных участков субокеанического строения, известных в Карско-Ямало-Тазовском мегаблоке [4]. Перечисленные признаки свидетельствуют о большей упругости коры южного мегаблока по сравнению с северным.

Важным следствием внедрения суперплюма стало объединение разнородных эпигерцинских мегаблоков в единую кольцевую структуру [5]. Ее развитие происходило в обстановке преобладающего прогибания, сформировавшего Западно-Сибирский осадочный мегабассейн и одноименную плиту.

Признание геодинамических волн заставляет внести существенные поправки в представления о происхождении и длительности формирования рельефа земной поверхности. В частности, с этими волнами следует

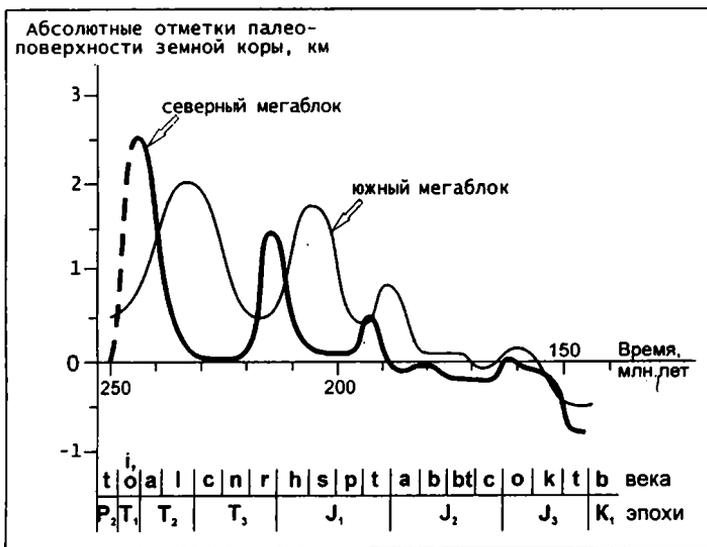


Рис. Триасово-юрские геодинамические волны в коре Западно-Сибирской плиты

связывать обнаружение расчлененного, далекого от пенеплена палеорельефа под толщей более молодых осадочных пород, например, раннеюрской эрозионной поверхности на юге ЗСП. Наличие названных стратиграфических взаимоотношений означает, что скорость погружения в тыловой части геодинамической волны (в полуволне растяжения) значительно опережала скорость денудации. В то же время, волновой механизм объясняет возникновение внутриплитных возвышенностей и гор, удаленных от зон конвергенции плит, с которыми традиционно связывается орогенез.

В прикладном плане представленная геодинамическая модель объясняет скользящий характер возрастных и литологических границ, позволяет уточнить распределение коллекторов и покрышек в объеме Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Литература

1. Ворович И.И., Бабешко В.А., Пряхина О.Д. Динамика массивных тел и резонансные явления в деформируемых средах. М.: Научный мир, 1999. 246 с.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Изд. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 409 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 850).
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
4. Костюченко С.Л. Западно-Сибирский бассейн // Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского, Лаптевых и севера Сибири (масштаб 1:2 500 000). М.: ИЛ РАН, 1998. С. 48–63.

5. Подурушин В.Ф. Кольцевые структуры Западно-Сибирской плиты // Генезис нефти и газа – М.: ГЕОС, 2003. С. 250–252.
6. Подурушин В.Ф. Геодинамическая эволюция фундамента Западно-Сибирской плиты в поздней перми–триасе. // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 80–83. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. Рудкевич М.Я., Озеранская Л.С., Чистякова Н.Ф. и др. Нефтегазоносные комплексы Западно-Сибирского бассейна. М.: Недра, 1988. 303 с.
8. Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования современной структуры Арктики // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С.122–130.

В.Ф. Подурушин¹

Геодинамические волны как следствие коллизионного столкновения литосферных плит

Коллизию литосферных плит в физическом смысле и в масштабе геологического времени можно рассматривать как соударение слоистых пластин. Верхний слой коры континентального типа представлен вулканогенно-осадочным чехлом, который в рассматриваемых условиях деформируется как пластичное тело [3]. Ниже последовательно залегают наиболее хрупкий и упругий «гранитный» слой, пластичный «базальтовый» слой, мантийная часть литосферы, обладающая промежуточными реологическими свойствами [4].

Из характеристики «гранитного» слоя следует, что энергия тектонического удара должна распространяться в нем в виде упругой бегущей геодинамической волны (ГДВ). Однако в зоне перехода от континента к океану (континентальные склон и подножие) «гранитный» слой утонен и раздроблен на блоки, разделенные рифтогенными впадинами с осадочным выполнением. В этих условиях тектонический удар демпфируется, его энергия расходуется главным образом на уплотнение упаковки блоков коры, смятие и выжимание пластичных осадков. Коллизия на начальном этапе имеет мягкий характер, возникновение упругих ГДВ затруднено.

На последующем этапе жесткой коллизии тектонический удар достигает полноценной континентальной коры. Ее упругий «гранитный» слой в полосе, прилегающей к коллизионной сuture, изгибается в сторону свободной дневной поверхности. Дополнительный объем, образовавшийся под изгибом, с двух сторон заполняется материалом «базальтового» слоя, на который действуют два геодинамических фактора: 1) всесторонний всасывающий эффект; 2) нагнетающая сила со стороны давящей плиты. Обращенная вверх выпуклость консолидированной коры служит основанием горного сооружения. Последнее надстраивается аллохтонными массами: выжатыми из сутурной зоны осадками континен-

¹ Институт геолого-экономических проблем (ИГЭП) РАЕН, Москва, Россия

тальной окраины, обдуцированными пластинами океанической или островодужной коры, сорванными фрагментами «гранитного» слоя, попавшими в область надвигообразования.

В объем валообразного поднятия консолидированной коры частично втягивается «базальтовый» материал ближайшего платформенного обрамления. В области оттока толщина «базальтового» слоя уменьшается, заставляя прогибаться вышележащие «гранитный» слой и древний осадочный чехол. Похожее явление сопровождается движением сейсмогенных волн цунами, вызывая значительное понижение поверхности океана непосредственно перед их приходом. Вторым фактором прогибания «гранитного» слоя на окраине кратона служит его упругая реакция на воздымание в соседнем орогене. В возникшей таким образом впадине закладывается глубокий и крутой приорогенный фланг перикратонного (краевого) прогиба, если рассматривать его в составе платформы. По отношению к орогену тот же прогиб является передовым. Перикратонный прогиб заполняется молассой – продуктами разрушения орогена. Для обозначения взаимосвязанных структур «ороген + передовой (краевой) прогиб» предлагается использовать термин «динамопара», а для их геоморфологического проявления – «морфодинамопара». Эти понятия отражают соответственно структурный и геоморфологический признаки ГДВ.

Амплитуда ГДВ отражает положение равновесия между упругой и гравитационной силами. Ее максимум во времени приурочен к начальному периоду существования волны, а в пространстве тяготеет к шву столкновения плит. В дальнейшем, по мере движения в глубь литосферной плиты и с удалением от источника, энергия ГДВ уменьшается, расходуясь на внутреннее трение, взаимодействие с ниже- и вышележащими горными массами, в том числе с значительным объемом новообразованной молассы передового прогиба. Вместе с потерей энергии падает амплитуда ГДВ, происходит ее затухание, в процессе которого формируется пологий платформенный борт краевого прогиба.

Перенос энергии упругими геодинамическими волнами осложняется образованием надвигов, рассекающих чехол, консолидированную кору и частично достигающих поверхности Мохоровичича. Заложению пологих срывов благоприятствует наличие в «гранитном» слое ослабленных зон: границ плотностных и реологических неоднородностей литосферы (поверхностей консолидированной коры, Конрада, Мохоровичича, внутренней расслоенности мегаслоев), а также разрывных нарушений доколлизийного возраста, в первую очередь древних надвигов. Примером последних служат рифей-вендские тектонические покровы Норильского района Сибирской платформы, возрожденные вследствие повторной коллизии в позднем палеозое–раннем мезозое [2].

Смещения происходят не одновременно по всей поверхности надвига, а в сравнительно узкой полосе прохождения динамопары, движущейся от коллизийного шва во внутренние части плиты [5]. Таким об-

разом осуществляется дискретно-волновой массоперенос, исследованный и описанный А.И.Добролюбовым [1].

Автор выражает глубокую признательность В.В. Юдину за плодотворную дискуссию.

Литература

1. *Добролюбов А.И.* Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника, 1987. – 144 с.
2. *Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др.* Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
3. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур. // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С.136–140.
4. *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Пономарев В.С.* Закономерности новейшего тектогенеза // Тектонические процессы: М., 1989. С.211–218. (МГК 28-я Сес. Докл. сов. геологов).
5. *Юдин В.В.* Варисциды Северного Урала. Л.: Наука, 1987. 173 с.

А.И. Полетаев¹

Линеаментогенез и этногенез Восточного полушария Земли

За два последних столетия, т. е. после введения в научный обиход в 1802 г. известным плутонистом Дж. Плейфером (1748–1819) понятия о *разрывах* земной коры, а также после введения в геологический словарь в 1904 г. У. Хоббсом (1864–1953) понятия о *линеаментах*, накоплен огромный фактический материал, свидетельствующий о том, что Земля пронизана густой сетью линейных нарушений и деформаций разного возраста заложения, разного масштаба проявления (протяженности), разной глубины и разных простираний, часто развитых в скрытой (латентной) форме.

В густой сети линейных нарушений и деформаций Восточного полушария Земли на **планетарном уровне** выделяются две гигантские линейные структуры – Средиземноморско-Индонезийский линеамент СЗ–ЮВ простирания и Африкано-Чукотский линеамент ЮЗ–СВ простирания [4].

Эти структуры примечательны не только тем, что они, разделяя Восточное полушарие нашей планеты на четыре сектора, отражают глубинные деформации на уровне границы ядро–мантия [9], но и тем, что именно эти структуры определяют секторное распределение животного мира и даже «больших человеческих рас» [3], развитых на территории данного полушария.

Характерно, что с юго-запада к Средиземноморско-Индонезийскому линеаменту примыкает чрезвычайно раздробленная территория, «зажатая» между более менее «монолитными» блоками земной коры: с одной стороны (с севера и северо-востока) Восточно-Европейским, Западно- и Восточно-Сибирским, а с другой (с юга и юго-запада) – разобщенными Индийским океаном – Африканским и Австралийским.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

Данную территорию было предложено называть Средиземноморско-Индонезийской *зоной интенсивного межблокового разрушения земной коры* [4, с. 114].

Именно «в рамках» этой зоны произошли известные природные катаклизмы и Древнего и Нового времени: от гибели мифической Атлантиды до гибели реальных Помпеи и Геркуланума в 79 г., от Лиссабонского землетрясения 1755 г. до Спитакского землетрясения 7 декабря 1988 г., от малоизвестного, но мощнейшего извержения вулкана Томборо в 1815 г. до знаменитого извержения вулкана Кракатау 1883 г., от землетрясения в Турции 1999 г. до Бамского землетрясения в Иране 2003 г., от Ашхабадского землетрясения 1948 г. до Индонезийской геокатастрофы (землетрясение и мощное цунами) 26 декабря 2004 г., которое по числу человеческих жертв, даже по официальным сообщениям превысивших 300 тысяч человек, и по масштабам экономического ущерба явно «претендует» на одну из самых глобальных катастроф в истории Человеческой Цивилизации.

Следует отметить, что данные учёных, изучающих историю древних цивилизаций (М. Кремо и Р. Томпсон, К. Ламбер-Карловски и Дж. Саблов, а также Дж.Э. Киддер) подтверждают, что именно с этой зоной связана «история жизни и гибели древних цивилизаций Средиземноморья и Индокитая» [10, с. 254].

По данным Л.Б. Вишняцкого [1, с. 85], именно в рамках этой зоны в конце раннего плейстоцена проходили основные пути миграции так называемых архантропов: питекантропов и синантропов, относимых большинством антропологов к виду эректус – *Homo erectus*.

А к африканскому флангу Африкано-Чукотского линеамента примыкают основные места находок ископаемых гоминид нижнего и среднего палеолита – Салданья (Хопфилд), Брокен-Хилл, Эяси, Олдувай, В. Туркана и Омо [12].

На региональном уровне также отмечается определённый структурный контроль человеческих агломераций: так, например, большинство исторически сложившихся городов Русской (Восточно-Европейской) платформы, в том числе и Москва, тяготеют к узловым структурам [8], образованным за счет сочленения и, что значительно реже, пересечения ортогональных и/или диагональных разрывных или линеаментных структур, и обладающим «аномальной тектонической раздробленностью, геодинамической подвижностью и флюидопроницаемостью» [5, с. 44], что, вероятно, могло способствовать развитию на площади этих структур природных условий (рельеф – растительность – водный обмен), благоприятных для проживания Человека.

Это подтверждается и тем обстоятельством, что к **локальным узловым структурам**, развитым, например, на площади Московской региональной узловой структуры, приурочено, по данным И.В. Федонкиной и О.С. Ткаченко, большинство отдельных строений – церквей и монастырей.

Резюмируя, надо сказать, что проблема взаимоотношения процессов линеаментогенеза и этногенеза, намеченная здесь, более многогранна и,

следовательно, интересна, так как имеются данные, что народы, развивающиеся в зонах влияния некоторых линейных элементов, например, Нильско-Лапландского имеют «обострённое эстетическое чувство» [11, с. 419], что позволяет поставить вопрос об *антропогеологических* особенностях и *этнотектонических* закономерностях взаимодействия Человеческой Цивилизации и Геологического Пространства, свидетельствующих о существовании *геологической толерантности* различных человеческих сообществ на протяжении всей истории Человечества.

Приведённые данные позволяют согласиться с мнением одного из основателей антропогеографии и геополитики Ф. Ратцеля, считавшего, что: «Земля воспитала его (Человека – А. П.) со всеми её силами и существами, и его (Человека – А. П.) частная история тесно переплетается с историей Земли вообще... Следовательно, человечество... есть продукт его собственной истории и вместе с тем истории Земли» [2, с. 107].

А раз так, то историю Человеческой Цивилизации и можно и нужно рассматривать именно с позиций двух ветвей современного знания, зарождающихся на стыке естественных и гуманитарных наук: именно, с позиции **антропогеологии**, основной целью которой может быть изучение влияния закономерностей и особенностей вещественного состава и эволюции Земли на закономерности и особенности развития Человека и Человеческого Общества в целом [6, 7], и **этнотектоники**, в рамках которой предполагается изучение влияния особенностей и закономерностей строения и эволюции *тектонически и геодинамически активных зон Земли на зарождение отдельных человеческих сообществ (этносов)* – народов и народностей и на развитие их культуры в самом широком смысле этого слова.

Литература

1. Вишняцкий Л. Б. Человек в лабиринте эволюции. М.: Весь Мир, 2004. 156 с.
2. История человечества: Доисторический период. СПб.: Полигон, 2003. 336 с.
3. Кочемасов Г. Г. Волновая секторная тектоника Восточного полушария Земли и её отпечаток в биосфере // Система планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии): Материалы XI науч. семинара 3–5 февраля 2003г. М., 2003. С. 21–25.
4. Полетаев А.И. Сейсмоструктура зоны Главного Копетдагского разлома. М.: Наука, 1986. 136 с.
5. Полетаев А. И. Узловые структуры земной коры. Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование: Обзор. М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. 52 с.
6. Полетаев А. И. История геологии – отражение истории цивилизации // Система планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии). Материалы XII науч. семинара 4–6 февраля 2004 г. М., 2004. С. 18–24.
7. Полетаев А.И. Некоторые вопросы антропогеологии // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Седьмые Горшковские чтения: Материалы конференции. М.: МГУ, 28 апреля 2005 г. С.21–28.
8. Скворцов А.И. Краткий анализ связи географии городов с тектоникой на Русской платформе // Сборник трудов ВНИИ системных исследований. 1991. № 3. С. 30–36.
9. Сонюшкин В.Е., Фёдоров А.Е., Полетаев А.И. Корреляция морфологии ядра Земли и планетарных геологических структур // Докл. РАН, 1993. Т. 349, № 1. С. 479–481.

10. *Ткаченко О.С.* Жизненное пространство России // Система планета Земля (Нетрадиционные вопросы геологии). Материалы XII науч. семинара 4–6 февраля 2004 г. М., 2004. С.254–267.
11. *Фёдоров А.Е.* Мировая история и глобальные геологические структуры // Там же. С. 385–420.
12. *Хрисанфов Е.Н., Перевозчиков И.В.* Антропология. М.: МГУ–Наука, 2005. 400 с.

В.И. Попков¹

Геодинамическая обстановка формирования структуры Черноморско-Каспийского региона

Можно считать доказанным аллохтонный характер сочленения эпипалеозойской платформы как с Альпийским поясом, так и с древней Русской плитой с надвиганием более молодой континентальной коры в северном направлении. Лишь в зоне поддвига Черноморской микроплиты под Крым и Кавказ образуются эшелонированные складчато-надвиговые дислокации обратной vergentности.

Образование аллохтонных структур в зоне сочленения Русской и Скифско-Туранской плит приходится на конец герцинского и раннекиммерийского циклов тектогенеза и связано с закрытием океана Палеотетис и раннекиммерийских остаточных бассейнов. Масштабы шарьирования вновь образованной континентальной коры оцениваются во многие десятки километров, а в пределах западной части Скифской плиты палеозойское складчатое основание практически полностью шарьировано на кристаллические породы древней платформы.

При этом дальнейшая история развития складчато-надвиговых дислокаций в зоне сочленения разновозрастных платформ заметно отличается в различных ее фрагментах. Так, если покровные структуры кряжа Карпинского крайне слабо выражены в чехольных образованиях, то на восточном участке (п-ов Бузачи, Северный Каспий), их развитие продолжается в юрское, меловое и кайнозойское время. Но наиболее активны они на Крымско-Азовском участке, где в мезозойских и кайнозойских отложениях сформирована серия эшелонированных складчато-надвиговых дислокаций. В процесс надвигообразования вовлечена и прилегающая территория Украинского щита: многие надвиги проникают в докембрийское основание и кристаллические породы оказываются надвинуты на меловые осадочные отложения. Имеют место случаи и внутрiformационных срывов, в частности, срыв относительно пластичных глинисто-мергелистых толщ палеоцена–эоцена по кровле известняков верхнего мела с образованием «бескорневых» антиклиналей.

Широко представлены дислокации бокового сжатия и во внутренних районах Скифской и Туранской платформ. Интенсивность деформаций

¹ Геологический факультет Кубанского государственного университета, Краснодар, Россия

чехла первой из них возрастает в южных районах, при этом южная ее окраина вовлечена в альпийский орогенез. В пределах же запада Туранской плиты внутриплитные структуры бокового сжатия сосредоточены прежде всего в зонах складчатого пермо-триаса и приурочены к фронтальным частям раннекиммерийских надвиговых структур. Вне этих зон важную роль приобретают присдвиговые дислокации.

Развитие внутривулканских складчато-надвиговых дислокаций носило импульсивный характер: на фоне тектонически спокойных пауз выделяются короткие периоды, когда происходила активизация подвижек, сопровождавшаяся регрессией моря, размывом накопившихся ранее отложений, в максимальной степени проявившимся во фронтальных частях аллохтонных структур. Конседиментационным движениям принадлежит подчиненная роль.

Многие дислокации активны и в новейшее время, что подтверждается не только отражением их в молодых осадках, но и проявлением грязевого вулканизма, наличием в осадочном чехле тектонической брекчированности, АВПД и температурных аномалий, приуроченностью к некоторым из них очагов местных землетрясений. На Мангышлаке обнаружены и детально изучены новейшие сейсмодислокации.

Кайнозойская история развития внутриплитных структур бокового сжатия достаточно хорошо коррелируется с основными тектоническими событиями, происходящими в пределах Альпийского пояса, что указывает на общий характер этих причин, обусловленных, вероятно, причленением к Евроазиатской Аравийской плиты.

Мобилистический подход к вопросам внутриплитной геодинамики позволяет по-новому подойти и к решению вопросов нефтяной геологии: от механизма формирования ловушек нефти и газа до общих вопросов генерации, миграции, аккумуляции УВ, разработки новых направлений поисков месторождений (в том числе поднадвиговых зон нефтегазонакопления) и методики геолого-разведочных работ.

**А.В. Прокопьев¹, А.Г. Бахарев¹, А.И. Зайцев¹, Ф.Ф. Третьяков¹,
Г.Н. Гамянин¹, В.В. Алпатов**

Тектоника зон интерференции синхронных геодинамических событий (на примере взаимодействия окраины Северо-Азиатского кратона, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента)

Интерференция (взаимодействие, слияние, соединение) – термин, известный в геотектонике при описании формирования генетически одноили разнотипных структурных парагенезов одновременно в пределах

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

одного объема геологической среды. Так, для Западного Прибайкалья описано наложение сдвиговых деформаций на еще продолжающиеся надвиговые, а купольный тектогенез происходит синхронно со сдвиговыми деформациями. В данном случае интерференция порождена одним геодинамическим событием – раннепалеозойской коллизией [6]. Это пример интерференции на мезоуровне. В рассматриваемом нами случае, в пределах одного и того же крупного региона происходит интерференция субсинхронных различных и разноориентированных геодинамических событий. Формирование Верхояно-Кольмского орогенного пояса в позднем мезозое произошло под влиянием двух главных сближенных во времени геодинамических событий: коллизии окраины Северо-Азиатского кратона (САК) с Колымо-Омолонским микроконтинентом (КОМ) на севере и субдукционными и аккреционными процессами, происходившими вдоль Охотской активной континентальной окраины (ОАКО) на юге. Интерференция этих геодинамических событий привела к развитию в области сочленения крупных тектонических единиц (Верхнеиндигирская тектоническая зона (ВИТЗ) сложной наложенной складчатости и своеобразного комплекса полихронных магматических образований и оруденения.

Ранняя-средняя юра (180-160 Ma). В позднем триасе, ранней и средней юре сформировалась Верхоянская пассивная континентальная окраина САК. К северо-востоку (здесь и далее в современных координатах) от Кулар-Нерского террейна, сложенного ее дистальными образованиями, располагался Оймяконский океан [5], закрытие которого начинается в начале поздней юры с завершением формирования КОМ. Начиная, по крайней мере, с позднего триаса на юго-восточной окраине Охотского кратонного террейна (ОТ) на границе с палео-Тихим океаном закладывается надсубдукционная Удская и продолжающая ее в восточном направлении Кони-Мургалъская окраинно-континентальные магматические дуги [3]. В тылу первой вдоль зоны Адыча-Тарынского (АТР) и его ответвления Брюнгадинского разломов установлены первые правосдвиговые перемещения, приведшие к образованию в ВИТЗ локальных структур растяжения Тарын-Юрхского бассейна пулл-апарт и Кобюминского грабена, ограниченных сбросами и разломами со сбросо-сдвиговой кинематикой. В ранней-средней юре в пределах первого происходило излияние базальтов, внедрение субщелочных долеритов и габбро-диабазов. В конце средней юры к северу от него внедрились плутоны диориты (Rb-Sr: 167 Ma). В расположенном западнее Кобюминском грабене в ранней юре также происходило излияние базальтов и андезитов. АТР мог являться континентальным продолжением трансформного разлома, разделявшего Удскую и Кони-Мургалъскую магматические дуги.

Поздняя юра (160-145 Ma). Заканчивалось закрытие Оймяконского океана и формирование аккреционного комплекса Полоусно-Дебинского террейна на окраине КОМ. На ОАКО продолжалось развитие надсубдукционного Удского магматического пояса. Процессы субдукции вдоль ОАКО на

рубеже киммериджа и титона должны были смениться аккрецией и коллизией террейнов, которые предполагаются в акватории Охотского моря. На западе по Билякчанскому разлому и в Южно-Верхоянском складчатом поясе в это время в результате смещения ОТ в северо-западном направлении произошел первый этап надвигообразования и зеленосланцевый метаморфизм (Ar-Ar: 151 Ma). На восточной границе ОТ вдоль Хейджанского разлома Л.М. Натаповым описаны правосдвиговые перемещения. В ВИТЗ продолжались правосдвиговые перемещения вдоль АТР. На его юго-восточном отрезке В.Г. Шахтыровым также отмечены первые позднеюрские правые сдвиги. Эти перемещения привели к увеличению масштабов растяжения в Тарын-Юряхской структуре. Здесь происходило накопление морских терригенно-вулканогенных отложений и излияние риолитов, начавшиеся еще в келловее. В позднем оксфорде-титоне риолиты были прорвана дацитами Тарынского субвулкана (Rb-Sr: 160-147 Ma, время кристаллизации). По периферии структуры пулл-апарт вдоль сдвигов в обстановке сжатия внедрялись гранитоиды: на севере – адамеллит-граниты Нельканского и Ала-Чубукского плутонов (Rb-Sr, Ar-Ar: 152-140 Ma), на западе и юго-западе – гранодиорит-граниты Эргеляхского, Якутского и Курдатского плутонов (Rb-Sr, Ar-Ar: 157-144 Ma), а на востоке – плутоны диорит-гранитного комплекса (Rb-Sr: 160-149 Ma, Ar-Ar: 161 Ma) [5, 7]. Все магматиты по своей геохимической специализации относятся к образованиям вулканических дуг, внутриплитным и аномальных рифтов. Позднеюрские магматические комплексы ВИТЗ формировались в комбинированной обстановке сжатия и растяжения, связанной с субдукцией и аккрецией террейнов вдоль ОАКО. Синхронные пологие надвиги и межпластовые срывы противоположной вергентности, сопровождаемые складчатостью первой генерации, установлены нами по обе стороны от сдвиговой зоны и формировались кулисно под углом к ней. В Кулар-Нерском террейне ранние надвиги и складки имеют северо-восточную вергентность, а на юго-западной периферии сдвиговой зоны – запад-юго-западную.

Ранний неоком (145-135 Ma). В начале неокома произошла фронтальная коллизия КОМ и восточной окраины САК, сопровождавшаяся формированием линейной складчатости и надвигов второй генерации северо-западного простирания. Северо-восточнее, вдоль западной окраины КОМ, внедрялись коллизионные гранитоиды Главного батолитового пояса. По АТР дистальные образования Верхоянской пассивной континентальной окраины были надвинуты на проксимальные и перемещены в западном направлении на несколько десятков км [4]. В этом же направлении произошли перемещения и вдоль Чаркы-Индибирского разлома. Образовались складки, кливаж и надвиги второй генерации. Заканчивается кристаллизация адамеллит-гранитных, гранодиорит-гранитных и диорит-гранодиоритовых плутонов (Rb-Sr: 144-136 Ma). На гранитоиды наложены термальные процессы (Ar-Ar: 138-134 Ma), вызванные надвиговыми перемещениями в зоне АТР. На ОАКО в результате сближения Тайгоносской островной дуги и южной части Сибирского

континента [2, 3] и возможной аккреции мелких террейнов, сложенных островодужными и окраинноморскими комплексами, аналогичными вскрытым на северном побережье Удской губы, происходило перемещение ОТ в северном направлении. Это привело к образованию отмеченных Н.И. Филатовой фронтальных надвигов восточной ветви Юдома-Алучинского разлома и формированию к северу от него линейных складок. ОТ являлся жестким индентером, на северо-западном и северо-восточном обрамлениях которого по входящим в систему Юдома-Алучинского надвига Билякчанскому и Хайджанскому разломам происходили взбросовые движения с лево- и правосдвиговой компонентой, соответственно. На востоке Южно-Верхоянского складчатого пояса продолжают формироваться надвиги и взбросо-сдвиги.

Поздний неоком - апт (135-112 Ма). Происходит смена фронтальной коллизии КОМ и САК на косую и смещение КОМ в северо-западном направлении. Ранние надвиги трансформируются в левосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги, а Тарын-Юрхская структура пулл-апарт – в присдвиговый горст. По геофизическим данным под ней отмечается подъем кристаллического фундамента. Образуются складки и кливаж второй генерации и кристаллизация коллизионных двуслюдяных гранитлейкогранитных плутонов (К-Аг: 134-122, Аг-Аг: 115-102 Ма). На ОАКО произошло столкновение Тайгоносской островной дуги с южной частью Сибирского континента [2, 3]. ОТ смещается в северо-западном направлении. К северу от ОТ ранние складки деформируются, а в Южно-Верхоянском поясе продолжается формирование надвигов, левосторонних сдвигов, второго дислокационного метаморфизма (Аг-Аг: 120 Ма) и гранитоидных плутонов вулканических дуг (U-Pb, Аг-Аг: 119-120 Ма).

Альб-кампан (105-70 Ма). В результате поворота ОТ против часовой стрелки в Южном Верхоянье образовались поздние правые сдвиги северо-восточного простираения, а в ВИТЗ – субширотные. Синхронно с продолжающимися процессами субдукции под ОАКО и развитиями Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса в ВИТЗ внедрились позднеальбско-коньякские (К-Аг, Аг-Аг: 96-87 Ма) гранитоидные плутоны вулканических дуг, а в Южном Верхоянье – внутриплитные гранитоиды (Аг-Аг: 107-92 Ма) [7]. В конце турона Охотское океаническое вулканическое плато заклинивает Охотскую зону субдукции [1]. К востоку от ВИТЗ образуются кампан-маастрихтские присдвиговые структуры пулл-апарт.

Таким образом, формирование Верхояно-Колымского орогена произошло в результате интерференции двух позднемезозойских синхронных геодинамических событий, и в его составе необходимо выделять две самостоятельные структуры: Южно-Верхоянский (Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса и прилегающие структуры ОТ) и Верхояно-Черский (Западно-Верхоянский сектор Верхоянского пояса с Кулар-Нерским террейном и КОМ) орогенные пояса. Образование первого связано с аккреционно-коллизионными процессами вдоль ОАКО, а второго – с коллизией САК и КОМ.

Литература

1. *Богданов Н.А., Добрецов Н.Л.* Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101-114.
2. *Говоров Г.И.* Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 197 с.
3. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
4. *Прокотьев А.В.* Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеан. геолог. 1998. Т. 17. № 5.С. 3-10.
5. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
6. *Федоровский В.С.* Интерференция деформаций и коллизионный тектогенез // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 229-231.
7. *Lauer P., Newberry R., Fujita K. et al.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, NE Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // Geology. 2001. №. 29. P. 167-170.

В.Н. Пучков¹

Палеогеодинамика Тимано-Уральской области в позднем протерозое-раннем палеозое

В структуре Урала выделяются следующие комплексы (структурные уровни), отвечающие важнейшим этапам его развития: архейско-раннепротерозойский, рифейско-вендский, палеозойско-раннемезозойский, позднемезозойско-палеогеновый и неоген-четвертичный. Первые четыре уровня отделяются друг от друга четкими угловыми несогласиями.

В настоящее время наиболее активно обсуждаются тектоническая природа и взаимоотношения верхней части рифейско-вендского комплекса и нижней части палеозойско-раннемезозойского.

В отношении рифейско-вендского комплекса до недавнего времени конкурировали две точки зрения: 1) это рифтовый, дейтероорогенный комплекс, предварявший возникновение Уральского океана (Иванов, Русин, 2000 г.); 2) это продукт полноценного цикла Вильсона, начавшегося с рифтогенеза и закончившегося коллизией и орогенезом, с образованием складчатой системы доуралид, или тиманид (Пучков, 2000, 2003гг.).

В пользу второй точки зрения говорит целый ряд фактов. Во-первых, вдоль юго-западной окраины тиманид наблюдается фациальный переход мелководных позднерифейских отложений в глубоководные. Во-вторых, в Центрально-Уральской зоне севера Урала, где тиманиды выходят на поверхность, наблюдаются две офиолитовые сутурные зоны: Манюкуйская и Дзеля-Парусшорская, расположенные косо по отношению к уралидам.

¹ Институт геологии ((ИГ) УНЦ РАН, Уфа, Россия

Офиолиты в них имеют, по-видимому, также позднерифейский возраст (Scarrow et al., 2002 year; Пучков, 2005г.). В-третьих, в пределах тиманид намечаются субдукционно-коллизийные вулканы и граниты (Голдин и др., 1999г., Кузнецов и др., 2005г. В четвертых, уточнен абсолютный возраст метаморфических комплексов в пределах тиманид, отвечающий интервалу 530–600 млн лет и интерпретируемый как возраст орогенного метаморфизма (Glasmacher et al., 1999 year; Beckholmen, Glodny., 2004 year и др.). В-пятых, благодаря нашему сотрудничеству с германскими учеными (Willner et al., 2001, 2003, 2004 year) получила новые подтверждения точка зрения о том, что верхнедевонские полимиктовые отложения на Урале и в Притиманье представляют собой молассу и резко отличаются по литологии, минералогии и источникам сноса от нижележащих. Наконец, в шестых, неопровержимо доказано наличие угловых несогласий между протерозойскими и палеозойскими отложениями на всем пространстве тиманид. На Башкирском антиклинории анализ распространения этих угловых несогласий позволяет провести западную границу складчато-надвиговых структур форланда тиманид.

Пространственные взаимоотношения тиманид и уралид различны на севере и юге Урала. На севере Урала наблюдается резкое угловое несогласие между простирающимися тиманид и уралид, обусловленное в позднем кембрии – ордовике несопадением простирающийся тиманид и наложенного на них эпиконтинентального рифта, развившегося затем в зону океанического спрединга. На Среднем–Южном Урале, напротив, простирающиеся тиманид и уралид (но не границы их структур) совпадают. Докембрийские офиолиты и офиолитоподобные породы докембрийского возраста и признаки их наличия выявляются в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), его висячего и лежачего крыльев.

В Сысертско-Ильменогорской купольной структуре (висячее крыло ГУР) описаны метаофиолиты, образующие отдельные надвиговые чешуи и представленные metabазальтами и плагиогнейсами с океаническими характеристиками (I_S 0,7030), датированными U-Pb методом как 543 ± 46 и 590 ± 20 млн лет, что можно интерпретировать как возраст тиманского метаморфизма. Они тектонически сближены с раннепротерозойским кристаллическим блоком (селянкинская свита гнейсов и кристаллических сланцев, 2083 ± 54 млн. лет) (Краснобаев и др., 1998г.; Раевский, 1986г.; Бушляков и др., 1994г.; Шатагин и др., 2000г.; Институт ..., 2002г.).

В лежачем крыле ГУР, в неясной позиции по отношению к кристаллическому фундаменту кратона Балтики, находится южноуральский Максютковский метаморфический комплекс, интерпретируемый как аккретировавший палеозойский край Балтики, вначале погруженный на большую глубину в мантию, а затем быстро всплывший в ходе коллизии края континента и Магнитогорской островной дуги в позднем девоне (Brown, Puchkov, 2004 year). Большая часть изотопных датировок максютковского комплекса отвечает интервалу средне-позднедевонской субдукции и последовавшей эксгумации (интервал 380–370 млн лет), но

имеются и реликтовые датировки, например, рутила из эклогитов – $T=1570\pm 140$ млн лет и $t=547\pm 40$ млн лет (два подсечения, старшее из которых может отвечать возрасту протолита, а младшее – времени тиманского метаморфизма) (Краснобаев и др., 1996г.). Учитывая также среднерифейский возраст цирконов в юмагузинских метариолитах и еще более древний – в метааркозах, находки палеозойской фауны в других частях комплекса (Захаров, Пучков, 1994г.), а также присутствие гипербазитов, метамеланжа и базальтов с геохимическими характеристиками E-MORB (Lennykh, Valizer, 1999 year; Volkova et al., 2004 year)? мы можем охарактеризовать комплекс как сложнейшую серию полиметаморфических надвиговых пластин, содержащих, вероятно, как протерозойские, так и палеозойские офиолиты и, возможно, породы континентального генезиса, со следами как тиманской, так и уральской коллизии.

Самая южная часть западного склона Урала, где может быть предположено присутствие протерозойских офиолитов, принадлежавших Балтике, – это Эбетинская антиклиналь, находящаяся между ГУР и Кемпирсайским гипербазитовым массивом палеозойского возраста. Как было показано (Исаев и др., 1985г.), тремадокские песчаники кидрясовской свиты содержат зерна хромита; первоначально этот факт интерпретировался этими авторами как доказательство докембрийского возраста Кемпирсайского гипербазитового массива, хотя составы кемпирсайских хромитов отличались от кидрясовских. Позже была выработана более реалистичная точка зрения – что наряду с хорошо изученными палеозойскими офиолитами, здесь развиты также докембрийские, заключенные в сложнадвиговом доордовикском Восточно-Эбетинском комплексе (Самыгин, Руженцев, 2003г.). Отмечавшийся В.А.Исаевым (1989г.) факт наличия в кидрясовских песчаниках обломков глаукофана перекликается с данными (Beckholmen, Glodny, 2004 year) о доордовикском возрасте глаукофановых сланцев на севере Кваркушского антиклинория и может отвечать явлению одного порядка: коллизионному метаморфизму форланда тиманид.

Совершенно недавно (Tessalina et al., 2005 year) опубликованы данные о докембрийских возрастных датировках перидотитов и габбро Миндякского и Нуралинского массивов, определенных Sm/Nd и Re/Os методами. Эти и другие данные позволяют предполагать, что на Южном и Среднем Урале ГУР представляет собой телескопированную позднепротерозойско-палеозойскую сутуру, подобную сутуре Анкарского меланжа, где сочетаются палеозойские и мезозойские офиолиты. В то же время эти данные не являются основанием для того, чтобы считать развитие Палеоуральского океана сквозным – от протерозоя до палеозоя. Против этого говорит следующее: 1. Наличие азимутальных несогласий между уралидами и тиманидами на западном склоне севера Урала к западу от ГУР. В восточных же районах Урала нижний (доордовикский) этаж среди океанических формаций не выявлен и, вероятно, не существует; взаимоотношения уралид и доуралид сильно затушеваны тектонометаморфическими процесса-

ми уралид и плохой обнаженностью Восточно-Уральской и Зауральской зон. 2. Наличие ордовикских рифтовых формаций как на западном склоне Урала, так и в его восточных районах; дополнительные подтверждения присутствия рифтогенных формаций в Восточно-Уральской зоне получены нами в последнее время (Савельев и др., 2005г.). 3. Практическое отсутствие кембрия на Урале; абсолютное его отсутствие среди океанических и субокеанических формаций, в этом заключается фундаментальное отличие Урала от более восточных регионов Урало-Монгольского пояса, где кембрий входит в разрезы офиолитов и батияльных комплексов наряду с ордовиком и хорошо там известен. 4. Присутствие докембрийских офиолитов или их следов на Урале лишь как элементов доуральского тектонического цикла: в виде заполнения докембрийской сутуры, в виде докембрийских метаморфитов высоких ступеней или в качестве обломочно-гетрита в основании разреза уралид.

С.В. Рассказов¹

События позднего мезозоя – кайнозоя на межплитных границах Азии как спусковой механизм тектонических и магматических событий ее внутренних частей

Юго-восточная часть Евразии состоит из стабильных блоков и обширных подвижных систем [1, 3]. Юго-восток континента рассматривается как «свободный» край, граничивший во время Индо-Азиатской коллизии с субдуцирующими океаническими плитами. Результатом явилось «экструзивное» движение Китайского блока к востоку, а Индо-китайского – к юго-востоку [8]. Некоторыми авторами механизм «экструзивной тектоники» распространяется, предположительно, на всю Азиатско-Тихоокеанскую зону конвергенции [9 и др.], хотя геологическими данными эта точка зрения не аргументирована. Причинно-следственные соотношения межплитных и внутриплитных процессов будут поддаваться реальной оценке, если 1) ввести строгие критерии временного соответствия событий на континенте межплитным тектоническим и магматическим событиям и 2) учесть фактор зарождения и развития под континентом низкоскоростных мантийных аномалий.

Накопление радиоизотопных геохронометрических данных выявило импульсный характер проявления магматических процессов в зоне конвергенции плит Тихого океана и Евразии. Основной проблемой остается недостаток прецизионных датировок, которые можно было бы использовать с высокой степенью надежности для корреляций событий в зоне конвергенции и внутри континента.

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

Достоверные выводы об одновременных процессах можно получить для современных магматических событий. В северо-восточной части Байкальской рифтовой системы, на хребте Удокан, различаются раннеголоценовые и позднеголоценовые события с пространственным перераспределением вулканических центров с временными интервалами датировок ^{14}C 12–7,9 тыс. л.н. и 4,6–2,1 тыс. л.н. Первый интервал характеризовался северо-восточным растяжением коры при северо-западном сжатии, а второй – северо-западным растяжением при северо-восточном сжатии [2]. Подобное и, возможно, синхронное пространственное перераспределение голоценового вулканизма имело место в Тарятской впадине Центральной Монголии. Этот пример показывает современное согласование тектонических процессов в Центрально-Азиатской орогенной системе и в Восточной Азии.

Обращает на себя внимание более раннее начало рифтогенеза в Центральной и Восточной Азии по отношению к Индо-Азиатской коллизии. Так, на юге Восточной Сибири, во впадинах Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, осадконакопление началось в кампане–маастрихте [6]. В восточной части Сино-Корейского кратона (п-ов Шандунь) рифтогенный магматизм начался после амагматичного временного интервала, продолжавшегося с 90 до 75 млн л.н. [10]. Следовательно, механизм начальной рифтогенной активизации Центральной и Восточной Азии не имеет отношения к Индо-Азиатской коллизии, произошедшей в палеоцене, а мог быть обусловлен процессами конвергенции океанических плит Пацифики. Другое объяснение заключается в признании воздействия на внутренние районы Азии и ее восточную окраину какого-то более раннего коллизионного события на юге Азии. В качестве такого события может рассматриваться коллизия энсиматической островной дуги Кохистан, имевшая место, предположительно, в интервале 102–85 млн л.н. [5].

Трехмерная томографическая модель, построенная с высоким разрешением Т.Б. Яновской и В.М. Кожевниковым, выявила существование под Восточной Азией глубоких низкоскоростных аномалий, пространственно связанных с высокоскоростным слэбом, погружающимся от Тихого океана под континент в переходную зону 660–410 км. Под Центрально-Азиатской орогенной системой обозначился сравнительно малоглубинный Саяно-Монгольский низкоскоростной домен в интервале 200–50 км [4]. Анализ пространственно-временного развития магматизма в позднем мезозое и кайнозое показал общую синхронизацию тектонических процессов Забайкалья с процессами в Восточной Азии. Мезозойская и кайнозойская эволюции Восточной Азии определялись субдукцией океанических плит, ответственной за образование высокоскоростной «стагнированного слэба» и низкоскоростного Забайкальского домена глубинного уровня 350–200 км. При анализе пространственно-временного распределения магматизма аномальная мантийная область интерпретировалась как интегрированное во времени выражение субдукционных процессов [7].

Высоко- и низкоскоростной материал мог накапливаться первоначально во время закрытия Монголо-Охотского океана, завершившегося около 140 млн л.н. После аккреции террейнов и структурной перестройки 113–107 млн л.н. субдукция плиты Кула-Изагаги способствовала распространению низкоскоростных аномалий от континентальной окраины в глубь континента более чем на 1000 км под Алданский щит Сибирского кратона. Эти процессы определили пространственное положение северного края аномальной мантийной области. Одновременно с аккрецией Охотоморской плиты к Евразии имела место структурная перестройка во временном интервале 65–50 млн л.н., возможно, несколько раньше. Вращение блоков и растяжение континентальной окраины сопровождалось образованием косой Сихотэ-Алинской слэбовой флексуры Тихоокеанской плиты. В дальнейшем эта слэбовая флексура расширялась к югу благодаря разрастанию в сторону континента прямосубдуцирующего Хонсю-Хинганского слэбового фрагмента. Последний нашел выражение в развитии южного края аномальной мантийной области. Структурная перестройка временного интервала 21–15 млн л.н. происходила одновременно с аккрецией Филиппинской плиты к Евразии, образованием косой Японо-Корейской слэбовой флексуры, откатом преддуговых трогов в сторону океана, вращением блоков и растяжением континентальной окраины. Последующая субдукционная активность Тихоокеанского слэба сосредоточилась в косой Японо-Корейской и прямой Хоккайдо-Амурской флексурах.

Переход от раннекайнозойского магматизма 60–50 млн л.н. к среднекайнозойскому во временном интервале 38–22 млн л.н. обозначал адаптацию аккрецированной к континенту Охотоморской плиты, а переход от магматического интервала 21–15 млн лет л.н. к интервалу последних 13 млн лет – такую же адаптацию Филиппинской плиты.

Изложенный сценарий магматической эволюции Восточной Азии исходит из предположения, что косые флексуры никогда не развивались при обычном режиме субдукции океанической плиты, а формировались при структурной перестройке субдукционной системы, сопровождавшей аккрецию плит или террейнов к Восточной Азии. Активностью косых слэбовых флексур объясняется развитие магматизма с островодужными геохимическими характеристиками на расстоянии более 1000 км от трогов. Такой магматизм имел место в переходный период адаптации слэба к новым структурным условиям и временной трансформации косой флексуры в прямосубдуцирующий слэбовый фрагмент. Позднемезозойское развитие субдукции способствовало трансляции субдукционных процессов вдоль континентального края с юга на север и концентрации погружения океанической плиты в прямосубдуцирующей Удинской флексуре. В процессе структурной перестройки в интервале 65–50 млн л.н. направление трансляции сменилось на южное с фокусировкой в прямосубдуцирующей Хонсю-Хинганской флексуре, а структурная перестройка 21–15 млн л.н. вновь привела к смене направления боковой

трансляции субдукционных процессов на северное с фокусировкой в Хоккайдо-Амурской слэбовой флектуре.

Работа выполняется по проектам СО РАН № 70, 101 и РФФИ № 05-05-97254-р-байкал-а.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
2. Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 40–74.
3. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
4. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.
5. Peterson M.G., Windley B.F. Changing source regions of magmas and crustal growth in the Trans-Himalayas: evidence from the Chalt volcanics and Kohistan batholith, Kohistan, northern Pakistan // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. V. 102. P. 326–341.
6. Rasskazov S.V. Magmatism related to East Siberia rift system and the geodynamics // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine. 1994. V. 18. P. 437–452.
7. Rasskazov S., Taniguchi H., Goto A., Litasov K.D. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic // Northeast Asian Studies. 2004. V. 9. P. 179–219.
8. Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // Geology. 1982. V. 10. P. 611–616.
9. Worrall D.M., Krivdyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15. P. 813–826.
10. Xu Y.-G., Huang X.-L., Ma J.-L. et al. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China craton: constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong // Contrib. Mineral. Petrol. // 2004. V. 147. P. 750–767.

Ю.Л. Ребецкий¹

Взаимоотношение хрупкого разрушения и квазипластического деформирования горных пород и новая модель подготовки землетрясения

Результаты экспериментов по разрушению образцов горных пород показали, что при определенном уровне обжимающего давления в них может развиваться как хрупкое разрушение, так и локализованное пластическое течение. Оба эти механизма позволяют горным породам сбросить часть энергии, накопленной в упругих деформациях. Первый тип разрушения происходит при относительно низком всестороннем давлении и отвечающих ему девиаторных напряжениях (в кулоновских средах существует соответствие уровня девиаторных напряжений и всесто-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ронного давления). При высоком уровне напряжений (девиаторных и изотропных – давлении) хрупкое разрушение уступает свое место пластическому деформированию, которое осуществляется путем формирования локализованных полос течения. Подобный факт обуславливается энергетическими условиями разрушения горных пород. При хрупком разрушении высвобождающаяся энергии упругих деформаций расходуется на формирование микропластических и микрохрупких деформаций вблизи кончика прорастающей трещины и на преодоление сил трения при скольжении ее бортов. Во всех случаях эта часть выделившейся энергии переходит в тепловую энергию. Оставшаяся часть высвободившейся энергии идет на увеличение поверхностной энергии образующейся трещины и на образование упругих сейсмических волн. Чем выше уровень изотропного давления (в горных породах следует говорить об эффективном всестороннем давлении, определяющимся разностью давлений в твердой породе и флюиде трещинно-порового пространства), тем большая часть энергии затрачивается на преодоление сил трения. В предельном случае формирование области разрушения происходит криповым образом, т.е. идет пластическое течение, сопровождающееся микрохрупкими деформациями, – квазипластическое деформирование.

Отмеченная неоднозначность развития разрушения упускалась авторами всех известных на сегодняшний день моделей разрушения. В рамках этих моделей постоянно повторяется утверждение о повышении в области подготовки землетрясения девиаторных напряжений до некоторого предельного уровня. Полностью игнорировался факт, что в горных породах за разрушение отвечают не только девиаторная, но и изотропная части тензора напряжений. Поэтому необходимо говорить о предельных напряженных состояниях, при которых возможно разрушение (хрупкое или пластическое). При этом, подобные состояния могут формироваться во всем диапазоне девиаторных напряжений и как раз высокий уровень напряжений является более предпочтительным для развития квазипластического деформирования, т.е. процесса сброса лишней внутренней энергии без возникновения землетрясения большой мощности. На диаграмме Мора (рис. 1) в соответствии с результатами экспериментов по разрушению образцов горных пород выделяют две характерные линии: криволинейная огибающая (большой круг Мора предельного напряженного состояния касается этой кривой), характеризующая достижение предельного напряженного состояния для вновь образующихся трещин и разрывов (разрушение цельного образца горных пород), и прямолинейная линия, исходящая из начала координат и определяющая значение минимального сопротивления сухого статического трения на ранее существовавших трещинах (образцы с подготовленными разрезами).

Часть параметрической области, расположенная слева от точки пересечения этих двух характерных линий (точка А на рис. 1), определяет условия хрупкого разрушения. Область, заключенная между характерными линиями, показывает состояния, которые могут реализоваться в ви-

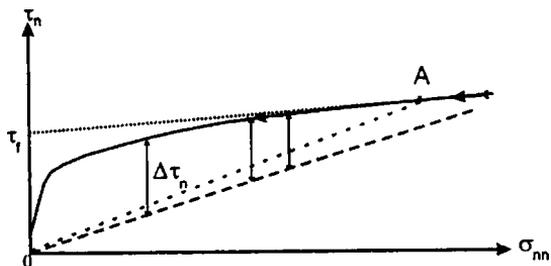


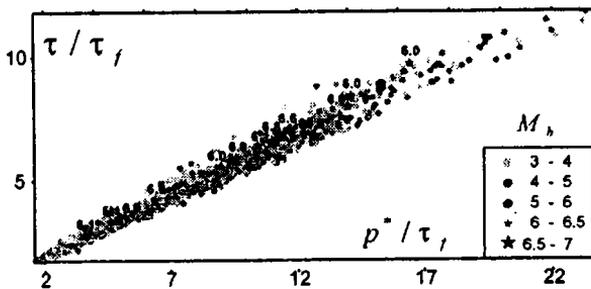
Рис. 1. Характерные линии прочности на диаграмме Мора

Сплошная линия, короткий пунктир и длинный пунктир соответственно линии предела прочности, минимального статического трения (k_s) и кинематического трения ($k_s > k_k$). τ_f – внутреннее сцепление эффективно сплошных горных пород на данном масштабном уровне при данном уровне напряжений. Вертикальные отрезки – сбрасываемые напряжения

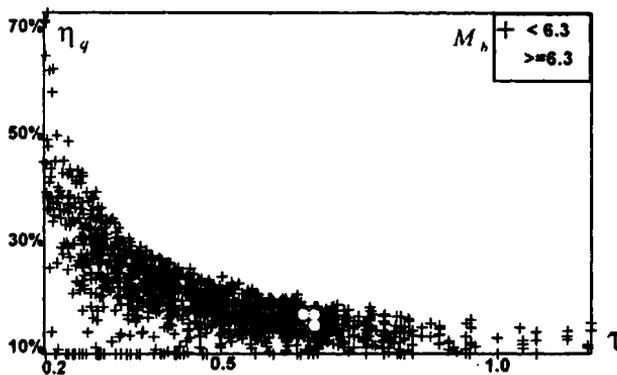
де хрупких трещин, если поверхностное сцепление на соответствующим образом ориентированных плоскостях горных пород снизится до предельного уровня. При этом в случае ранее существовавших разрывов хрупкое разрушение может произойти для напряженных состояний и в случае, когда большой круг Мора не касается криволинейной огибающей (напряженное состояние не является предельным).

Для предельных напряженных состояний в случае вновь образующегося хрупкого разрыва величина сбрасываемых напряжений на диаграмме Мора определяется вертикальным отрезком, соединяющим точку касания большого круга Мора с криволинейной огибающей и точку на линии сопротивления сухого кинематического трения (нижняя линия на рис. 1). Наибольшие значения сбрасываемых напряжений достигаются для среднего уровня напряжений. С повышением напряжений и смещением кругов Мора вправо величина сбрасываемых напряжений начинает быстро падать.

Наши исследования параметров природных напряжений, получаемых по результатам тектонофизической реконструкции (метод катакластического анализа разрывных нарушений) также показали, что сильные землетрясения происходят, как правило, в областях с низким и средним уровнем интенсивности напряжений (рис. 2,а). При этом наиболее сильные из них возникают в областях среднего уровня напряжений. Данные рис. 2,а также отражают взаимное соответствие девиаторной и изотропной (эффективное давление) частей тензора напряжений в областях достижения предельного состояния – сейсмоактивных областях. Результаты анализа энергетических параметров землетрясений (см. рис. 2,б) подтвердили полученные в теоретических исследованиях оценки зависимости КПД землетрясения. С повышением интенсивности напряжений КПД, землетрясения падает. События с максимальными магнитудами обладают низким КПД не более 20%.



а



б

Рис. 2. Зависимость величины эффективного всестороннего давления (а) и КПД землетрясения (б) от значений максимального касательного напряжения, полученных для 651 квазиоднородного домена земной коры Южных Курил и Японии

Правее точки А на диаграмме Мора (см. рис. 1) находятся напряженные состояния, для которых разрушение происходит путем формирования полос пластического течения. В этом случае резкого сброса напряжений не происходит. Идет медленное криповое скольжение вдоль разлома. Если вдоль участка разлома подобная ситуация сохраняется достаточно длительное время, то это означает либо поддержание постоянными внутренних напряжений из-за действия внешних сил, либо снижение этих напряжений при сохранении предельного состояния (большой круг Мора продолжает касаться криволинейной огибающей, но точка касания смещается влево, см. рис. 1). Второй вариант развития крипового течения, при котором мощность работы внешних сил меньше мощности диссипации энергии на разломе, предусматривает возможность перехода режима квазипластического деформирования в режим хрупкого разрушения (точка касания большого круга Мора верхней огибающей смещается левее точки А, см. рис. 1 направление черной стрелки). Та-

ким образом, в противоположность теории Рэйда землетрясение может происходить на участке крипового смещения разрыва без его запираания.

Выполненный выше анализ следует дополнить замечанием об иерархии полей напряжений, действующих в гетерогенных средах, которыми являются горные породы. Полученные по результатам тектонофизической реконструкции параметры напряженного состояния регионального (масштаб осреднения от 10 до 100 км) или локального (масштаб осреднения первые сотни метров – первые километры) при более детальном анализе (мегаскопический – десятки метров или макроскопический – десятки сантиметров масштаб осреднения) выглядели бы более неоднородно. Для каждого участка земной коры изменения значений напряжений мегаскопического масштаба осуществляются относительно средних значений напряжений, соответствующих результату анализа для данного участка при локальном масштабе осреднения. В сейсмогенных разломных зонах всегда существует сложная мозаичная картина распределения напряжений на низких масштабных уровнях. Здесь обязательно должны сосуществовать области, в которых могут развиваться или активизироваться хрупкие разрывы, с областями пластического течения – мягкие включения и участками, где еще не достигнуто предельное состояние (упрочненные области, например, за счет дилатансии), – жесткие включения. Хрупкий разрыв, начав формироваться в области соответствующего предельного состояния, в процессе своего развития обязательно встретит область, которая либо существенно затормозит, либо остановит его продвижение.

Уникальное Суматра-Андаманское землетрясение 2004 г. с очаговой областью в 1250 км впервые позволило реконструировать не средние для очага напряжения (как это имело место для данных рис. 2), а поле напряжений, действовавших до землетрясения. Установлено, что вдоль будущего разрыва характер напряженного состояния и, что самое главное, распределение величин напряжений существенно неоднородные. Начало вспарывания очага землетрясения располагалось в области самых высоких максимальных касательных напряжений (около 350 бар) вблизи ее границы с областью самого низкого уровня напряжений (менее 100 бар). Протяженность этих областей вдоль зоны субдукции соответственно 200–250 км и 300–400 км. Распространение очага шло в сторону области низких напряжений. Наличие резкого градиента в распределении напряжений вдоль активизирующейся разломной зоны определяет более эффективный сброс энергии, накопленной в упругих деформациях, в процессе хрупкого разрушения. Это выражается в том, что при своем развитии разрыв распространяется в область повышающегося уровня сбрасываемых напряжений (см. рис. 1 направление серой стрелки).

Исследования поддержаны РФФИ (проекты №№03-05-64709, 03-05-64998, 03-05-65092).

Напряжения в области подготовки Суматранского землетрясения 26.12.2004

Катастрофическое Суматра-Андаманское землетрясение (САЗ) 2004 г. ($M_w=9,3$) произошло на фланге Зондской сейсмической области, огибающем с запада Суматру, Никобарские и Андаманские острова. Этот участок Зондской дуги определяют как участок косой субдукции. Здесь Индо-Австралийская плита движется на север со скоростью 65 мм в год (азимут 11° с.ш.), а Бирманская плита движется вдоль Андамано-Никобарского и Центрально-Суматранского правосдвиговых разломов на юго-юго-восток. Механизм очага САЗ, определение которого дано сейсмическим центром Гарвардского университета, был достаточно типичным для данного участка субдукционной зоны. Афтершоковая последовательность позволяет определить в качестве очага землетрясений разрыв протяженностью около 1250 км. Выполненное моделирование сейсмического события указывает, что в качестве разрыва была реализована субполюгая нодальная плоскость. САЗ произошло в сейсмически активном регионе, для которого на основе сейсмологических данных Гарвардского университета был составлен каталог из 265 событий с $4.7 < M_b < 6.5$, произошедших с 1971 г. по октябрь 2004 г., с глубиной гипоцентров менее 150 км (рис. 1, б). Анализ данных из этого каталога показал возможность осуществить реконструкцию напряжений для двух глубинных диапазонов: условная земная кора 0–60 км (220 событий) и глубинная часть слэба 40–150 км (80 событий). Обработка исходных сейсмологических данных производилась в узлах сетки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

Ориентация главных напряжений в земной коре (слой 0–60 км).

На рис. 1 показаны проекции на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений. К юго-востоку от начала «вспарывания» разрыва САЗ проекции осей алгебраически максимальных и минимальных напряжений на горизонтальную плоскость субнормальны, а промежуточного главного напряжения – параллельны к простиранию оси желоба (рис. 1, а, б). Здесь оси максимального девиаторного сжатия имеют пологий наклон под океаническую литосферную плиту, а оси максимального девиаторного растяжения круто погружены под континентальную плиту. Это типичная субдукционная обстановка, определяемая как обстановка горизонтального сжатия (рис. 1, а), со строго выдержанной субнормальной к простиранию оси желоба ориентацией. Ориентация векторов этих напряжений отвечает направлению действия конвекционных потоков под океанической плитой.

Далее по мере продвижения вдоль западного фланга Зондской субдукционной зоны с юга на север происходит последовательная смена режимов напряженного состояния от субдукционного (горизонтальное сжа-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

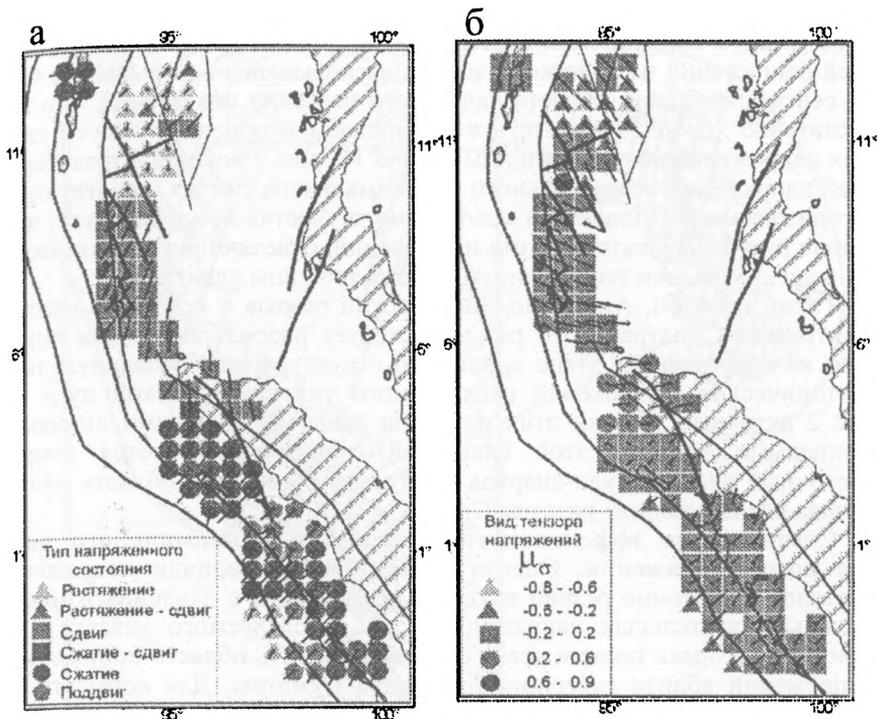


Рис. 1. Результаты первого этапа реконструкции для земной коры
Ориентация проекций на горизонтальную плоскость осей погружения главных напряжений максимального девиаторного сжатия σ_3 (а), растяжения σ_1 (б). Тип напряженного состояния (а), вид тензора напряжений – коэффициент Лове – Надаи (б).

тие) до горизонтального растяжения. Важно отметить, что субдукционный режим напряженного состояния в южной части исследуемого участка дуги практически вплоть до места начала «вспарывания» разрыва САЗ формируется в земной коре океанической литосферной плиты, в то время как режим горизонтального растяжения в задуговом бассейне, сдвиговый режим вдоль западного фланга Бирманской плиты и некоторое окончание Суматры формируются в земной коре континентальной литосферы. Совершенно очевидно, что подобная трансформация напряженного состояния от субдукционного к сдвиговому и раздвиговому (горизонтальное растяжение) определяется движением Бирманской плиты с северо-запада на юго-восток. Именно движение этой плиты определяет правосдвиговую кинематику Андамено-Никобарского и Центрально-Суматранского разломов и особенности режима напряженного состояния в континентальной части земной коры.

Механизм деформирования континентальной коры вдоль западного фланга Бирманской плиты. Анализ смены ориентации главных осей напряжений на участке от начала «вспарывания» разрыва при САЗ до сейсмофокальной области задугового бассейна показывает, что она достаточно хорошо соответствует наблюдаемой ориентации осей главных напряжений вблизи трещины сдвига. На рис. 2 показаны траектории осей напряжений максимального и минимального сжатия, действующие в горизонтальной плоскости исследуемого участка Зондской дуги, а на врезке рис. 2 – траектории этих напряжений, отвечающие теоретическому решению задачи теории упругости для трещины сдвига.

Таким образом, Андамано-Никобарский разрыв и северный участок Центрально-Суматранского разрыва следует рассматривать как активную на современном этапе сдвиговую структуру, возмущающую поле тектонических напряжений исследуемого участка Зондской дуги (на рис. 2 активные участки этих разломов даны утолщенными линиями). Концевыми частями этой сдвиговой структуры являются северо-восточный участок пулл-апартов задугового бассейна и область вблизи начала «вспарывания» разрыва САЗ.

Соотношение эффективного давления и максимального касательного напряжения. Оценка относительных величин напряжений показала достаточно резкий градиент эффективного давления и максимальных касательных напряжений вдоль исследуемого участка дуги (рис. 3, а,б). Здесь прежде всего следует выделить область пониженных напряжений вблизи северного окончания Суматры. Для коры эта область вдоль зоны субдукции имеет протяженность 250–300 км и ограничена с обеих сторон областями более высоких (в 3–4 раза) напряжений. Для больших глубин контраст напряжений не так ярко выражен, хотя здесь также имеются участки повышенных и пониженных напряжений.

Место начала «вспарывания» разрыва САЗ располагалось в области высоких напряжений у самой ее границы с областью низких напряжений. Область высоких напряжений имела протяженность около 250 км. Распространение разрыва было направлено в область пониженного эффективного всестороннего давления. Следует также отметить, что отношение эффективного давления к максимальному касательному напряжению снижается по мере продвижения от начала «вспарывания» разрыва к области пониженных напряжений, т.е. в этом направлении всестороннее давление уменьшается быстрее, чем максимальные касательные напряжения.

Результаты реконструкции второго этапа полностью подтвердили выводы, полученные после анализа ориентации осей главных напряжений, о том, что неоднородность напряженного состояния центральной и северной частей рассматриваемого участка Зондской дуги связана с юго-восточным направлением движения Бирманской плиты. Именно активные правосдвиговые разрывы западного фланга этой плиты осуществили перераспределения напряжений в континентальной коре, создав вдоль дуги области резкого градиента интенсивности напряжений.

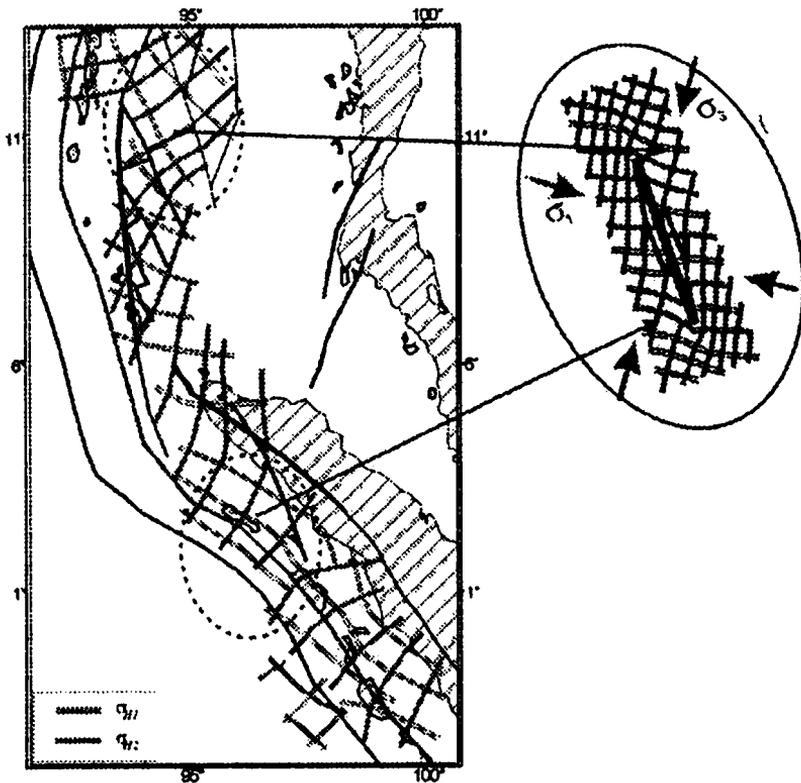


Рис. 2. Траектории максимальных и минимальных сжимающих напряжений, действующих в земной коре в горизонтальном направлении

На врезке траектории главных напряжений, отвечающие теоретическому решению задачи о трещине сдвига

Факт возникновения сильного землетрясения в области высокого градиента напряжений заставляет пересмотреть существующие на сегодняшний день взгляды на процесс подготовки землетрясения, в которых доминируют представления о повышении интенсивности напряжений во всей области будущего землетрясения до предельных значений. Можно предположить, что именно наличие близко расположенных областей высоких и низких напряжений является одним из определяющих факторов развития землетрясений, энергия которых резко превышает уровень энергии основных сильных событий сейсмоактивных участков земной коры.

Исследования поддержаны РФФИ (проекты №№ 03-05-64709, 03-05-64998, 03-05-65092).

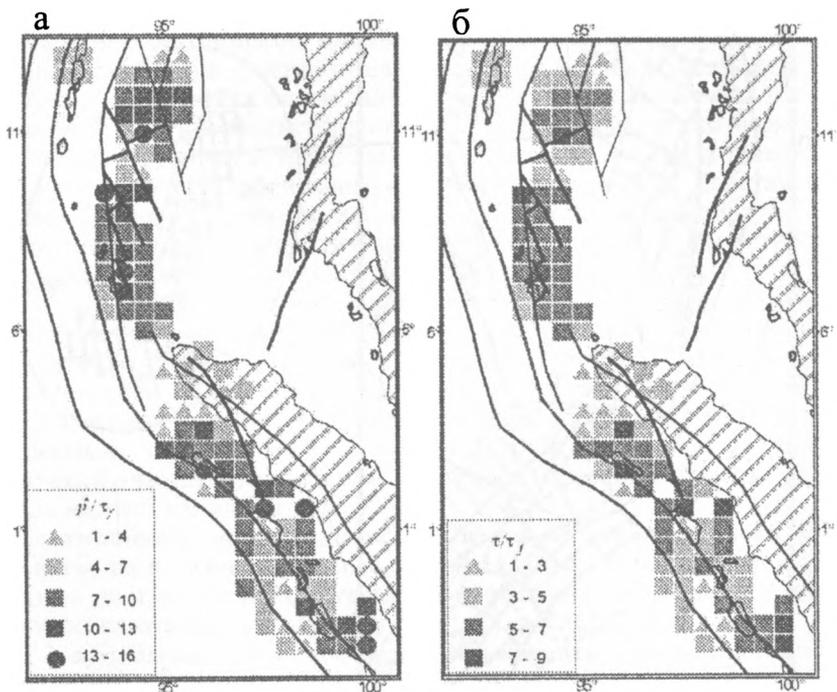


Рис. 3. Результаты второго этапа реконструкции для земной коры. Относительные значения эффективного давления p' / τ_f (а), максимальных касательных напряжений τ / τ_f (б)

Я.А. Рихтер¹

О природе сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины

Мугоджары, представляющие собой южное продолжение Урала, не имеют против себя на западе структур Восточно-Европейской платформы. Последние на широте 50 с.ш. сменяются структурами прибортовой зоны Прикаспийской впадины, земная кора которой скорее относится к субокеаническому, чем континентальному типу и поэтому сама впадина не может быть включена в состав платформы [1]. Для этого участка, который далее определяется как зона сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины, характерны своеобразные черты геологического строения и геодинамической эволюции. Многие из этих особенностей были из-

¹ Саратовский государственный университет (СГУ), Саратов, Россия

вестны уже давно, но не находили удовлетворительного объяснения. Такое положение сохранялось, может быть, потому, что традиционно Прикаспийская впадина рассматривалась в составе Восточно-Европейской платформы, а ее земная кора – принадлежащей к континентальному типу – вплоть до того, что в пределах впадины пытались выделять кристаллический фундамент, аналогичный таковому для окружающих впадину участков платформы. Такое понимание этой проблемы сохраняется и до настоящего времени, что находит отражение в последних геодинамических реконструкциях, выполненных для Южного Урала [2].

Вдоль сутуры Главного Уральского разлома в районе 50° с.ш. происходят основные изменения в структурном плане складчатого пояса: южнее этой широты к востоку от сутуры выклиниваются (тектонически срезаются) Присакмарско-Вознесенская, Ирендыкская и Кизило-Уртазымская зоны западного крыла Магнитогорского мегасинклинория и поэтому непосредственно к востоку от этой сутуры прослеживается Западно-Мугоджарская зона, составляющая единое целое с восточным крылом того же мегасинклинория. К западу от сутуры Главного Уральского разлома южнее той же широты не находят своего продолжения известная структурная зона западного склона Южного Урала – Уралтауский антиклинорий (Центрально-Уральское поднятие), а Предуральский краевой прогиб, по В.П.Аврову, полностью замыкается несколько севернее широтного течения р. Илек.

Структуру Уралтауского антиклинория в Актюбинском Приуралье замещает Кемпирсайский антиклинорий, выклинивающийся к югу от долины р. Ойсылкара. Продолжением Зилаирского синклинория является Косистекский синклинорий, в строении которого принимают участие аллохтонные структуры, сложенные офиолитовыми и островодужными комплексами ордовика – среднего девона. Вместе с Сакмарской зоной Оренбургского Урала этот синклинорий принадлежит крупному краевому аллохтону на западном склоне Южного Урала. Аллохтонное строение имеет и южное продолжение Косистекского синклинория – вплоть до 48° с.ш., где под покровом мезозой-кайнозоя по данным бурения и геофизических исследований установлено присутствие пород офиолитового комплекса и, в частности, ультрабазитов Даульского массива. Однако здесь широко распространены мощные накопления граувакково-флишевой формации верхнего девона – нижнего карбона, заполнившие передовой прогиб. Комплекс этих отложений, смятый в линейные складки, по простиранию в южном направлении погружается под мощные накопления флишеидной терригенно-кремнистой формации нижнего–среднего карбона и нижней карбонатно-терригенной молассы верхнего карбона – нижней перми, слагающие Актюбинский прогиб.

Общая мощность отложений флишевой формации и нижней молассы в этом прогибе достигает 4,5–5,0 км, что во много раз превышает мощности синхронных образований Предуральского краевого прогиба и восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины. Среднепалео-

зойские отложения, залегающие под молассовой формацией, образуют систему пологих ступеней, разделенных сбросами и снижающихся с востока на запад в сторону Прикаспийской впадины, и также слабо наклоненных в южном направлении. При этом существенно, что этот прогиб в 80 км южнее широты г. Актюбинска в свою очередь сменяется другим – Остансукским, в котором мощности синхронных формаций заметно сокращаются (на площади Остансук – в 2,5–3 раза), а еще южнее, на широте пос. Кенкияк, начинает четко проявляться предкунгурский денудационный срез и мощность верхнепалеозойских (докунгурских) пород сокращается до первых сотен метров. В пределах Остансукского прогиба установлено налегание раннеорогенной морской терригенной молассы C_2m-P_1 мощностью до 2600 м на шельфовые мелководные карбонатные отложения C_1v-C_2b , принадлежащие восточной прибортовой зоне Прикаспийской впадины. Восточнее этой зоны, в восточной части Остансукского прогиба, эта же моласса залегает на более глубоководных образованиях того же возраста. Совершенно иначе представляется распределение мощности кунгурского яруса и вышележащих пермских образований: для них характерно ее увеличение с востока на запад и с севера на юг от 3–4 до 5–6 км, что указывает на разрастание Прикаспийской впадины за счет опусканий обрамляющих ее внешних зон Актюбинского Приуралья – Актюбинского и Остансукского прогибов.

Актюбинский прогиб формировался как орогенный (как и Предуральский); заполнившие его верхнепалеозойские отложения в конце перми – начале триаса были смяты в линейные складки, запрокинутые на запад под действием бокового давления с востока. Для Остансукского прогиба характерны пологие штамповые складки платформенного типа, формировавшиеся скорее всего в это же время; они располагаются вдоль тех же линейных разломов, что и складки расположенного севернее Актюбинского периклинального прогиба. Это может означать, что в отсутствие сколько-нибудь значительного бокового сжатия в Остансукском прогибе преобладали ступенеобразные блоковые опускания с вращением блоков, смещающихся по листрическим сбросам. К западу от Остансукского прогиба для всей восточной прибортовой зоны Прикаспийской впадины характерен огромный по длительности перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся глубоким размывом ранее отложившихся осадков. Этот перерыв охватывал значительную часть каменноугольного периода, иногда вместе с началом раннепермской эпохи, о чем можно судить по налеганию сакмаро-артинских пород нижней перми на различные горизонты карбонатного комплекса московского и башкирского ярусов. Этот карбонатный комплекс образует крупные «островные» поднятия, представляющие собой платообразные участки мелководного шельфа; мощность карбонатных накоплений здесь составляла от нескольких сотен до 2000 м. Многие из них по своим размерам могут быть сравниваемы с так называемыми «карбонатными платформами».

Эти участки развития карбонатных отложений соответствуют довольно крупным однородным геологическим телам значительной мощности и внушительных размеров – порядка 100х30 км (Темирский «выступ», Енбекский и Жаркамысский «своды»). Вместе они образуют Жаркамысско-Енбекскую субмеридионально удлиненную зону, несколько дугообразно изогнутую в восточном направлении. Общие ее размеры – вдоль меридиана до 300 км, а по широте – до 100 км. Рядом к юго-востоку, на продолжении Остансукского прогиба, располагается еще одна зона развития карбонатных отложений каменноугольно-нижнепермского возраста – Жанажольская, узкой полосой на протяжении 300 км продолжающаяся к юго-западу и переходящая там во внешние структуры Южно-Эмбинского краевого поднятия.

К западу, в сторону Прикаспийской впадины, карбонатные платформы Жаркамысско-Енбекской зоны обрываются уступами, достигшими высоты в несколько сотен метров при углах наклона порядка 10–15° и более. Как правило, к этим уступам прислоняются тела проградационных клиноформ, сложенных артинскими терригенными породами сероцветной формации с конгломератами в основании. Толщины отдельных тел этих клиноформ составляют до 800 м. В целом же мощность докунгурской терригенной формации C_3-P_1 возраста достигает 3–4 км к востоку от карбонатных платформ, где породы этой формации выполняют смежный Остансукский прогиб, соседствующий со складчатыми сооружениями Мугоджар. В осевой части прогиба разрез этой формации книзу наращивается отнотипными терригенными породами C_2m-C_3 возраста мощностью до 2 км.

Итак, южнее Предуральского краевого прогиба (и его продолжения в Актюбинском Приуралье) располагаются прибортовая зона Прикаспийской впадины, с характерными для нее погребенными карбонатными платформами, и глубоко погруженный узкий Остансукский прогиб, выполненный терригенными отложениями и перекрывающий на востоке палеозойские структуры Мугоджар, т.е. внутренние зоны складчатого пояса уралид.

По данным современных геофизических исследований [3], область сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины по глубинному строению заметно отличается от более северных районов Оренбургского и Башкирского Приуралья и смежных с ними структур Южного Урала. На сейсмических профилях МОГТ между Остансукским прогибом и расположенными восточнее Косистекско-Даульской и Западно-Мугоджарской зонами Мугоджар вдоль Сакмарско-Кокпектинского разлома отчетливо обнаруживается субвертикальный тектонический контакт (до глубины проведенной интерпретации порядка 8–10 км). Вдоль этого тектонического шва сближены совершенно разнотипные гетерогенные структурно-вещественные комплексы – с одной, западной, стороны принадлежащие Прикаспийской впадине (включая Остансукский прогиб), с другой – зонам «эвгеосинклиналиного» подвижного поя-

са Урала. При этом в Косистекско-Даульской зоне устанавливается перекрытие среднепалеозойскими вулканогенными массами уралид мощного сложно деформированного комплекса преимущественно терригенных пород, условно относимых к кембро-ордовику. Их мощность, вместе с возможно присутствующими ниже рифейскими образованиями, оценивается в 5–7 км. Западнее, в пределах зоны Остансукского прогиба поверхность отражающего горизонта P_3 , интерпретируемая как подошва комплекса D_{1-2} (возможно, залегающего на нижнепалеозойском комплексе), располагается на глубинах 7–8 км, снижающихся к востоку в сторону тектонического шва с Кокпектинско-Даульской зоной уралид. Такое же погружение отмечается и для отражающего горизонта $P_2-P_2^1$ (соответствующего поверхности визейско-башкирских отложений).

Отмеченные черты глубинного строения резко отличают эту область от более северных районов Приуралья и западного склона Урала, где широко развиты складчато-надвиговые комплексы форланда и аллохтонные комплексы уральских интернид, покоящиеся на древнем кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, можно предполагать, что коллизия структур Уральского подвижного пояса южнее 50 с.ш. осуществлялась иначе, на фронте соприкосновения с субстратом расположенного южнее погружения, позднее преобразованного в герцинскую структуру Прикаспийской впадины. При этом происходило пододвигание субокеанической литосферной плиты этого погружения под островодужные сооружения южного окончания Уральского подвижного пояса. В пользу такого предположения свидетельствуют общий наклон поверхности нижнепалеозойских комплексов на восток в пределах Остансукского прогиба и смежной зоны краевых аллохтонов уралид, а также присутствие в основании разреза Кемпирсайского антиклинория мощной толщи дифференцированных вулканитов островной вулканической дуги, заложенной еще в раннем палеозое. Сформировавшийся в ходе субдукции глубоководный желоб и обрамлявший его с внешней стороны краевой вал ограничивали бассейн будущей Прикаспийской впадины и определили накопление мощной серии глубоководных терригенных осадков среднего палеозоя. В пределах краевого вала происходили поднятия, благодаря которым в условиях средних и малых глубин были созданы крупные карбонатные массивы («платформы»), в конце среднего карбона и в позднем карбоне подвергшиеся глубокому размыву.

Литература

1. *Рихтер Я.А.* Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и ее обрамления. Саратов: Научная книга. 2003. 86 с.
2. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
3. *Кан В.П.* Новые данные о глубинном геологическом строении Западного Примугоджарья по результатам сейсмических исследований МОГТ // Геология нефти и газа. 1994. №5. С. 28–31.

Применение спутниковых альтиметрических измерений для геодинамических исследований, пример Каспийского региона

Данные космической альтиметрии по Каспийскому морю и новые, полученные исключительно по спутниковым данным модели геоида GRACE GGM-02S и EIGEN-GRACE-02S, анализируются совместно с созданной ранее базой геофизических данных по Каспийскому региону [1]. Обсуждается возможность и перспективность применения альтиметрической информации для геофизических исследований.

Бассейн Каспия располагается в зоне коллизии Евразийской и Аравийской плиты. Земная кора Южно-Каспийской котловины имеет субокеанический характер, этот бассейн (и часть Среднего Каспия) обычно трактуется как часть океана Тетис, оставшаяся после закрытия [2, 3]. Отсюда следует ожидать, что в рассматриваемом районе располагаются древние (возможно, и современные) зоны субдукции и глубинных надвигов, реализующие деформации содвига Евразийской и Аравийской плиты. Однако локализация таких зон дискуссионна [2, 3 и др.]. Положение этих зон представляет также и практический интерес. Действительно, считается установленным, что газопродуцирующего потенциала известных в регионе осадочных формаций недостаточно для объяснения объемов выбросов газа в ходе грязевого вулканизма. Отсюда выявление захороненных палеоглубоководных желобов и зон субдукции представляется весьма важным в плане уточнения оценки углеводородного потенциала Каспийского региона.

Типичной чертой современных зон субдукции является развитие высокой сейсмичности, коррелирующее с поясами высоких градиентов поля геоида. В Каспийском регионе выделяются два таких пояса. Первый проходит по Малому Кавказу и далее вдоль хребтов Эльбурса и Копетдага. Второй пояс проходит по Северному Кавказу, Апшеронскому порогу и далее к хребтам Копетдага. С учетом ориентации этих поясов, наибольший интерес представляют сейсмические разрезы, расположенные субперпендикулярно Апшеронскому порогу. На таких разрезах отчетливо выделяются две зоны пониженных значений скоростей сейсмических волн V_s (LVZ): субгоризонтальная зона в верхней части профиля и мощная наклонная зона, пересекающая земную кору и уходящая в верхнюю мантию [3]. Положение первой зоны LVZ отвечает области развития грязевого вулканизма в Южном Каспии. Наклонная зона приближается к поверхности в районе Апшеронского порога и погружается на юго-юго-запад под хребет Эльбурса. Эта зона выявляется только в западной части бассейна Южного Каспия. Анализ геофизических данных указывает на предположительную обусловленность наклонного

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

слоя LVZ высоким содержанием здесь глубинного флюида, но не развитием процесса подплавления [3]. Сама зона интерпретируется как глубинный надвиг, возможно, зона субдукции.

Приведенные результаты сопоставлялись с данными спутниковых измерений уровня Каспия по проекту TOPEX/POSEIDON за период с ноября 1998 по февраль 2002 г. Трассы пролета спутника видны на рис. 1. Измеренные значения уровня моря были откорректированы в соответствии с мировой моделью геоида EGM-96.

В случае, если бы модель геоида вполне соответствовала альтиметрическим данным, следовало бы ожидать примерно постоянного значения откорректированного (и сглаженного на сезонную изменчивость) уровня Каспия. Однако это далеко не так, и вариации откорректированных значений уровня моря (даже если исключить несколько возможно ошибочных, экстремальных значений) достигают 2,5–3 м. Общая тенденция изменения уровня Каспия на рис.1 отвечает понижению его с севера на юг. Такая тенденция отвечает ожидаемой и может быть связана с привносом в Северный Каспий пресных вод Волги и Урала. Но такая тенденция далеко не исчерпывает рассогласование альтиметрических данных и модели высот геоида (см. рис.1).

Предположение о сильной погрешности альтиметрических данных, по-видимому, не правомерно. Анализ этих данных указывает на их внутреннюю согласованность, соответствие сезонным изменениям и хорошую воспроизводимость. Так, на рис.2 разными значками даны откорректированные на модель геоида уровни Каспия вдоль наиболее длинной трассы пролета спутника с рис.1 для разных и равных по длительности интервалов времени. Видна хорошая воспроизводимость распределения значений уровня моря вдоль профиля. При этом резкие изменения уровня в ряде случаев коррелируют с известными особенностями тектонического строения региона, отсюда положение перепадов уровня моря может быть использовано для уточнения границ коромантйных блоков с различной плотностью.

Объяснение рассогласования альтиметрических данных и модели геоида может быть связано с характером глубинного строения региона. Согласно [3], в котловинах Южного и Среднего Каспия аномально мощный осадочный чехол пониженной плотности подстилается изостатически компенсирующими его горизонтами повышенной плотности. Подобная структура распределения величин плотности имеет дипольный характер и будет приводить к возмущениям значений высот геоида ΔH в соответствии с формулой:

$$\Delta H = 2\pi G/g \int h\Delta\rho(h) dh \quad (1)$$

где интеграл берется по интервалу глубин возмущенной верхней части литосферы; G – гравитационная константа; g – нормальное ускорение; $\Delta\rho(h)$ – отклонения величин плотности от их осредненного равновесного значения для глубины h .

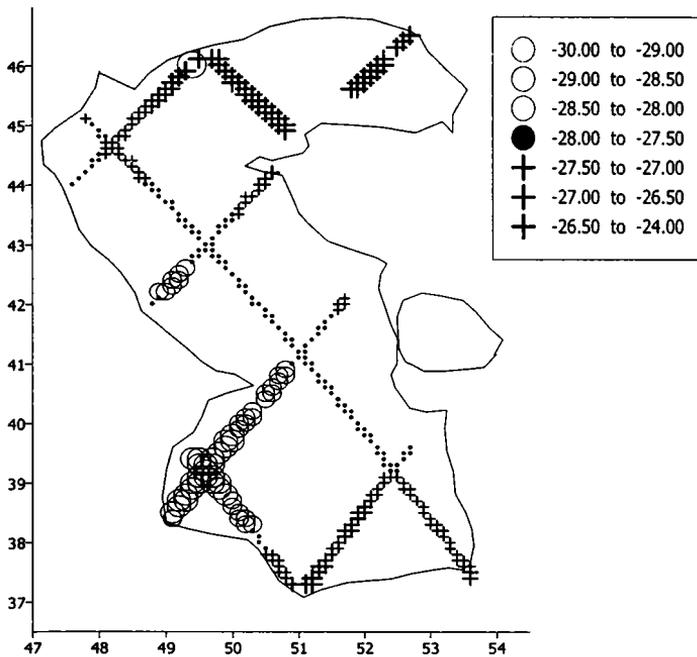


Рис. 1. Средние значения уровня Каспия по данным проекта TOPEX-POSEIDON за период с ноября 1998 по февраль 2002 года, откорректированные на модель геоида EGM-96

По осям «x» и «y» указаны восточная долгота и северная широта ($^{\circ}$), соответственно

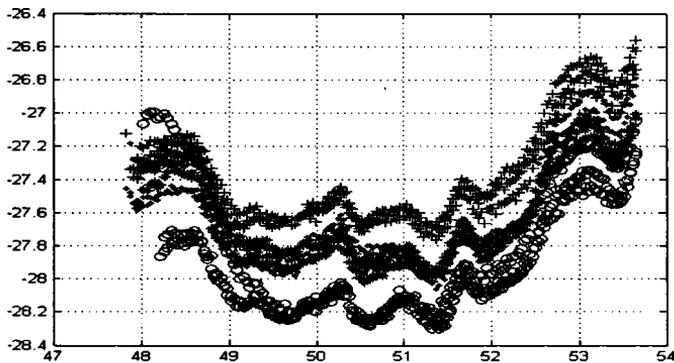


Рис.2. Измеренные со спутника уровни Каспия вдоль наиболее длинного профиля рис. 1

Данные для весны 1998, лета 1999, осени 2000 и зимы 2001 года (соответственно: «*», «+», «x» и «o»). По оси «x» дана долгота пунктов наблюдения, $^{\circ}$ в.д.

Для оценки возможного эффекта (1) используем элементарную (но отвечающую сейсмическим данным) модель слоя пониженной плотности 2500 кг/м^3 и мощности 15 км, подстилаемого компенсирующим слоем повышенной плотности мощностью 10 км. Если сравнить эту модель со случаем равномерной средней плотности земной коры 2800 кг/м^3 , то получаем понижение уровня геоида более 2 м. Такое уменьшение отвечает наблюдаемому по альтиметрическим данным (см. рис.1) относительному понижению уровня моря в Среднем и Южном Каспии (в его западной части). Существенно, что аналогичное понижение, несмотря на его значительные горизонтальные размеры, может быть не обнаружено по спутниковым измерениям высот геоида. Орбиты спутников проходят на высотах около 1000 км, и на таких высотах дипольный характер распределения плотности (1) будет проявляться весьма слабо. В то же время, низкочастотные компоненты сферического разложения поля высот геоида (модели EGM-96, GRACE GGM-02S, EIGEN-GRACE-02S и другие) в настоящее время определяются именно спутниковыми данными.

Заключаем, что характеру альтиметрических измерений отвечают ранее полученные данные о глубинном строении котловин Южного и Среднего Каспия и что спутниковые данные о высотах уровня моря могут рассматриваться как важный новый источник информации о характере тектоники и о глубинном строении соответствующих регионов.

Литература

1. http://www.wdcb.ru/sep/lithosphere/Caspian_Sea/caspsea.ru.html
2. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (2000 год). М.: Научный Мир, 2001.
3. Родкин М.В. Флюидогеодинамическая модель литосферы Южного Каспия // Геотектоника. 2003. № 1. С. 43–53.

А.Г. Родников¹, Н.А. Сергеева¹, Л.П. Забаринская¹

Исследования по международной программе «Континентальные окраины»

Введение. Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты, вызванным необходимостью решения теоретических проблем геодинамики, эффективного прогнозирования скрытых на глубине полезных ископаемых, изучения вопросов сейсмической опасности, предсказания и уменьшения ущерба от стихийных бедствий, в особенности тех, которые обусловлены землетрясениями и извержениями вулканов, а также изучения проблем, связанных с сохранением окружающей среды. Поэтому одним из важных научных направлений в области наук о Земле является

¹ Геофизический центр (ГЦ) РАН, Москва, Россия

изучение глубинных причин геологических явлений с целью оценки, прогноза и уменьшения опасности от природных катастроф, в особенности от землетрясений и извержений вулканов.

Вопросам изучения континентальных окраин посвящена международная программа «InterMargins Projects», в которой принимают участие в настоящее время 20 стран. Эта программа, являющаяся междисциплинарной и международной, направлена на решение проблем, которые не могут быть решены без международного сотрудничества. К ним относятся: изучение глубинного строения континентальных окраин, рифтогенеза, осадочных процессов, протекающих на склонах материков; исследование сейсмогенных и субдукционных явлений, приводящих к землетрясениям и извержениям вулканов; геохимии пород, слагающих земную кору; изучение роли флюидов в формировании полезных ископаемых и многие другие вопросы. Геофизический центр РАН в рамках международной программы «Континентальные окраины» проводит исследования по проекту *«Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин»*.

Основные задачи проекта. Задача проекта – построение геодинамических моделей активных континентальных окраин с целью изучения глубинного строения недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими структурами, областями минерагении и осадочными впадинами; установление роли глубинных процессов, протекающих в мантии Земли, в частности в астеносфере, в формировании основных тектонических элементов континентальных окраин и образовании в них полезных ископаемых. Геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин построены в результате комплексной интерпретации всей имеющейся геолого-геофизической информации, выполненной на основе ГИС-технологии. Основу для построения геодинамических моделей составили результаты работ, выполненные Геофизическим центром РАН по проекту «Геотраверс», данные Мирового центра данных Геофизического центра РАН и результаты новых исследований. Сформирована информационная база данных геолого-геофизических параметров литосферы и построены двух и трехмерные геодинамические модели активных континентальных окраин Дальнего Востока.

Регион исследования. Регион исследования представляет собой тектонически активную переходную зону от Евразийского континента к Тихому океану, включающую вулканогенные пояса; окраинные моря, такие как Охотское, Японское и Филиппинское; островные дуги, такие как Японо-Сахалинская, Курило-Камчатская, Марианская и Рюкю. Здесь непрерывно происходят в различных его районах землетрясения и вулканические извержения. Земная кора разбита на отдельные плиты, находящиеся в постоянном движении друг относительно друга со средней скоростью 2–10 см/год, а некоторые плиты испытывают погружение под другие, что приводит к извержениям вулканов, катастрофическим землетрясениям, часто сопровождающимся цунами. Здесь по проекту «Геотраверс» совме-

стно российскими, японскими и китайскими учеными были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования и построены протяженные глубинные геолого-геофизические разрезы литосферы, которые вошли в формируемую в Геофизическом центре РАН базу данных.

Содержание геодинамических моделей. Двух- и трехмерные геодинамические модели глубинного строения активных континентальных окраин состоят из геофизических полей и геолого-геофизических параметров земной коры и верхней мантии. Они включают строение осадочного слоя, земной коры и верхней мантии, глубинные разломы, рифтовые структуры, магматические образования и грязевые вулканы, сейсмичность, глубинные температуры в литосфере, положение зон минерализации и областей нефтегазовых образований, распространение в верхней мантии астеносферных диапиров и зон частичного плавления. Геодинамические модели сопровождаются батиметрическими, геологическими, гравиметрическими, геотермическими, магнитными и сейсмическими данными, результатами томографических исследований, данными глубинного сейсмического зондирования, геологическими разрезами, сведениями о землетрясениях и результатами изучения тонкой структуры сейсмофокальных зон, отдельными данными о химическом составе пород и их возрасте, результатами глубоководного бурения и драгирования. На основе геодинамических моделей рассмотрен эволюционный ряд тектонических структур, образование которых связано с этапами аккреции, тылового спрединга, астеносферного диапиризма и субдукции.

При построении геодинамических моделей учитывались следующие геолого-геофизические параметры.

Земная кора. Геологические разрезы. Стратиграфические колонки для структурных зон. Вещественный состав земной коры по данным драгирования и результатам изучения ксенолитов. Магматизм. Петрохимическое районирование магматических образований. Глубинные разломы. Разрезы земной коры по данным сейсмических исследований. Характеристика поверхности Мохоровичича.

Верхняя мантия. Строение мантии по геофизическим данным. Выделение астеносферных слоев. Диапиры. Роль флюидов в формировании структур земной коры. Вещественный состав на основе изучения ксенолитов. Физико-химические процессы.

Сейсмология. Распределение очагов землетрясений. Фокальные зоны. Энергия землетрясений, механизмы очагов землетрясений, характер разрывных дислокаций, выделение зон растяжений и сжатий.

Гравиметрия. Карты аномалий Буге, в свободном воздухе и изостатической. Строение верхней мантии по гравиметрическим данным. Распределение давления с глубиной. Плотностные модели. Изучение характера изменчивости гравитационного поля. Применение результатов GPS для геодинамических реконструкций.

Тепловой поток. Карты теплового поля. Распределение в земной коре и верхней мантии глубинных температур. Выделение зон частичного плавления.

Магнитометрия и электромагнитные исследования. Карты магнитных аномалий. Выделение зон повышенной электропроводимости.

Заключение. Построенные геодинамические модели активных континентальных окраин, охватывающие вулканогенные пояса, окраинные моря и островные дуги зоны сочленения Евразийского континента и Тихого океана, дадут возможность изучить глубинное строение недр Земли под сейсмоопасными зонами, вулканическими областями, регионами минерации и осадочными впадинами; изучить роль глубинных процессов, протекающих в мантии, в формировании структур земной коры; представить динамику развития континентальных окраин. Проведена корреляция между геологическими структурами, тектономагматической активностью и строением верхней мантии. Исследования по проекту «Геотраверс» показали, что отличительной особенностью строения переходной зоны является распространение в верхней мантии астеносферного слоя, от которого отходят диапиры, содержащие магматические расплавы. Апвеллинг диапиров к коре вызывает расколы литосферы, образование рифтовых структур, излияния базальтов и интенсивную сейсмичность. Поскольку степень деформирования литосферы коррелируется с величиной приложенных напряжений, возникает возможность для выделения аномальных очагов напряжений на основе структурного анализа геодинамических моделей. На основе геодинамических построений осадочных впадин, образование которых связано с субдукционными и диапировыми процессами, рассмотрены вопросы перспективности фундамента осадочных впадин, формирование которых происходило в условиях задуговых бассейнов, для поисков месторождений углеводородов. Кроме того, выяснение геодинамической обстановки региона в прошлом поможет определить условия образования древних залежей полезных ископаемых, ныне перекрытых морскими осадками.

О.М. Розен¹, А.В. Манаков², В.П. Серенко²

Алмазоносный архейский литосферный киль и палеопротерозойский коллизионный ороген Якутской кимберлитовой провинции

Коровые структуры Сибирского кратона подстилаются утолщенной, до 260–300 км, алмазоносной литосферной мантией с повышенными сейсмическими скоростями, которая утоняется к окраинам региона до ≤ 200 км (рис. 1). Такое локальное утолщение может быть идентифицировано как литосферный киль (корень) кратона [1]. Признаки литосферного

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Якутское научно-исследовательское геологоразведочное предприятие ЯНИГП ЦНИГРИ, АК АЛРОСА, Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия

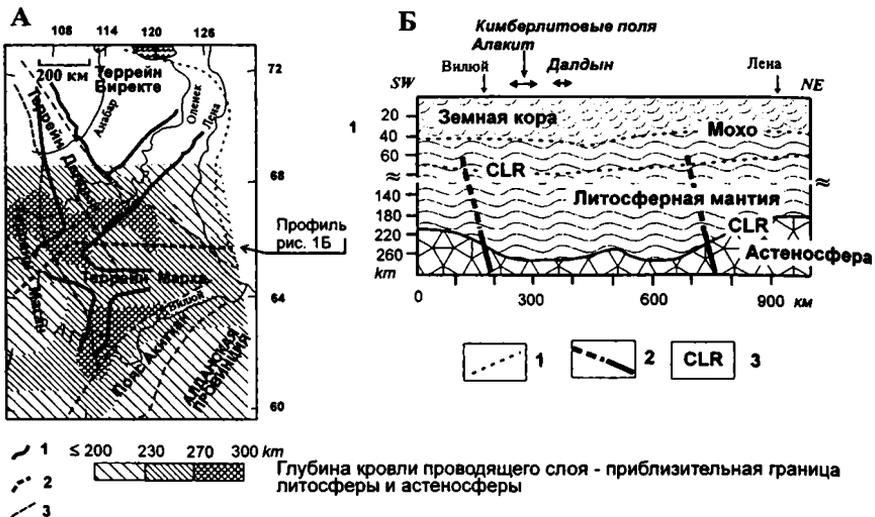


Рис. 1. Строение континентальной литосферы северо-востока Сибирского кратона [1]

А – рельеф литосферного проводящего слоя (приблизительная граница литосфера–астеносфера): 1 – граница литосферного кия по комплексу данных; 2 – линия геофизического профиля; 3 – границы между тектоническими элементами Сибирского кратона. Б – разрез литосферы: 1 – глубинные границы, выделенные по данным ГСЗ (Мохо) и МТЗ (кровля проводящих геоэлектрических горизонтов); 2 – границы литосферного кия; 3 – кровля проводящего горизонта

кия (корня) присутствуют почти во всех архейских кратонах, тогда как в протерозойских мощности литосферы значительно меньше (обзор в: [2]). Параметры кия устанавливаются на основе исследований мантийных ксенолитов, тепловых потоков и электропроводности. Перидотиты кия отличаются повышенной магнезиальностью (деплетированы по железу), соответственно плотность под такими кратонами понижена на 0,6–1,8 %, что обеспечивает плавучесть древних континентов и их сохранность в геологической истории («тектоника плавающих континентов» [3]). Сейсмические и гравиметрические данные показывают, что мощность корней континентов находится в пределах 200–300 км, а по данным сейсмической томографии достигает 400 км. Кимберлиты, секущие такие кратоны, обычно выносят промышленные ювелирные алмазы, возраст которых значительно древнее кимберлитов. В Якутской кимберлитовой провинции возраст алмазов по включением силикатов и сульфидов определяется в 3,1–3,5 млрд лет.

Земная кора северо-востока Сибирского кратона возникла 1,9–1,8 млрд лет назад при аккреции микроконтинентов, сформировавшихся 3,1–2,5 млрд лет и превращенных в тектонические блоки (террейны) при коллизии. Об этом свидетельствуют изотопные данные датирования про-

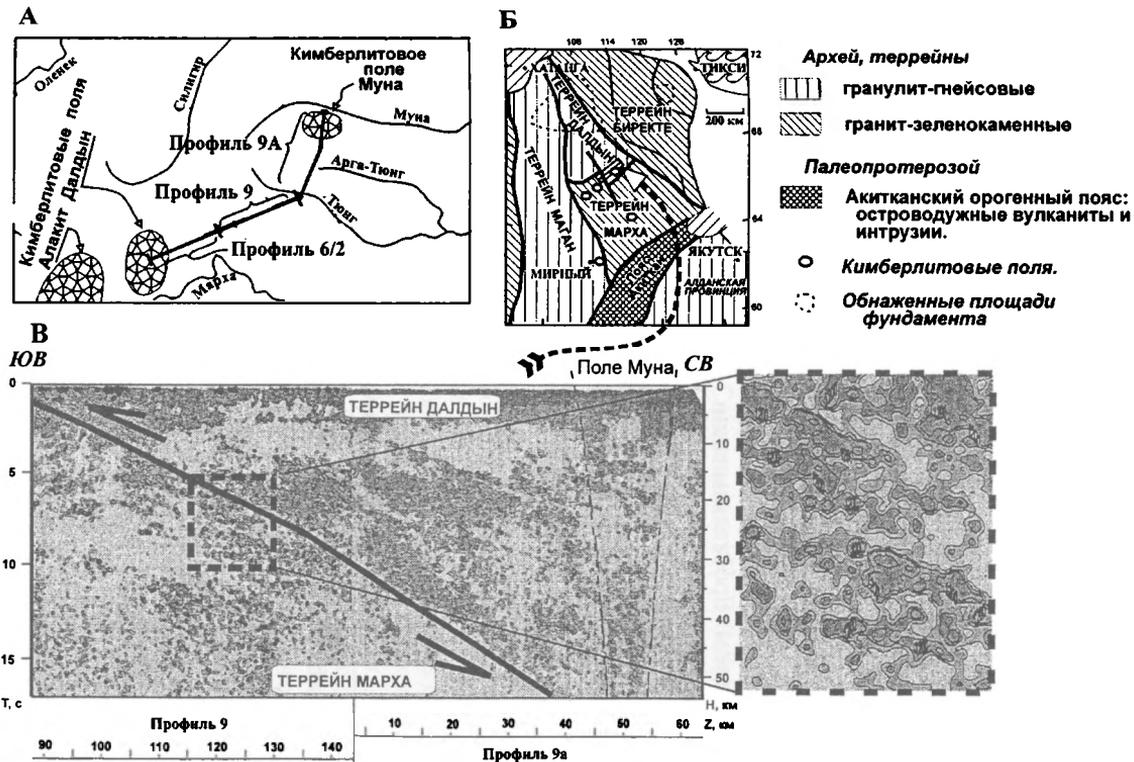


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры в центральной части Якутской коллизионной системы по данным сейсморазведочных наблюдений МОВ-ОГТ

А – картограмма положения сейсмического профиля. Б – структурная схема района сейсмического профиля. В – сейсмопрофиль, в изолиниях скоростей рассеянных (отраженных) волн

цессов образования древних террейнов, их термального преобразования и выплавления коллизионных гранитоидов. Наблюдаемая по геолого-геофизическим данным структура коры несет реликтовые признаки, присущие коллизионным системам. К таким признакам относятся: деформации, утолщенная до 58 км кора, однородный наклон сейсмических поверхностей вдоль прогнозируемых направлений коллизионного надвигания (обзор в: [2]). Строение коллизионной призмы выявляется при интерпретации сейсмических данных, полученных методом отраженных волн, и для ее центральной части показано на рис. 2.

Пространственная связь этого мантийного кила и коровой коллизионной системы палеопротерозоя геометрически очевидна, как и возрастное соответствие магматических событий, однако соотношение соответствующих процессов неясно. Наиболее просто предположить, что киль образовался в результате аккреции фрагментов архейской литосферной мантии вместе с прикрепленными к ним сверху коровыми террейнами. Такое предположение противоречит сложившимся представлениям об исключительно коровом проявлении континентальной коллизии, при свободном проскальзывании подстилающей мантии [2], и должно служить предметом дальнейших исследований.

Литература

1. *Манаков А.В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1999. 58с.
2. *Розен О. М., Манаков А.В., Суворов В.Д.* Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила // Геотектоника. 2005. № 6. С. 1–26.
3. *Трубицын В.П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–41.

Н.П. Романовский¹, Ю.Ф. Малышев¹

Амурская литосферная плита и горячее поле мантии

От позднего рифея до кайнозоя формирование Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) происходило при активном взаимодействии литосферы с горячим полем мантии [2, 10]. Это привело к масштабным проявлениям магматизма и определило границы Амурской литосферной плиты (АЛП). Гранитоидный и базальтовый магматизм мезозоя и кайнозоя охватывает не только АЛП, но и окраины Сибирской и Северо-Китайской платформ, формируя тем самым Амурскую гранитоидную рудно-магматическую систему (АРМС) или близкую ей Амурскую мегаструктуру [7, 12].

В пределах Азиатского сегмента Тихоокеанского рудного пояса АРМС наиболее насыщена гранитоидными, коагматичными им вулка-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

ногенными, а также базальтоидными образованиями и представлена с поверхности крупнейшим ареалом рудоносного магматизма и сопутствующей металлогении [7, 12]. Мощность земной коры ЦАСП к востоку от оз. Байкал изменяется от 32–36 до 40–50 км, а западнее 102°–104° в.д. увеличивается до 48–55 км, а литосферы – от 100–120 до 50–75 км, образуя здесь своеобразный уступ глубинных границ; близко к этой линии устанавливается резкий подъем поверхности разогретой мантии [10].

Современные границы Амурской мегаструктуры и АРМС как четко проявленного ареала рудоносного магматизма (рисунки) устанавливаются по материалам [7, 12]. Сложнее определяются границы АЛП, так как палинспатические реконструкции наиболее объективны с омоложением возраста. Рассмотрим эти вопросы [3, 6, 7, 10], используя данные о сейсмичности, тектонике, глубинном строении и влиянии горячего поля мантии.

Начиная с олигоцена, взаимодействие Индийской и Евразийской плит привело к оформлению АЛП и окружающих ее более мелких плит и геоблоков в границах, близких к современным. Первый вариант положения АЛП, включающей структуры Кореи и Японии (см. рисунок) показан Л.П.Зоненшайном и Л.А.Савостиным [3]. В.В.Ярмолюк с соавторами [10] исключили структуры Кореи из состава АЛП и предположили ее западное ограничение по уступу в кровле разогретой мантии по меридиану 102°–104° в.д. (см. рисунок). В.С.Имаев с коллегами [5] разграничили Евразийскую и АЛП протяженным сейсмогенным поясом, располагающимся между Становым и Монголо-Охотским глубинными разломами, устанавливая восточную границу АЛП по Итун-Иланьской ветви разломов Тан-Лу (см. рисунок).

Л.М.Парфенов с соавторами [6] ограничивают АЛП как коллаж аккрецированных террейнов на востоке зоной ее контакта с Охотоморской плитой, на севере – по южной границе сейсмогенного пояса В.С.Имаева и оставляет открытой на западе (см. рисунок). Китайские геологи [11] предполагают наличие горячего поля мантии практически под всей площадью Амурской мегаструктуры (см. рисунок). Одна из последних моделей [1] по спутниковым и радиолокационным наблюдениям устанавливает ограничение АЛП в варианте, близко отвечающем описанному в: [5].

Результаты изучения ксенолитов глубинных пород, выполненные Н.Л.Добрецовым и Н.В.Соболевым, показали, что положение именно АЛП (Амурской мегаструктуры) определяется преобладающим развитием шпинель-пироксенитовой фации при ультрабазитовом в целом составе верхней мантии. По данным сейсмической томографии, непосредственно под АЛП на глубинах 80–150 км устанавливаются пониженные средние значения характеристик сейсмических волн, что позволяет предполагать здесь наличие горячих областей в верхней мантии [7].

Воздействие горячего поля мантии на литосферу сказалось в ослаблении ее сплошности над глубинными мантийными плюмами. В позднем мезозое – кайнозое такие процессы способствовали проникновению в земную кору и литосферу огромных масс магматического вещества и к

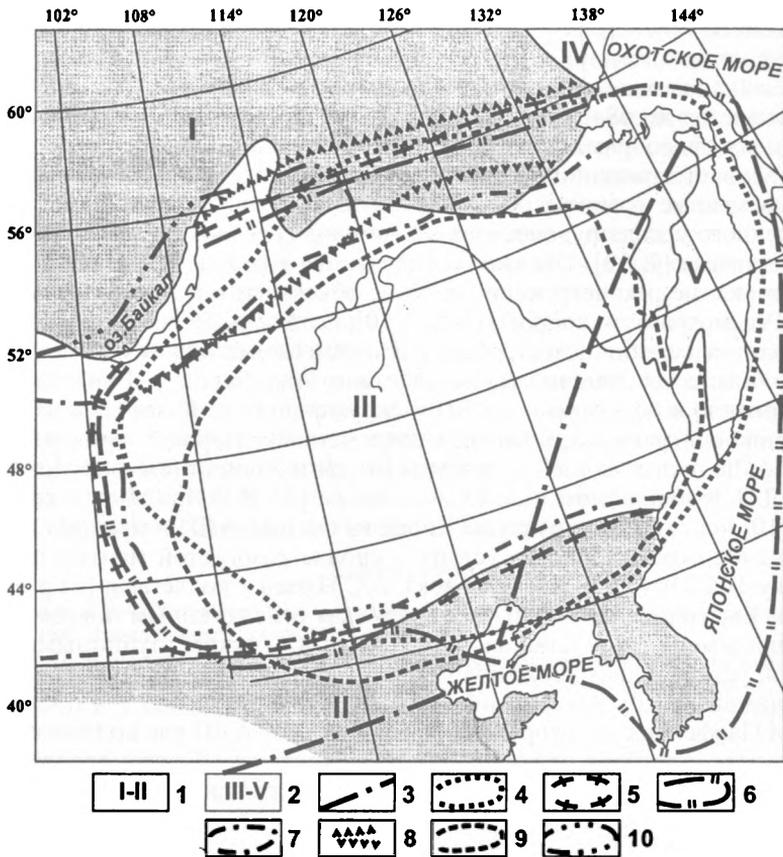


Рис. Пространственные соотношения Амурской мегаструктуры и Амурской литосферной плиты

1 – докембрийские платформы: Сибирская (I), Северо-Китайская (II); 2 – орогенные пояса: Центрально-Азиатский (III), Верхояно-Кольмский (IV), Сихотэ-Алинский (V) по: [8]; 3 – Итун-Иланьский разлом Тан-Лу; 4–10 – границы: 4 – Амурской мегаструктуры по: [12], 5 – Амурской литосферной плиты по: [10], 6 – то же, по: [3], 7 – то же по: [6], 8 – Буферной зоны между Евразийской и Амурской плитами по [5], 9 – плюма (горячего поля мантии) по: [11], 10 – области развития аномальной мантии по: [4]

формированию Амурской мегаструктуры или АРМС. Не исключено, что указанные пароксизмы позднемезозойского–кайнозойского магматизма явились следствием взаимодействия двух разнонаправленных мантийных плюмовых систем: Центрально-Азиатской [10] и Тихоокеанской [2, 9].

Положение границ АЛП уточнено глубинным геофизическим моделированием [8].

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. №1. С.3–20.
2. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т.44, №12. С.1243–1261.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311с.
4. Зорин Ю.А., Новоселова М.Г., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Строение литосферы Монголо-Сибирской горной страны // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С.143–154.
5. Имаев В.С., Имаева Л.П., Кузьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмические структуры между Евразийской и Амурской литосферной плитами на юге Сибири // Тихоокеан. Геология. 2003. Т.22, №6. С.55–61.
6. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Там же. С.7–41.
7. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: Глубинное строение, гранитоидные, рудно-магматические системы. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. 166с.
8. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток; Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН – ШИГ и ПИ КНР, 2005. 263с.
9. Филатова Н.И. Связь кайнозойского вулканизма окраинно-континентальных зон растяжения Евразии с тектономагматическими событиями в Тихом океане // Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. С.268–271 (Материалы XXXV Тектонич. совещ.; Т.2).
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной – Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. №5. С.41–67.
11. Chen De-Bing, Fan Yu-Jie, Zhao Hong-Wu. Analysis of the genesis of Mesozoic volcanic formation in the northeast China and adjacent area // China, Shenyang Res. Inst. №240, 2001, v.10, №2, p. 65-70.
12. Malyshev Yu. F., Romanovsky N.P. Deep structure and ores of the Amur geoblok in the Central Asian fold belt // Bull. Shen. Inst. of Geol. and Mineral Resour. China: Shenyang, 1990. P.1–8.

А.Е. Романько¹

Ошибочность тектономагматической интерпретации некоторых колчеданов (опыт осторожной переоценки представления)

В устоявшихся представлениях об островных дугах и активных континентальных окраинах андезиты и колчеданы (прежде всего пиритовые руды) имеют широкое/огромное распространение. Однако, детальное рассмотрение обнаруживает неоднозначные и ошибочные позиции в почти «классических формулировках»:

– в этих структурах занижена роль базальтов против андезитов, по И.В. Луцицкому, В.Н. Шилову и др., а андезиты фракционируют из базальтов и др.

¹ Геологический институт (ГИИ) РАН, Москва, Россия

– колчеданное рудообразование «требует» рифта для подачи избыточного тепла и отрицательной структуры с обязательным присутствием воды разной солености. Но сочетание рифта с сейсмофокальной структурой (последняя обеспечивает воду, серу из осадков и при десерпентинизации) – благоприятное условие для колчеданов

– ликвация, по-видимому, не обеспечивает значительный масштаб минерализации, расщепления магмы на сульфидный и собственно андезитовый расплавы. Текстуры не подтверждают решающей роли ликвации в сульфидообразовании.

– формально колчеданы *тесно* ассоциируют с базальтами (Fe, Cu, Zn) и риолитами (Fe, Pb), хотя андезиты – превосходный смежный антимаркер (важнейший минерагенический фактор), иногда в непосредственной близости

– сугубо осадочный процесс в состоянии обеспечить специализацию

– колчеданные руды СОХ и магматические сульфиды кратонов (восстановительная среда) не согласуются с орогенной минерализацией.

Огромная благодарность Г.В. Моралеву за консультации и критику.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 03-05-64805).

А.Е. Романько¹, А.Т.Савичев¹, С.С. Степанов¹, Х. Багери²

Разновозрастные подвижные пояса: развитие, магмообразование, минерагенические аспекты, трудности интерпретации

Подвижные пояса чрезвычайно важны в тектоническом анализе регионов благодаря интенсивности, краткости, разнообразию тектономагматических и рудообразующих процессов в них (выгодно отличаясь от стабильных обширных участков земной коры, контролирующих, тем не менее, нередко тектонику отдельных регионов из-за крупных размеров, эволюционной консервативности и т.д.). Подвижные пояса выгодно отличаются от платформ своеобразным эффектом «ускоренного кино» для первых против медленных или обычных вторых [1–2, 4–8, 11]. Магматизм среднего состава является признанным маркером в анализе подвижных поясов в связи с определяющей ролью в них конвергентных процессов [3–4, 12, 13]. Авторами использованы прежде всего оригинальные материалы по андезитовым и андезитсодержащим формациям отдельных регионов СНГ и мира (таблица, [9, 11]), их предполагаемым аналогам, субщелочным и, редко, щелочным породам среднего состава, а также ассоциирующим пестрым образованиям варьирующего состава.

Приведем некоторые принципиальные позиции и выводы.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Университет Шираз, Шираз, Иран

Таблица. Химические составы некоторых магматических пород, породообразующих и аксессуарных минералов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	54,55	58,67	62,98	51,77	57,80	57,00	55,45	43,79	54,55	68,94	0,018
TiO ₂	0,96	1,70	0,92	0,84	1,31	0,72	0,26	1,88	-	-	29,79
Al ₂ O ₃	13,74	15,13	14,34	17,61	17,48	18,30	1,51	11,37	28,22	17,20	0,02
Fe ₂ O ₃	2,92	6,69	1,82	4,45	4,37	6,80	-	-	-	-	-
FeO	7,93	2,19	4,91	6,19	1,07	-	11,66	13,68	-	1,12	62,11
MnO	0,16	0,09	0,08	0,16	0,09	0,12	0,24	0,28	-	-	0,17
MgO	5,71	2,28	2,96	7,09	2,27	3,46	28,21	15,16	-	0,15	1,60
CaO	7,91	1,77	3,24	5,74	7,1	7,72	1,89	10,55	9,99	0,47	0,08
Na ₂ O	3,34	5,06	2,50	2,28	5,11	4,54	0,32	2,08	5,59	7,09	-
K ₂ O	1,35	2,05	2,88	0,15	1,42	0,61	-	0,49	0,34	4,96	-
P ₂ O ₅	0,17	0,30	0,23	0,10	1,05	0,17	0,18	-	-	0,22	-

Примечание. 1–3–палеопротерозой, зона Печенга, Балтийский щит: 1 – андезибазальт, N = 201, 2 – трахиандезит, N=20, 3 – субвулканический лейкоандезит, гора Порьиташ, N=17; 4 – поздняя пермь, лейкобазальт, гундаринская свита, Северный Памир, обр.344-22е, (совместно с В.П. Новиковым); 5 – неоген, трахиандезит, безымянный вулкан, Восточный Иран, обр.70-2; 6 – неоген–антропоген, андезит, вулкан Базман, Восточный Иран, обр 22-4; минералы: 7 – ортопироксен, 8 – клинопироксен, 9 – плагиоклаз, 10 – калиевый полевоид шпат; 11 – титаномагнетит, (7, 10 – обр. 70-2; 8, 9, 11 – обр.22-4. Приборы: микроанализатор Camebax, сканирующие электронные микроскопы: CamScan MV-2300, Англия и JSM-5300, Япония (аналитический). Аналитики: Г.Н. Карпова, Н.В. Горькова, А.Т. Савичев, С.С. Степанов (ГИН РАН).

1. Подвижные пояса – важнейшие индикаторы тектономагматических условий крупных регионов (в частности, фиксируют отдельную стадию продолжительностью в первые десятки миллионов лет в рамках цикла Вильсона), а также эволюции Земли, задавая направленность процессов. Судбукция как двигатель развития многих подвижных поясов и генератор вулканизма отсутствует на планетах земной группы прежде всего из-за отсутствия воды. При этом имеются указания на молодую вулканическую деятельность на Марсе.

2. Большое значение в рудогенезе подвижных поясов в связи со средним магматизмом с высокой активностью субдукционного флюида (в том числе воды и углекислоты) имеет ликвация (несмесимость) – разделение магмы на два несмешивающихся расплава (ликвата): важнейший в минерации сульфидный и, часто, андезитовый (ферроандезитовый или исландитовый и т.п.), которые неизбежно ассоциируют в пространстве и, отчасти, во времени. При том, что андезиты являются спутниками колчеданов (конкретнее, существенно пиритовых руд с Cu, Pb, Zn, Au, а также с прочими редкими и благородными компонентами – Ag, As, Bi, Hg в множестве комбинаций), колчеданы часто тесно ассоциируют формально не с андезитами, а риолитами (например, Рудный Алтай, Урал, Япония с субмаринными рудами «куроко» [8, 15]).

Несмотря на повышенное геохимическое сродство серы и меди к базитам сравнительно с андезитами, медь – характерный элемент подвижных поясов. Главный мировой источник меди – медно-молибденовые порфировые и меднопорфировые месторождения, распространенные именно в подвижных поясах. Магматические сульфидные месторождения иного типа с платиноидами, благородными компонентами и элементами группы железа, характерные для базит-ультрабазитовых глубинных расслоенных комплексов платформ с низкими изотопными метками стронция, также могут формироваться и в подвижных структурах.

Иллюстрацией важности окислительно-восстановительного состояния (редокс-состояния) среды служит проявление как халькофильных, так сидерофильных, литофильных и самородных свойств меди при меняющейся валентности от 0 до +2. Характерна высокая миграционная способность меди в составе хлоридных комплексов. Сульфидное рудообразование осуществимо и в иных, базит-ультрабазитовых магмах, в восстановленных условиях без известных признаков сильного флюидного воздействия. Средние породы как «промежуточные» характеризуются минерогенической двойственностью (дуализмом), сочетая специализацию как базитов, так и кислых пород, что согласуется с кристаллизационной дифференциацией. Существует и геолого-геохимическая двойственность андезитов. На фоне богатейшей металлогении подвижных поясов не типичны лишь алмазы, тяготеющие к кратонам, обеспечивающих сверхдавления, высокую мощность устойчивой континентальной коры и т.д.

3. В связи со сравнительно незначительным остыванием мантии (хотя это весьма дискуссионно, и, по радикальным оценкам, общее охлаждение

мантии за всю историю Земли составляет до 300° при градиенте до 80–100° за 1 млрд лет [10, 14 и др.], на эволюции магматизма Земли сказываются лишь ограничения по коматитам – они исчезают в раннем докембрии (при двух исключениях для мелового периода) с частичной заменой коматитов на бониниты и бонинитоподобные породы в палеопротерозое. Остальные породы, начиная с базальтов, не имеют принципиальных запретов на выплавление из источника. Поэтому с актуалистической точки зрения на эволюцию магматизма Земли показательными примерами с недавно буквально немислимыми для докембрия санукитами и адакитами (магнезиальными гранитоидами с геохимической спецификой), бонинитами (магнезиальными, существенно оливин-пироксеновыми андезитами) и др. в архее (эволюционно меняющееся процентное соотношение отдельных типов магматитов во времени здесь опускается).

Прогресс в изучении подвижных поясов с многообразным магматизмом и его минерагенией улучшает тектоническое районирование сложных в интерпретации как целых регионов, так и отдельных объектов. Сложности интерпретации неоднозначной, иногда затянувшейся истории подвижных поясов обусловлены сложной/сложнейшей тектоникой с неизбежными многочисленными аккреционными явлениями, покровообразованием, проблемной оценкой эволюции магматизма Земли, неоднозначным, к сожалению, имеющимся фактическим материалом и т.д.

Авторы багодарны В.В. Ляховичу, Б.П. Золотареву, В.В. Славинскому (ГИН РАН), В.Л. Русинову, А.В. Гирнису, В.А. Первову, А.В. Мохову, С.Н. Бубнову (ИГЕМ РАН), Е.Ф. Романько (МПР) за консультации и критику.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

Литература

1. *Балашов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П.* Ранняя кора Земли: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.102–113.
2. *Богатиков О.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Бубнов С.Н.* Серии магматических пород: проблемы и решения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 3–12.
3. *Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Генезис коматитов и коматитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.
4. *Книппер А.Л., Добрецов Н.Л., Богданов Н.А.* // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 12. С.8–24.
5. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.* // Геотектоника. 2002. №5. С. 19–44.
6. *Луцицкий И.В.* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
7. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 212 с.
8. *Пушаровский Ю.М., Бортников Н.С., Сколотнев С.Г.* и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 1. С. 83–88.
9. *Романько Е.Ф., Романько А.Е., Месхи А.М.* // Там же. 1998. Т. 362. № 2. С. 236–238.
10. *Славинский В.В.* // Там же. 1999. Т. 366, № 2. С. 228–230.
11. Тектоника континентов и океанов: Объяснительная записка к Международной тектонической карте мира / Под ред. В.Е. Хаина и Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 1988. 146 с.
12. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
13. *Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикowa С.Ю.* Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Тектоника земной коры и ман-

тии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).

14. *Khutorskoy M.D., Podgornikh L.V., Leonov Yu.G., Pavlenkin A.D., Polyak B.G.* Thermotomography as a New Tool for Studying the Geothermal Field // *Georesources*. 2004. V. 1 (8). P. 14–21.
15. *Kurnosov V., Zolotarev B., Eroshchev-Shak V.* // *Proceeding of the Ocean Drilling program, Scientific Results*. 1995. V.144. P. 475–491.

Т.В. Романюк¹

Закономерности мезо-кайнозойской геодинамической эволюции западных окраин Северной и Южной Америк: детали разрушения слэба плиты Фараллон

Домезозойские ядра Северной и Южной Америк являлись краевыми частями позднепалеозойско-раннемезозойского суперконтинента Пангея, в юрское время откололись от Пангеи и затем дрейфовали (и продолжают дрейфовать) на запад. Дрейф обеих Америк сопровождался субдукцией океанической литосферы восточной окраины Тихого океана (плита Фараллон) под их западные окраины и сближением континентов с палеоокеаническим хребтом (Восточно-Тихоокеанское поднятие) [1].

Механизм разрушения субдуцируемого слэба. Чем моложе океаническая литосфера, тем она более горячая и плавучая и тем труднее ее затянуть вниз в зону субдукции. По своим плотностным характеристикам океаническая литосфера с возрастом 10 млн лет эквивалентна астеносфере [2]. При подходе к желобу молодой (с положительной плавучестью) литосферы в слэбе под окраиной формируется зона растяжения, так как нижние холодные части субдуцируемого слэба (с отрицательной плавучестью) продолжают тонуть вниз. Растяжение со временем нарастает, и, в конце концов, происходит разрушение слэба («слом» слэба), отрыв фрагментов его нижней части от верхней, в слэбе формируется «дырка», в которую происходит внедрение астеносферного материала, вызывающее кратковременный импульс мафического магматизма (рисунок).

Результаты численного моделирования процесса разрушения слэба показывают, что, если в плите появился надрыв, то за время 1–2 млн лет он может распространиться по линии в горизонтальной плоскости на значительные расстояния [3]. Оценки [4] показывают, что прогрев в разрыве слэба может достигать 500°C, поднимая температуру среды до температур солидуса и провоцируя локальный вулканизм. По оценкам [5], даже десятки миллионов лет после «слома» слэба оторвавшиеся тонущие фрагменты могут оставаться на 200°–300°C холоднее окружающей мантии и поэтому обнаруживаться методами сейсмической томографии.

Литосферные плиты движутся под суммарным воздействием трех основных сил: 1) силы драгирования плиты вязким течением подстилаю-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия



Рис. Трехмерная диаграмма (слева) по: [23] с модификациями и схематическое сечение (справа), показывающие формирование разрыва («дырки в слэбе») и проявлений мафического вулканизма в субдукционной зоне

щей мантии, 2) силы давления со стороны хребта, 3) силы затягивания плиты в мантию холодным тяжелым субдуцируемым слэбом [6]. Роль каждого типа сил в суммарной составляющей зависит от соотношения площади плиты, линейной протяженности хребта и размеров субдуцируемого слэба. Потеря океанической плитой фрагмента затягивающего ее в мантию слэба, сопоставимого по своим размерам с самой плитой, приводит к мгновенному (по геологическим меркам) существенному изменению баланса сил, действующих на плиту, и, следовательно, изменению направления и скорости ее движения. Поскольку движение всех соседних литосферных плит взаимозависимо и скоррелировано с конвективными течениями в мантии, «слом» слэба вызывает изменение в движениях всех плит в секторе «слома» слэба.

Первый эпизод разрушения слэба плиты Фараллон произошел ~42 млн лет назад под западной окраиной Северной Америки [7]. По пространственно-временным проявлениям магматизма область «слома» слэба простиралась приблизительно от о-ва Ванкувер, где в то время располагался хребет, разделяющий плиты Кула и Фараллон, до современного Калифорнийского залива (в то время его еще не было). Субдуцированные части палеоплиты под западной окраиной Северной Америки иногда удается обнаружить по сейсмическим [8,9] и петрологическим данным [10]. С появлением «дырки» в слэбе связывается мафический магматизм и рифтинг на орегонской окраине в период 42–18 млн лет назад (Ранние Западные Каскады), однако данные очень скудные [11,12] и не позволяют восстановить детали формирования «дырки», даже направление распространения разрыва. Затухание магматической активности в период 18–9 млн. лет назад (Поздние Западные Каскады) и миграция вулканического фронта на восток [13] коррелирует с возобновлением субдукции и проникновением края нового слэба в глубь мантии [14].

По плитотектоническим реконструкциям [15], скорость конвергенции между плитами Фараллон и Северо-Американской (оценки для

широты 40°), начиная со времени 150 млн лет назад, постоянно увеличивалась, непосредственно перед «сломом» слэба в период (60–45) млн лет назад доходила до 15 см/год, а в момент времени 42 млн лет назад упала до 10 см/год и в последующие 15 млн лет понизилась еще до 5 см/год. Движения плит не только замедлились, но и направления их движений изменились более чем на 60°. Резкое изменение в направлении движения Тихоокеанской плиты относительно системы горячих точек маркируется знаменитым изгибом Гавайско-Императорской цепи подводных гор [16], создаваемых Гавайской горячей точкой. Изменение движения Северной Америки реконструируется по следу Йеллустонской горячей точки [17,18], но с гораздо более низким разрешением.

Второй эпизод разрушения слэба плиты Фараллон произошел в Центрально-Американской субдукционной зоне. Плитотектонические реконструкции [19] предполагают, что разрушение слэба плиты Кокос (фрагмент плиты Фараллон), должно было произойти ~ 12 млн лет назад, в момент скачка спрединга в Калифорнийский залив. Сейсмотомографические результаты [20] надежно разрешают «дырку» в слэбе плиты Кокос с зазором между верхней и нижней частями слэба приблизительно в 250–350 км. Геохимические данные по проявлениям мафического магматизма в Транс-мексиканском вулканическом поясе [21] позволили уточнить процесс распространения разрыва, разрушившего слэб. След разрыва связывается с магматическими импульсами с длительностью 2–3 млн лет, мигрирующими вдоль простирания зоны субдукции с 11,5 до 7 млн лет назад. Область разрыва слэба прослеживается по этим данным от устья Калифорнийского залива до п-ова Юкатан и далее ее след теряется в Мексиканском заливе. По: [22], скорость субдукции плиты замедлилась с 5 до 1,2 см/год в период между 9 и 7 млн лет назад.

Заключение. «Слом» (детачмент) слэба распознан во многих областях Земли. Например, в области Средиземного моря этот процесс связывается с вступлением в зону субдукции плавучей континентальной литосферы [23]. Предполагается потеря корня у Альпийской системы [24]. Исходя из общих закономерностей процесса, можно прогнозировать разрушение слэба плиты Наска через 10–15 млн лет под центральной частью Южной Америки. Косвенным подтверждением ожидаемого разрушения слэба плиты Наска является современный режим надлитостатического растяжения в сегменте плиты Наска на глубинах около 100–200 км, восстанавливаемый по данным обработки механизмов землетрясений и подтверждаемый результатами численного моделирования [25].

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 04-05-65092).

Литература

1. *Engelbreton D.C., Cox A., Thompson G.A.* Relative motions between oceanic plates in the Pacific Basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 1985. V.206. 59p

2. Cloos M. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1993. V.105. P.715–737.
3. Yoshioka S., Wortel M.J.R. Three-dimensional numerical modeling of detachment of subducted lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1995. V.100. P.22223–22244.
4. Van de Zedde D.M.A., Wortel M.J.R. Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depth // *Tectonics*. 2001. V.20. P.868–882.
5. Schmid C., Goes S., van der Lee S., Giardini D. Fate of the Cenozoic Farallon slab from a comparison of kinematic thermal modeling with tomographic images // *Earth, Planet. Sci. Lett.*, 2002. V.204. P.17–32.
6. Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology // *Tectonophysics*. 1982. V.81. P.133–159.
7. Humphreys E.D. Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States // *Geology*. 1995. V.23, № 11. P.987–990.
8. Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H. Lithospheric Structure of Northern California From Teleseismic Images of the Upper Mantle // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97, № B4. P.4791–4807.
9. Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // *GSA Today*. 1997, № 7. P.1–7.
10. Usui T., Nakamura E., Kobayashi K., Maruyama Sh., Helmstaedt H. Fate of the subducted Farallon plate inferred from eclogite xenoliths in the Colorado Plateau // *Geology*. 2003. V.31, № 7. P.589–592.
11. Babcock R.S., Burmester R.F., Engebretson D.C., Warnock A. A Rifted Margin Origin for the Crescent Basalts and Related Rocks in the Northern Coast Range Volcanic Province, Washington and British Columbia // *J. Geophys. Res.* 1992. V.97, № B5. P.6799–6821.
12. Priest G.R. Volcanic and Tectonic Evolution of the Cascade Volcanic Arc, Central Oregon // *Ibid.* 1990. V.95, № B12. P.19583–19599.
13. Verplanck E.P., Duncan R.A. Temporal variations in plate convergence and eruption rates in the Western Cascades, Oregon // *Tectonics*. 1987. V. 6, № 2. P.197–209.
14. Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж. Тектоногеофизическая модель Каскадной субдукционной зоны // *Геотектоника*. 2001. № 3. С.88–110.
15. Engebretson D.C., Cox A., Thompson G.A. Correlation of plate motions with continental tectonics: Laramide to Basin-Range // *Tectonics*. 1984. V. 3, № 2. P.115–119.
16. Stoddard P.R., Wainright E.J. A reconstruction of the Northeastern Pacific from the Hawaii-Emperor hotspot trace // *Tectonophysics*. 1983. V.99. P.221–229.
17. Humphreys, E.D., Dueker, K.G., Schutt D.L., Smith R.B. Beneath Yellowstone: Evaluating Plume and Nonplume Models Using Teleseismic Images of the Upper Mantle // *GSA Today*. 2000. V.10, № 12. P.3–6.
18. Murphy J.B., Oppliger G.L., Brimhall Jr. G.H., Hynes A. Plume-modified orogeny: An example from the western United States // *Geology*. 1998. V.26, № 8. P.731–734.
19. Bohannon R.G., Parson T. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. V.107, № 8. P.937–959.
20. Rogers R.D., Karason H., van der Hilst R.D. Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America // *Geology*. 2002. V. 30, № 11. P.1031–1034.
21. Ferrari L. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico // *Ibid.* 2004. V. 32, № 1. P. 77–80.
22. DeMeis C., Traylen S. Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North America plates and the mantle: Implications for the geodynamic evolution of the Jalisco region // *Tectonophysics*. 2000. V.318. P.19–159.
23. Wortel M.J.R., Spakman W. Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region // *Science*. 2000. V.290. P.1910–1917.
24. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth, Planet. Sci. Lett.* 1995. V.129. P.85–102.
25. Романюк Т.В., Ребецкий Ю.И. Плотностные неоднородности, тектоника и напряжения Андийской субдукционной зоны на 21° ю.ш. II: Тектонофизическая модель // *Физика Земли*. 2001, № 2. С.36–57.

Распад суперконтинента родиния и формирование планетарной океанской системы в подвижных поясах как геодинамически связанные процессы позднего рифея – венда

1. Сравнение многочисленных исследований позднепротерозойской тектоники обнаруживает в них весьма серьезное противоречие глобального масштаба.

С одной стороны, во многих публикациях [4, 5] для позднего рифея показано наличие единого суперконтинента Родиния, окруженного океанской Панталассой и распавшегося только в венде. Эта гипотеза базируется преимущественно на палеомагнитных данных и подкрепляется сходством специфических палеообстановок в ряде, вероятно, смежных участков различных материков.

С другой стороны, конкретный анализ ряда крупнейших подвижных поясов, например, Средиземноморского и Центрально-Азиатского, показывает, что почти на всем их протяжении первичные океаны раскрылись уже в позднем рифее, не позднее 850–800 млн лет назад, совместно отделив Лавразию (Северную Америку, Восточную Европу и Сибирь) от тех массивов, которые позднее составили Гондванский суперконтинент (Индостан, Австралия, Антарктида) и которые также могли быть разобщены в позднем рифее. В это время существовал и Мозамбикский океан [3]. Все названные океаны имели собственное континентальное ограничение. Надо заметить, что вряд ли можно считать убедительными те реконструкции единой Родинии в позднем рифее, которые игнорируют факт наличия в названных подвижных поясах океанов; последними служили Прототетис, Палеоазиатский и Мозамбикский океаны, соответственно [1–3].

2. Прототетис и Палеоазиатский океан, определенно раскрывшиеся уже в позднем рифее, невозможно рассматривать как обособившиеся периферические части Панталассы, поскольку раскрытию океанов в этих поясах определенно предшествовала стадия континентального рифтинга. Если же допустить, что Прототетис и Палеоазиатский океан, не имевшие между собой крупного целостного материка, совместно представляли единый гигантский «залив» Панталассы, очень глубоко вдававшийся на стыке Евразии, Северной Америки и тех массивов, которые позднее вошли в состав Западной Гондваны (Южная Америка и ряд африканских континентальных блоков), то такой «залив», по мнению автора, отражал собою именно начало деструкции Родинийского суперконтинента, если согласиться с его существованием.

3. Такая крупнейшая палеотектоническая перемена, как деструкция единого суперконтинента Родиния, была отнюдь не моментальным событием,

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

но представляла собою длительный процесс, начавшийся, скорее всего, именно в позднем рифее. В пользу этого косвенно также свидетельствует заключение [6] о том, что палеомагнитные данные, отражающие единство Родинии, наиболее надежны для интервала между 1100 и 800 млн лет назад. В эволюции Центрально-Азиатского и Средиземноморского поясов именно на этом отрезке времени стадия континентального рифтинга сменилась началом спрединга, приведшего к раскрытию целостных палеоокеанов на всем протяжении поясов. Особенно ярко это прослеживается на примере Средиземноморского пояса [3]. Конечно, все названные палеоокеаны можно рассматривать как крупные заливы Панталассы, глубоко вдававшиеся в тело еще единой Родинии, но и эта интерпретация указывает на позднерифейское начало расчленения первично целостного суперконтинента.

4. Предлагаемая схема позднепротерозойской тектонической эволюции от ее начала до завершения базируется на тесной геодинамической связи постепенного распада Родинии с образованием планетарной системы подвижных поясов и раскрытием в ряде из них океанских акваторий. Распад Родинии рассматривается как продолжительный процесс, который начался с зарождения многочисленных континентальных рифтов, ставших первыми гигантскими «трещинами» в теле Родинии и превратившихся затем в подвижные поясы, где также в позднем рифее раскрылись крупные океаны. А одним из крупнейших событий в окончательном распаде Родинийского суперконтинента явилось вендское образование океана Япетус в Северо-Атлантическом подвижном поясе, разобшившего Северо-Американский (Лаврентию) и Евразийский континенты

Литература

1. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. №6. С.3–32.
2. Рудаков С.Г. // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1991. №2. С.26–36.
3. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. // Геотектоника. 1991. №4. С.24–38.
4. Piper J.D.A. // Nature. Ldn. 1975. V. 256. P.519–520.
5. Powell C., Li Z., McElhinny, Meert J., Parve I. // Geology. 1993. V.21, № 10. P.8
6. Weil A.B., Voo V.D., Niocaill C.M., Meert J., Parve J. // Ibid. №10.

С.В. Руженцев¹, О.Р. Минина², Б.Г. Голионко¹, Г.Е. Некрасов¹

Тектоника Джидино-Багдаринской герцинской складчатой системы (Западное Забайкалье)

Джидино-Багдаринская складчатая система, выделяемая в составе Икат-Багдаринской и Джидинской зон, протягивается в юго-западном направлении в пределах центральной части Западного Забайкалья. Она раз-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) СО РАН, Улан-Удэ, Россия

деляет каледонские сооружения Хамар-Дабана, Ольхонской и Баргузинской зон, с одной стороны, и байкалиды Еравнинской зоны, — с другой.

Икат-Багдаринская зона занимает северо-восточную часть системы и представляет собой серию останцов разновозрастных вещественных комплексов в кровле Ангаро-Баргузинского батолита. Крупнейшим из таких останцов является Багдаринская синформа; на ее территории тектонически совмещены три структурно-формационных комплекса, возраст которых различными авторами обычно определяется в интервале рифей—кембрий.

Точечный комплекс включает три толщи:

1. Апобазальтовые сланцы, амфиболиты, метаграувакки, структурно ассоциирующие с серпентинитами, метагабброидами венда—кембрия (545±19 млн лет [6]).

2. Риолит-базальтовые бимодальные вулканы, условно относимые к среднему палеозою.

3. Флишоидная серия (до 1,5 км), несогласно, с базальным конгломератом, залегающая на обеих нижних толщах. Из известнякового прослоя нижней части ее разреза (р. Ауник) выделены конодонты, в том числе *Palmatolepis* cf. *triangularis* Sann (D₃fm₁, здесь и далее определения В.А. Аристова). Учитывая значительную мощность свиты, мы считаем, что ее верхняя часть относится уже к карбону.

Ороченско-якинский комплекс включает доломиты ороченской свиты, несогласно, с базальным конгломератом, залегающие на граувакковом флише сивоконской свиты, возраст которой не установлен. Доломиты плохо охарактеризованы фаунистически. Лишь по руч. Большой Киро в них встречены табуляты рода *Ceramopora* (O-S). Вверх по разрезу доломиты постепенно сменяются известняками нижнеякинской подсвиты. Из последних (ручьи Большой Киро, Крутой, Полюдовский) выделены конодонты, в том числе *Spathognathodus* sp. и *Palmatolepis* cf. *transistans* Mull. (D₃f), а также фрагменты монограптусов; здесь же известняки содержат остатки табулят *Graciolopora* sp. и *Pachypora* sp. (S-D, определения Т.Т. Шарковой и В.А. Лучининой). Известняки с постепенным переходом надстраиваются флишоидной серией верхнеякинской подсвиты. Из линзы известняков (хребет Шаман, выемки дороги Багдарин—Троицкое) здесь выделен конодонт *Neopolygnathus communis* Brans. et Mehl. (D₃fm₂—C₁). Следует отметить, что по составу, строению и возрасту точерская и якш Багдаринский комплекс (свита) представл инская флишоидные серии весьма похожи.

Багдаринский комплекс (свита) полимиктовыми пестроцветными терригенными отложениями и характеризуется большой пестротой состава. Нами из нижней части свиты (руч. Большая Якша) собраны остатки флоры предположительно девонского возраста. Верхняя же часть ее разреза охарактеризована многочисленными остатками мшанок *Rhombotrypella* sp., *Ascopora* sp., *Rhabdomeson* sp., *Primorella* sp., *Fistulipora* sp., *Fenestella* sp. (C₂₋₃, определение Р.В. Горюновой).

Сказанное позволяет сделать вывод – в пределах Багдаринской синформы широко распространены отложения верхнего девона – карбона. Мы считаем, что флишевые (граувакковые) серии точерской и якшинской свит выполняли рифтогенный Точерский прогиб, сформировавшийся на гетерогенном байкальско-каледонском основании. Анализ состава обломочного материала и геохимии песчаников [5] позволяет сделать вывод, что последние возникли за счет размыва энсиматических островодужных комплексов (в том числе офиолитов). Отложения багдаринской свиты являются молассоидными образованиями. Они формировались вдоль борта Точерского прогиба, накапливаясь в нестабильной прибрежно-лагунной (частично субаэральной) обстановке.

Как уже отмечалось, перечисленные комплексы были тектонически совмещены, образовав сложно построенный пакет пластин. Породы точерского комплекса образуют здесь относительный автохтон, отложения же сивоконской, ороченской, якшинской и багдаринской свит слагают серию аллохтонных пластин, вторично смятых и расчешуенных. Структура прорвана дискордантными телами витимканских гранитов, возраст которых варьирует в пределах 320–280 млн лет [7]. Учитывая сказанное, мы считаем, что формирование покровно-складчатой структуры Икат-Багдаринской зоны происходило в позднем палеозое, во временном интервале средний карбон – ранняя пермь.

Джидинская зона занимает юго-западную часть герцинской складчатой системы Западного Забайкалья. Она включает отложения двух подзон: Купчинской и собственно Джидинской. Первая в палеотектоническом отношении представляет собой венд-кембрийскую энсиматическую дугу. В дальнейшем мы ее не рассматриваем. Вторая – офиолитовая – сутура, в пределах которой тектонически совмещены офиолиты, включая базальты и перекрывающие их вулканогенно-осадочные отложения хохюртовской свиты (V–E₁), и флишевая серия джидинской свиты (E–O, возможно также S–D).

Наши работы в Джидинской зоне проводились в бассейне р. Хасуртый, на водоразделе Хасуртый–Джида и далее к северу на территории междуречья Цикарка–Юхта–Хурайцакир. В структурном отношении район представляет собой вытянутую в северо-западном направлении антиформу (Хасуртыйскую), в пределах которой тектонически совмещены отмеченные выше вещественные комплексы. Структура наклонена к юго-западу. Ее крылья осложнены системой продольных взбросов, расчленивших антиформу на серию тектонических клиньев шириной от 0,5 до 4 км. Внутри-блоковые дислокации характеризуются высокой степенью напряженности и выражаются в виде сложной дисгармоничной складчатости.

На строении хохюртовской свиты мы остановимся подробнее. Согласно данным [1, 2, 4], здесь выделяется два комплекса: «вариолитовый» и «субщелочной». Считается [3], что первый соответствует ложу Джидинского палеобассейна, второй – внутрибассейновому поднятию («Джидинский гайот»).

«Вариолитовый» комплекс представлен sillами диабазов, пиллоу-лавами базальтов с прослоями глинисто-кремнистых сланцев. Возраст комплекса не установлен, Условно мы считаем, что он является возрастным аналогом «субщелочного» комплекса.

В основании разреза «субщелочного комплекса» залегает мощная (не менее 300–350 м) толща полимиктовых микститов, включающих глыбы и валуны известняков, кремней, базальтов. Выше с тектоническим контактом следуют базальты, содержащие прослой и линзы фтанитов, яшм и известняков. Со стратиграфическим контактом выше залегает толща грубослоистых мраморизованных известняков (повидимому, в основном водорослевых). Из них выделены редкие, плохой сохранности фрагменты микропроблематик, возраст которых определен как кембрийский. Следует сказать, однако, что по простиранию биогермовые известняки замещаются сравнительно тонким переслаиванием известняков, кремней, содержащим единичные потоки базальтов. В виде отдельных тектонических клиньев мощностью до 10–15 м здесь же встречаются песчаники и алевролиты. Из известняков (выемки дороги Улан-Удэ–Закаменск, южный склон высоты 1134,0) выделен конодонт *Scaliognathus cf. anchoralis* Brans. et Mehl. (C₁t₂), а из песчаников собраны остатки флоры родов *Algites*(?), *Ruflloria* и *Paracalamites*, указывающих, по мнению С.В Наугольных, на позднепалеозойский, возможно, раннепермский возраст вмещающих слоев.

Мы специально остановились на этом вопросе, так как создается парадоксальная ситуация. С одной стороны, известняки верхней части «субщелочного» комплекса содержат фрагменты проблематик кембрия (правда очень плохой сохранности), с другой, – замещающая их вулканогенно-осадочная толща содержит органические остатки карбона – верхнего палеозоя. Возможно, что кембрийские проблематики здесь перетолжены, на что указывает, в частности, их фрагментарный габитус. Однозначного объяснения приведенному материалу мы дать сейчас не можем. Он требует дальнейшего изучения. Вместе с тем, очевидно, что верхнепалеозойские отложения интенсивно дислоцированы и включены в покровно-складчатую структуру Джидинской офиолитовой сутуры, что предполагает герцинский возраст ее формирования. Мы считаем, что микститы основания «субщелочного» разреза также имеют позднепалеозойский возраст и определяют время начала становления покровно-складчатой структуры зоны.

Приведенные данные позволяют сделать вывод: в центральной части Западного Забайкалья в девоне возник прогиб (или система прогибов), раскрывавшихся к юго-западу (современные координаты), в связи с чем Точерский флишевый трог (Икат-Багдаринская зона) сменился Джидинским прогибом с корой океанического типа. Указанные структуры сформировались на байкальском и каледонском складчатом основании, включавшем венд-раннепалеозойские палеоокеанические и островодужные серии. Геодинамическая интерпретация указанных прогибов сейчас затруд-

нена. Мы не исключаем, что они представляли собой надсубдукционные структуры, образование которых было связано с развитием среднепалеозойского Монголо-Охотского океанического бассейна (Агинская зона Восточного Забайкалья). Коллизионно-орогенический этап начался здесь на рубеже среднего и позднего карбона и завершился в позднем палеозое с внедрением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65027).

Литература

1. *Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогов О., Томурхуу Д.* Джидинская зона – фрагмент Палеоазиатского океана // Геотектоника. 1996. № 6. С. 25–42.
2. *Гордиенко И.В.* Новые данные по геодинамической эволюции палеозонд Джидинской и Удино-Витимской зон Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: ИГ СО РАН, 2004. С. 95–98 (Материалы науч. совещ.; Т. 1).
3. *Гордиенко И.В., Филимонов А.В.* Джидинская зона Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции // Там же. Иркутск: ИГ СО РАН, 2005. С. 63–66 (Материалы науч. совещ.; Т.1).
4. *Кузьмин М.И., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И., Антипин В.С., Баянов В.Д., Филимонов А.В.* Палеоокеанические комплексы: Джидинская зона каледонид (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 1. С. 1–16.
5. *Летникова Е.Ф., Вещева С.В.* Геохимическая специфика осадочных комплексов Баргузинского террейна как отражение геодинамических обстановок их седиментации // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: ИГ СО РАН, 2005. С. 29–32 (Материалы науч. совещ.; Т.2).
6. *Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Богомолов Е.С., Шалаев В.С., Беляцкий Б.В.* Палеозойские габбровые и диорит-габбровые комплексы южной части Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Тез. докл. СПб., 2003. С. 440–442.
7. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.* Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997. № 5. С. 18–32.

С.Г. Самыгин¹

Изменение тектонических процессов вдоль Урала в раннем–среднем палеозое

Большая часть Урала в раннем и среднем палеозое являлась активной окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕП), формирование которой началось значительно раньше [11]. В области сочленения с палеоокеаном располагались различные краевые бассейны и разновозрастные островные дуги. Вдоль простираения этой системы палеоструктур характер и время проявления каждого из основных тектонических про-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

цессов– деструкции континентальной окраины, океанического корообразования (спрединга), субдукции и островодужного магматизма, аккреции островных дуг и обдукции офиолитов на край ВЕП – были неодинаковы. Ведущая роль при этом принадлежала дифференцированным латеральным движениям, разноглубинным в разных зонах области, которые были вызваны напряжениями, возникшими на стыке разнородных и имевших различную подвижность литосферных плит.

Структурные и вещественные преобразования в палеозое начались с усложнения ранее существовавшей границы континент–океан и деструкции континентальной окраины. Возникли Сакмарский и Лемвинский краевые бассейны, фрагменты разрезов которых слагают одноименные аллохтоны на Южном и Полярном Урале. Бассейны заложилась в виде рифтогенных впадин вдоль аккреционного кадомского края ВЕП примерно на рубеже кембрия и ордовика. Они отделялись от палеоокеана краевыми поднятиями, сложенными различными доордовикскими комплексами (доуралидами), которые составили Центрально-Уральскую зону [11, 13]. Со среднего ордовика и вплоть до позднего девона в обоих расширившихся бассейнах отлагались глубоководные преимущественно кремнистые осадки, а в их центральных частях происходили излияния базальтоидов. При этом в Сакмарском бассейне уже в начале O_2 появилась кора океанического типа, тогда как в Лемвинском такой коры нет: отсутствуют породы габбро-ультрабазитового комплекса офиолитовой ассоциации и базальты O_2 залегают непосредственно на терригенной толще O_1 [13]. Другое отличие – асинхронное развитие бассейнов в задуговом режиме, когда они окаймлялись с востока (в современных координатах) островодужными вулканитами, возникшими на западе краевых поднятий доуралид [11]. Вулканическая дуга, сопряженная с Сакмарским бассейном, существовала в течение O_2 – D_2 , отступая со временем в западном направлении. На Полярном Урале аналогичная структура никуда не смещалась и функционировала в интервале O_1 а– O_3 [13]. Геодинамическая обстановка в Лемвинском бассейне не менялась с ариэна до турне включительно, когда закончилось повсеместное накопление батиальных осадков. В Сакмарском же бассейне уже на исходе раннего девона начался процесс тектонического скупивания, вызвав появление микстит-олистостромовых толщ.

Наряду с деструкцией континентальной окраины, в палеоокеаническом секторе Урала происходило неоднократное образование новой океанической коры, связанное со спрединговым механизмом. Индикатором этого процесса служат верхние члены офиолитовой ассоциации – комплекс параллельных диабазовых (долеритовых) даек и комагматичные им лавы толеитовых базальтов. По этим породам спрединг в наиболее близких к ВЕП зонах палеоокеанического сектора датируется: на Южном Урале, в Присакмаро-Вознесенской зоне – концом раннего ордовика; на Среднем и Северном Урале, в Салатимской зоне – рубежом среднего и позднего ордовика [6]; на юге Полярного Урала, в Войкар-

ской зоне – началом раннего ордовика (490 ± 7 млн лет [14]), а на севере Полярного Урала, в Щучьинской зоне – поздним ордовиком – ранним силуром. Здесь, непосредственно западнее Щучьинской зоны, появляется еще одна зона с офиолитами – Наунтинская, в которой океаническая кора возникла на рубеже среднего и позднего девона [13]. В перечисленных зонах развивались периферические океанические бассейны с различным формационным выполнением. В Присакмаро-Вознесенском бассейне в интервале $O_1a-D_1e_2$ накапливались основные вулканиты с заметным разбросом геохимических характеристик, в интервале $S_1ln_2-D_3f$ – разнообразные кремнистые, редко терригенные осадки. Скользящий во времени ($S_1ln_2-D_1e$) раздел базальт–осадок скорее всего был связан с долго «работавшим» рассеянно-спрединговым механизмом разрастания западной части южноуральской палеоокеанической области. Раскрытие Салатимского бассейна было, по-видимому, одноактным: там после излияния основных лав с позднего ордовика по ранний девон (лохков) отлагались углеродистые алевролиты, аргиллиты и кремнистые сланцы [5]. По аналогичному сценарию, но гораздо позже эволюционировал Наунтинский бассейн, где на толще базальтов D_3f залегают осадочные отложения D_3fm-C_1t . С появлением этого бассейна, представлявшего собой южное окончание Урало-Арктической океанической области, западнее на месте Центрально-Уральской и Лемвинской зон формируется обширный глубокий прогиб (D_3-C_1) [13].

Значительные отличия в разных сегментах периферийной области Уральского палеоокеана имел островодужный процесс. Первая дуга, известная на Среднем и Северном Урале как Тагильская, заложилась в самом конце ордовика. Она претерпела все стадии развития от примитивной до зрелой с завершающим субщелочным магматизмом (S_2p-D_1l) [12]. На поздних стадиях вулканогенные толщи местами замещались известняковыми биогермами и рифами. В девоне над отмершей дугой возникли карбонатные островные поднятия с залежами бокситов. Тагильская палеодуга была магматически активна в течение 30–35 млн лет. Она находилась сравнительно недалеко от края шельфа ВЕП (500–1000 км) и была фронтально обращена в противоположную сторону [6, 9], что исключило ее самостоятельное столкновение с ВЕП. На западе, в основании тыловой части островодужной системы, в интервале 432–415 млн лет [7] произошло становление зональных массивов Платиноносного пояса. Дуниты и роговообманковые габбро ряда массивов содержат ксеногенные цирконы с возрастом 585, 1600, 1800 млн лет, указывая на присутствие под ними древнего кристаллического блока [4], который был, вероятно, отчленен в начале позднего ордовика или немного раньше от окраины ВЕП в результате раскрытия Салатимского бассейна. На Южном Урале Тагильская дуга выклинивалась. На Полярном Урале ее фрагменты обнажаются на севере, в Щучьинской зоне, где представлены толеитовыми и известково-щелочными вулканитами (S) и бокситоносными известняками (D_1); отмечаются высокостронциевые габбро плати-

ноносного типа [2]. Как и на Южном Урале, разрезы здесь редуцированы, в частности, нет вулканогенного субщелочного комплекса [3]. Терминальные отрезки палеодуги были энсиматическими [8, 9].

Конец раннего девона ознаменовался крупной структурной перестройкой Уральской активной окраины, вызванной увеличением скорости перемещения ВЕП и изменением направления ее вращения [9]. К востоку от Тагильской возникла более протяженная островодужная система с западной полярностью. Наиболее представительна она на юге, в Магнитогорской зоне. Магнитогорская дуга зародилась на океанической коре и развивалась в течение 45 млн лет ($D_{1e}-D_{3fm}$). Вулканическая ось со временем смещалась на восток, в направлении погружения зоны субдукции, магматические серии эволюционировали от толеитовой к известково-щелочной и затем к субщелочной и щелочной (D_{3fm}). Такая генеральная последовательность местами осложнялась задуговым и внутридуговым спредингом ($D_{1e2}-D_{2žv1}$, D_{2ef2}). Крупные рифовые постройки для Магнитогорской дуги были не характерны. Ее продолжение на Среднем Урале отличалось менее длительной магматической активностью ($D_{1e2}-D_{3f1}$) и вероятным формированием западной фронтальной части на микроконтинентальном цоколе [12]. Еще западнее, по другую сторону Серовско-Маукского междугового бассейна с океанической корой, на востоке отмершей Тагильской дуги отмечается появление [12 и др.] известково-щелочной и повышенной щелочности (вверху) вулканоплутонической ассоциации ($D_{1e2}-D_{2ef}$), геодинамическая природа которой неясна. На Северном Урале девонская дуга погребена под чехлом Западно-Сибирской плиты. Ее последний, фланговый, отрезок вскрывается в полярноуральской Войкарской зоне. На этом отрезке дуга, как и в Магнитогорской зоне, была энсиматической, вулканическая деятельность происходила в интервале $D_1(S_2?)$ - D_{2-3} и также закончилась появлением пород, сопоставимых с шошонитами [13]. Спецификой войкарского сегмента является протягивающийся вдоль всей западной фронтальной части гранодиорит-тоналитовый батолит с Rb-Sr возрастом пород 400 ± 10 , 399 ± 24 и 385 ± 4 млн лет [1].

Различные отрезки девонской островодужной системы возникли на разном расстоянии от края ВЕП. Это предопределило неодновременность их столкновения и разный характер приращения (аккреции) надсубдукционных комплексов к континентальной плите. Ближе всего находилась к последней Магнитогорская дуга. Ее коллизия с ВЕП произошла в начале раннего карбона, что вызвало блокировку субдукции и прекращение связанного с ней вулканизма. Одновременно началась обдукция на запад предостроводужных офиолитов, расчлененных на серию пластин. После коллизии зона субдукции переместилась на восток за пределы отмершей девонской дуги, ее падение стало западным, изменился тип магматизма, став окраинно-континентальным [7, 10]. На севере Южного Урала Магнитогорская дуга столкнулась сначала с южным окончанием Тагильской, в результате чего расчешуенные разрезы разде-

лявшего их бассейна были шарьированы на тагильские комплексы уже во франском веке. Новый этап тектонического сгущивания завершился вдоль краевого выступа ВЕП (Центрально-Уральская зона) примерно в середине C_1 [9]. Вулканическая активность Магнитогорской дуги прекратилась в этом районе к D_3fm .

На большей части Среднего и на Северном Урале аккреция островодужных систем проходила по «мягкому» сценарию, без обдукции. Девонская дуга, резко отклонившись к востоку, отстояла от силурийской и, соответственно, от палеоконтинента наиболее далеко. Субдукция под нее привела к дезинтеграции и исчезновению междугового бассейна, от которого осталась лишь Серовско-Маукская офиолитовая сутура. Затем зона субдукции перескочила на запад, за Тагильскую дугу, и к сдвоенному островодужному ансамблю стал приближаться край ВЕП. На начало такого сближения косвенно указывает появление на границе ВЕП и Салатимского бассейна франской олистостромы [5]. Со временем на месте Салатимского бассейна образовалась зона смятия с зелено- и голубосланцевым динамометаморфизмом, последние проявления которого имеют турнейские K-Ar датировки (353 и 346 млн лет [15]).

Иная ситуация была на Полярном Урале. Войкарский терминальный сегмент девонской островодужной системы заложился, в отличие от более южной ее части, несколько раньше и гораздо ближе к Тагильской дуге. Последняя была включена в Войкарскую (Малоуральскую) дугу уже на ранних стадиях (D_1) ее формирования [8], что привело, по-видимому, к генерации в основании девонского разреза крупного пластообразного интрузива умеренно кислого состава. На рубеже среднего и позднего девона островодужное сооружение начало интенсивно размываться. После почти полного поглощения Салатимского бассейна произошла масштабная обдукция, во фронте которой оказался аллохтонный ультрамафит-мафитовый комплекс, служивший основанием междугового прогиба на продолжении Серовско-Маукского бассейна. Гигантский Войкаро-Сыньинский офиолитовый покров вместе с «припаенными» к подошве отторженцами фундамента Тагильской дуги (Хулгинский и Хордьюсский блоки [8]) и маломощными линзовидными пластинами Салатимской зоны смятия был надвинут на Центрально-Уральскую зону. Севернее, в Щучьинской зоне, аналогичный Войкаро-Сыньинскому Хадатинский аллохтон залегает в основном на тыловых комплексах окончания Тагильской дуги. В этой зоне (и немного южнее) процессы тектонического сгущивания были прерваны становлением Наунтинского океанического бассейна ($D_3f - C_1t$), возникшего на стыке краевой (Центрально-Уральской) зоны ВЕП и среднепалеозойской аккреционной системы. Новый этап сжатия вдоль края ВЕП начался в визейское время [13].

В целом, рассмотренная часть Урала в раннем–среднем палеозое была очень похожа на Меланезийскую область сочленения Австралийской и Тихоокеанской плит, где в разных районах в разное время раскрывались раз-

личные краевые бассейны, неоднократно возникали островные дуги разной полярности, а современная протяженная и весьма извилистая их гирлянда располагается над зонами субдукции, падающими в сторону океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64899.

Литература

1. *Андреичев В.Л.* Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.
2. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 230–234.
3. *Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев Н.К. и др.* // Геология и геофизика. 2004. № 1. С. 59–78.
4. *Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П.* // X Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 211–216.
5. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
6. *Петров Г.А., Свяжжина И.А., Рыбалка А.В.* // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 14–20.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
8. *Савельев А.А., Самыгин С.Г.* // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
9. *Сайыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.* // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
10. *Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
11. *Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
12. *Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б.* // Отечественная геология. 2004. № 6. С. 53–61.
13. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.
14. *Хаин Е.В., Федотова А.А., Сальникова Е.Б. и др.* // X Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. С. 183–186.
15. *Шалагинов В.В.* // Труды Свердлов. гор. ин-та. 1975. Вып. 116. С. 15–22.

А.Н. Сандула¹

Влияние тектоники на формирование известняковых брекчий карбона Печорского Урала

В каменноугольных отложениях Печорского Урала широким распространением пользуются известняковые брекчии, выходы которых можно встретить от р. Унья на юге до р. Уса на севере (рисунок). Толщи с пластами обломочных карбонатных пород образуют большие мощности (до 300 м), охватывающие значительный стратиграфический диапазон – серпуховский, башкирский ярусы. Вопрос о происхождении данных геологических образований давно привлекает внимание геологов. В разные годы с начала прошлого века к нему обращались Т. А. Добролюбова, В. А. Варсанюфьева, В. А. Евстрахин, А. И. Елисеев, В. П. Горский, И. С. Муравьев, В. В. Юдин, Л. В. Мигунов и Т. В. Майдль, Б. И. Чувашов. Было высказано

¹ Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

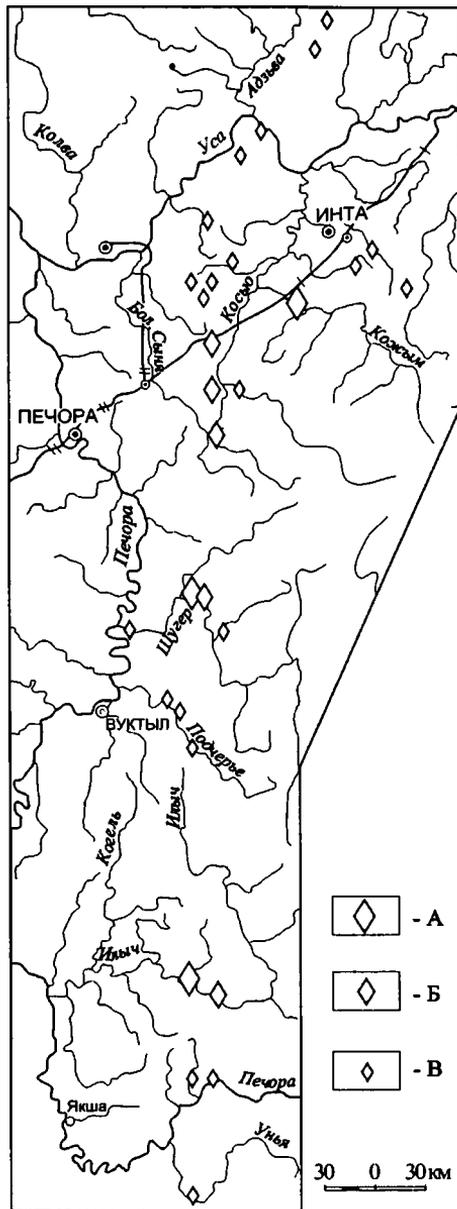


Рис. Местоположение изученных разрезов.

А-В – размер обломков в брекчиях: А – от 0,25 м и более; Б – от 0,1 до 0,25 м; В – менее 0,1 м.

большое количество гипотез, отвечающих трем концепциям: осадочной, тектонической и карстовой. Однако ни одна из них не объясняет генезис всех брекчий.

Автором проводилось специальные исследования этих геологических образований. С 1996 г. удалось изучить основные выходы известняковых брекчий в разрезах рек Кожым, Вангыр, Щугер, Подчерье, Ильч и Унья. Также было сделано обобщение фактического материала (предоставлен А.И. Елисеевым), охватывающего практически все выходы карбонатных псефитов на Печорском Урале. В результате был сделан вывод, что, рассматриваемые геологические образования имеют гетерогенную природу [7].

Так, брекчии пластового типа морфологической типизации А. И. Елисеева [2], распространенные на западном склоне Печорского Урала, на северной и южной частях гряды Чернышева, содержат в себе признаки седиментационного происхождения. Основная часть массивных брекчий – толщи значительной мощности (до 100 м и более), нацело сложенные известняковыми брекчиями (скала Монах на р. Кожым, Средние ворота на р. Щугер, скала Подвал-кырта на р. Вангыр), имеет седиментационно-тектоническую природу (тектонические брекчии с реликтами седиментационных). Внутрипластовые образования, залегающие в виде гнезд раздробленной породы среди известняков в узких зонах тектонических контактов, имеют тектоническое происхождение. Небольшая часть внутрипластовых брекчий, единичные проявления которых отмечены в тарусско-стешевских отложениях на гряде Чернышева (реки Заостренная, Шарью), отличаясь от тектонических или седиментационных, могут быть сформированы за счет постседиментационного частичного растворения пород (карстовые процессы).

Разрезы с развитием известняковых брекчий входят в состав верхневизейско-нижнеартинской карбонатной формации, выделенной А.И. Елисеевым в 1978 г. и относящейся, по его терминологии, к семейству калейдовых [2,4]. Эта формация представляет собой заключительный этап одного из циклов осадконакопления, связанных с колебательными движениями краевой части Европейской платформы, депрессионо-мелководного.

Формирование карбонатных брекчий в верхневизейско-нижнеартинской формации имеет характер некоторой унаследованности, так как в качестве породной ассоциации они входили в состав более ранних силурийско-раннедевонской и среднефранско-турнейской калейдовых формаций [2]. Однако брекчии в последних менее распространены и приурочены лишь к определенным горизонтам и территориям. Интересно, что, независимо от возраста, карбонатные брекчии проявляются в одних и тех же разрезах. Так, в силурийско-среднедевонской калейдовой формации брекчии развиты в разрезах рек Фомаю, Харута, Малый Адак, Уса (д. Адак), Изрузьшор, Изъяю, в бассейне верхнего течения рек Косью и Кожым [1]. Карбонатные брекчии среднефранско-

турнейской калейдовой формации встречаются в виде редких пропластков или линз среди известняков в разрезах рек Пымвашор, Большая Сыня, Большая Сарьюга, Кымбажью, Изьяю, Вангыр, Косью, Кожым, Большой Паток, Щугер, Подчерье, Малая Печора, Унья, скв. Югид Вуктыл [2]. Такая приуроченность брекчий к одним и тем же разрезам свидетельствует о том, что мелководные и депрессионные зоны довольно длительное время сохраняли свое положение на карбонатном шельфе.

Широкое пространственно-временное распространение известняковых брекчий в каменноугольных отложениях Печорского Урала может объясняться не только колебательными движениями края Европейской платформы, но и внешними тектоническими факторами. Подобная взаимосвязь просматривается, например, в отложениях визейского яруса Арденн, Юго-Западной Бельгии [6]. В этих отложениях пользуются широким распространением так называемые Малая (*Belle Roche breccia*) и Большая (*Grande Breche*) визейские брекчии. Так же, как и известняковые брекчии Печорского Урала, они относятся к формации семейства калейдовых [3, 4]. Но, несмотря на то, что брекчии Арденн имеют сходную формационную принадлежность, по образованию они отличаются. Более древняя Малая визейская брекчия формировалась в мелководных условиях закрытого карбонатного шельфа [10], а при-рода более молодой Большой визейской брекчии связана не только с мелководными условиями, но и с внешним тектоническим воздействием судетской фазы складчатости. Она проявилась значительно южнее и совпала по времени с завершающей стадией образования калейдовой формации на юго-западном ограничении Европейской платформы [3, 6].

На северо-восточном ограничении Европейской платформы наблюдалась несколько иная картина. В момент инверсии тектонического режима платформенного края (на границе окского и серпуховского времен) на крайнем востоке лемвинской зоны уже начались орогенные процессы, выразившиеся в образовании карбонатно-терригенной (флишовой) формации [2]. Сочетание этих процессов определило формирование толщ с седиментационными брекчиями. Разрядка напряжений, возникших в результате сопряжения движений двух тектонически различных областей, по всей видимости, привела к образованию разломов или серии сближенных разломов, субпараллельных карбонатному шельфу, и вызвала резкое поднятие крайне восточной части Елецкой зоны. Времени образования этих разломов и поднятий соответствовало максимальное пространственное распространение условий образования известняковых брекчий. Позднее, после ослабления тектонического воздействия, известняковые брекчии формировались только в периоды сжатия и трансформации приразломных зон в узкие протяженные поднятия, на которых возникали острова и биогермы.

Надо отметить, что изложенная точка зрения во многом перекликается с тектоноседиментационной гипотезой, высказанной

Б.И.Чувашовым [8]. Отличие его гипотезы заключается в том, что он считает образование брекчий прямым следствием орогенной тектоники. С нашей же точки зрения, орогенная тектоника является только одним из факторов, обуславливавших брекчиеобразование в отложениях карбона Печорского Урала. Более того, образование седиментационных брекчий в серпуховско-башкирское время было начальным этапом формирования обломочных отложений. Много позднее, в период интенсивного орогенеза, сформировались седиментационно-тектонические и тектонические брекчии. Время этой активизации – пермь-триас [10]. Образование брекчий перекристаллизации и замещения на территории Печорского Урала могло быть обусловлено сменой элизионного гидрогеологического режима на инфильтрационный в конце триасовой и в начале юрской эпохи [5].

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ р2004урал_a 04–05–96019).

Литература

1. Антошкина А.И., Першина А.И. Оползневые брекчии нижнего силура Приполярного Урала // Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: Ежегодник-1972. Сыктывкар, 1973. С. 16–20.
2. Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л: Наука, 1978. 203 с.
3. Елисеев А.И. Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое / Сыктывкар, 1982. 56 с. (Науч. докл. Коми фил. АН СССР; Вып. 78).
4. Елисеев А.И. Карбонатные формации палеозойских пассивных окраин Западноуральского типа // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Материалы Второго всерос. литол. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 21–22.
5. Мизунов Л.В., Майдль Т.В. О карстовых процессах в отложениях серпуховского яруса поднятия Чернышева. // Тр. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Вып. 76. Сыктывкар, 1992. С. 46–50.
6. Руттен М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
7. Сандула А. Н. Генетические типы известняковых брекчий карбона Печорского Урала // Докл. РАН. 2002. Т.385, №3. С. 393–395.
8. Чувашов Б.И. О происхождении горизонтов карбонатных брекчий в каменноугольно-нижнепермской отложениях Предуральского прогиба // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГиГ УрО, РАН, 1994. С. 53–63.
9. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.
10. Muchez F., De Putter T., Peeters C. et al. Comparison of diagenetic evolution of the lower Viséan Belle Roche Breccia and the middle Viséan Grande Breche // Bull. Soc. belge de Geologie. 1994. Т. 103, №1/2. P. 149–159.

Соотношение современных сейсмогенных и тектонических деформаций земной коры в периферийной части зоны Индо-Азиатской коллизии

Западная часть Монголо-Сибирской подвижной области, которая располагается между стабильной Северной Евразией и Джунгарским блоком и территориально охватывает Западную и Центральную Монголию, Туву и Алтай, значительно удалена от зоны Индо-Азиатского столкновения. Однако благодаря данным GPS-геодезии [5] современная геодинамическая связь этих пространственно разобщенных регионов доказана со всей очевидностью. Высокий темп современных тектонических деформаций находит отражение в повышенной сейсмической активности территории.

Линейные скопления эпицентров слабых землетрясений трассируют зоны активных разломов и, нередко, концентрируются в эпицентральных зонах сильных землетрясений. В XX столетии здесь произошло сразу пять землетрясений с магнитудами свыше 7,5 – Цэцэрлэгское (09.07.1905, $M_s=7,8$) и Болнайское (23.07.1905, $M_s=8,2$), Фуюньское (10.08.1931, $M_s=8,0$), Гоби-Алтайское (04.12.1957, $M_s=8,1$) и Могодское (05.01.1967, $M_s=7,5$) [6], а также последнее сильное землетрясение на Алтае – Чуйское (27.09.2003, $M_s=7,5$) [1]. Многочисленные следы палеоземлетрясений также свидетельствуют о высоком сейсмическом потенциале позднекайнозойских структур исследуемой территории. Вместе с тем, в центральной ее части, ограниченной сдвиговыми системами Монгольского и Гобийского Алтеев, Северного Хангая и морфологически выраженной поднятием Хангая, сейсмическая активность относительно невелика.

Исследования современных коровых деформаций методами спутниковой геодезии (GPS-технология) на территории Монголо-Сибирского региона начаты с 1997 года в рамках российско-французско-монгольского научного сотрудничества. Первые результаты измерений за период с 1997 по 2002 г. опубликованы в [5]. В целом поле векторов горизонтальных движений отражает сочетание в пределах исследуемого региона процесса движения масс в север северо-восточном направлении с выжиманием блоков центральной части Монголии на восток, с одной стороны, и движение Амурской плиты в юго-восточном направлении в восточной части территории – с другой.

В рамках настоящей работы на основе данных измерений скоростей горизонтальных движений на Монгольском геодинамическом GPS-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Purdue University, West Lafayette, USA

³ Universite de Bretagne Occidentale, Brest, France

полигоне за 1997–2002 гг. проведены расчеты скоростей горизонтальных деформаций земной коры для Монгольского блока [2] по методике, описанной в [3]. Результаты этих расчетов сопоставлены с данными расчетов сейсмотектонических деформаций для зон сильнейших землетрясений ($M \geq 7,5$) за последние 100 лет.

Как видно из рисунка, по направлению осей и соотношению величин горизонтальных деформаций укорочения и удлинения выделяется несколько крупных зон. Наиболее четко выражена зона преобладающего укорочения в ЮЗ-СВ направлении, прослеживающаяся вдоль Монгольского и Гобийского Алтаев. Здесь скорости деформации укорочения достигают $2,5 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹. Скорости удлинения в ЮВ-СЗ направлении по абсолютным значениям ниже, хотя в отдельных случаях (Долина Больших Озер) сопоставимы со скоростями укорочения. При таком соотношении деформаций в первом приближении можно говорить о деформации сдвигового типа. Северо-восточное направление горизонтального укорочения сохраняется в южной и западной частях Хангая, однако скорости деформации уменьшаются более чем в два раза. На западе полигона ось укорочения несколько разворачивается к северу. В северной части Ханая и в зоне Болнайского разлома наблюдаются высокие скорости удлинения коры в СЗ-ЮВ направлении. Область, располагающаяся между Хангайским и Хэнтейским поднятиями, характеризуется относительно невысокими скоростями деформации удлинения в СЗ-ЮВ направлении и сопоставимыми с ними скоростями деформации укорочения в ЮЗ-СВ направлении.

Важным показателем величины сейсмогенной составляющей современных деформаций земной коры является оценка сейсмотектонической деформации, основанная на использовании тензора сейсмического момента. Такие расчеты были выполнены для очаговых областей вышеупомянутых пяти землетрясений с $M_s \geq 7,5$, характеризующих крупные структуры: Болнайскую, Могодскую, Гобийский Алтай, Монгольский Алтай и Алтай. Поскольку фокальные механизмы главных толчков, их сильнейших афтершоков и других сильных землетрясений в пределах каждой структуры являются однотипными, то для них по методике [7] был определен средний механизм [4] (рисунок). Энергетический вклад землетрясений в деформацию земной коры оценивался через их суммарный сейсмический момент, а для оценки размеров очаговой области использовались параметры разрывов вышедших на поверхность. Компоненты тензора сейсмического момента (E_{xx} , E_{yy} , E_{zz} , E_{xy} , E_{yz} , E_{zx}) рассчитывались в системе координат: x – направление на восток, y – на север, z – вверх.

Результаты расчета сейсмотектонической деформации показывают, что все рассматриваемые очаговые области характеризуются укорочением земной коры по меридиональной компоненте E_{yy} , причем наибольшее значение относительно других компонент присуще зоне Чуйского землетрясения. Вдоль широтной компоненты E_{xx} для областей всех землетрясений, кроме Гоби-Алтайского, наблюдается деформация удлине-

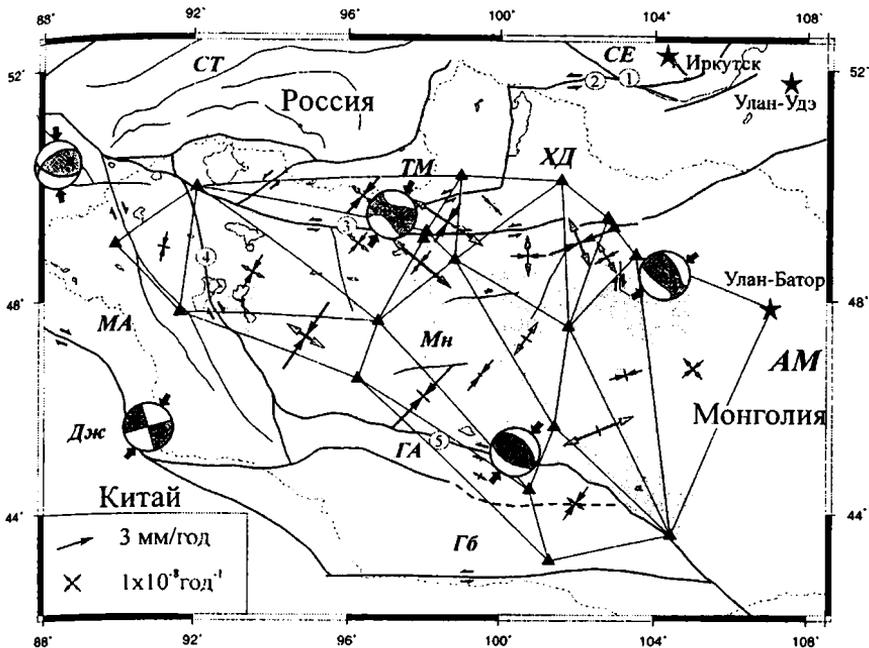


Рис. Поле скоростей горизонтальных деформаций Монгольского блока (серое) по данным измерений методом GPS-геодезии за 1994–2002 гг и тензоры сейсмотектонической деформации для очаговых зон крупнейших землетрясений

1 – Болнай; 2 – Монгольский Алтай; 3 – Гоби-Алтай; 4 – Могод; 5 – Алтай. Сходящимися (черными) и расходящимися (серыми) стрелками показаны скорости горизонтальных деформаций укорочения и удлинения соответственно; сплошными и пунктирными линиями – межблоковые разломы (1 – Главный Саянский, 2 – Тункинский, 3 – Болнайский, 4 – Предалтайский, 5 – Долиноозерский), тонкими линиями – внутриблоковые разломы. Стрелки возле линий разломов – знак сдвигового смещения. Буквами обозначены плиты (СЕ – Северная Евразия, АМ – Амурская) и блоки (СТ – Саяно-Тувинский, ТМ – Тувино-Монгольский, ХД – Хамар-Дабанский, МА – Монголо-Алтайский, ГА – Гоби-Алтайский, Гб – Гобийский, ДЖ – Джунгарский, Мн – Монгольский)

ния. Что касается вертикальной компоненты E_{zz} , то ее знак показывает на утолщение земной коры. Следует отметить, что во всех очаговых областях, за исключением Чуйского события, по величине превалирует сдвиговая составляющая.

Значения компонент скоростей горизонтальных деформаций, рассчитанных по сейсмологическим данным для зон землетрясений с $M_s \geq 8,0$, сопоставимы с данными GPS-геодезии. Вместе с тем, отмечается различие этих величин на порядок для зон Могодского и Чуйского землетрясений, магнитуда которых на единицу меньше. По-видимому, повторный период землетрясений такой магнитуды для конкретной очаговой

зоны может быть существенно больше выбранного нами для расчета скорости деформаций.

Поскольку сильнейшие землетрясения, для которых получены оценки компонент сеймотектонических деформаций, внесли главный вклад в общую сейсмогенную деформацию блока за последние 100 лет, рассчитав суммарную деформацию для всех очаговых зон, можно получить оценку долговременной составляющей скорости сейсмогенных деформаций блока, заключенного между Северной Евразией и Джунгарией. Расчеты показали, что скорость укорочения коры для блока с размерами $1500 \times 1100 \times 20$ км за 100 лет составила по меридиональной компоненте (E_{yy}) $1,21 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹, а удлинение по широтной компоненте $E_{xx} = 3,63 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, т.е. почти на порядок меньше.

Для расчетов скорости полной горизонтальной деформации мы воспользовались геодезическими данными о смещениях перманентных GPS-пунктов IRKT (г.Иркутск), KSTU (г.Красноярск), находящихся в пределах стабильной Северной Евразии и URUM (г.Урумчи), находящегося в пределах Джунгарского блока. Максимальное горизонтальное укорочение в этом треугольнике по направлению СВ34° имеет скорость $8,67 \pm 0,31 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹, а скорость удлинения в перпендикулярном направлении составляет $1,48 \pm 0,78 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹. Соотношения горизонтального укорочения и удлинения земной коры, полученные по сеймотектоническим и геодезическим данным, близки по значению. Это подтверждает вывод о том, что главным процессом, контролирующим формирование неотектонических структур на современном этапе и сейсмическую активность региона, является горизонтальное сжатие земной коры в ССВ направлении.

Таким образом, на основе GPS-измерений и расчетов сеймотектонических деформаций получены оценки долговременной составляющей скорости горизонтальных деформаций земной коры Западной Монголии, которая достигает 10^{-8} год⁻¹. Развитие тектонических структур и сейсмичность региона контролируется сжатием в ССВ направлении, генерируемым в области Индо-Азиатской коллизии.

Максимальные горизонтальные деформации концентрируются по периферии Монгольского блока, в то время как в центральной его части значения скоростей деформаций относительно понижены и более разнообразны по направлениям осей укорочения и удлинения.

Скорость общей горизонтальной деформации блока между Северной Евразией и Джунгарией практически совпадает по значению со скоростью сейсмогенной составляющей. Можно предположить, что большая часть приложенной нагрузки реализуется за счет быстрых смещений при сильнейших землетрясениях.

Работа выполняется при поддержке Президиума СО РАН, фонда РФФИ (№№ 02-05-22005 НЦНИ, 05-05-64702).

Литература

1. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. РАН. 2003. Т.395, № 4. С.534–536.
2. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311с.

3. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. и др. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С.100–103.
4. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И. Сейсмотектонические деформации в очаговых областях сильнейших землетрясений ($M_s \geq 7,5$) Монголии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): В 2 т. Иркутск: ИГ СО РАН, 2004 С. 62–65 (Материалы науч. совещ.;Т.2.).
5. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И. и др. Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 6. С. 792–795.
6. Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.
7. Юнга С.Л. О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №10. С.14–23.

М.А. Сатиан¹, Ж.О. Степанян¹, Л.Г. Саакян¹

Щелочно-лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской офиолитовой зоны Закавказья: тектонический аспект

В Ведийской зоне Закавказского геотраверса выявлены диатремы щелочных лампрофиров [2], получены палеонтологические и радиологические датировки раннемелового времени возникновения офиолитовой ассоциации и геолого-структурные данные о параавтохтонной ее позиции; в тектонизированной, так называемой, хосровской вулканогенной толще откартирована карбонатно-вулканогенная формация позднего келловея–берриаса, включающая шаровые лавы пикритов и карбонатиты [2–4], предшествующая офиолитам и относящаяся к этапу континентального рифтинга постпермской литосферы Трансзакавказского–Иранского геотраверса. Выяснено, что щелочно-базальтовая формация лейаса полосы с.Неграм – с.Азнаберд Нахичеванской мульды [1] имеет продолжение и по левобережью Араратской впадины, где погребена под мощными молассаами неогена. Ранние признаки постпермского рифтогенеза отразились в вулканомиктовом составе осадков позднего триаса Джерманисской антиклинали и в базальтовом вулканизме (К/Ar – 199 млн лет базальтов в Норугийском меланже).

Кратковременность, эпизодичность проявления эксплозивной активности лампрофирового магматизма контрастирует с длительным, порядка 30 млн лет, формированием карбонатно-вулканогенной формации, вмещающей диатремы. Вещественный состав диатрем и наличие барофильных минералов (омфацит, хромдиопсид, гранат, хромшпинелиды, рубин, муассанит и др.) указывают на мантийный уровень возникновения [4]. Гологиалиновый состав туфов – главных типов пород диатрем,

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Армении, Ереван, Армения

свидетельствует о быстром подъеме расплавов с мантийного уровня к поверхности. Диатремы возникли при компрессии литосферы, пикриты – при наибольшем растяжении на доофиолитовом этапе, перед главной фазой спрединга. Мелкие тела серпентинизированных ультрабазитов, картируемые в составе карбонатно-вулканогенной формации – важнейшие признаки начальных фаз мантийного диапиризма в кору рифта. Прорыв земной палеокоры газонасыщенной магмой сопровождался ликвидацией магматических расплавов.

На спрединговой стадии рифтогенеза (раний мел), с началом офиолитового вулканизма и выдвиганием габбро-гипербазитового комплекса, магматическая активность диатрем прерывается. Рифтогенные впадины выполняются продуктами эффузивного магматизма, в составе которого толеитовые базальты сменяются вверх по разрезу щелочными базальтами, местами и трахитами. Эта последовательность фиксирует конец спрединговой стадии. Как видно, специфика офиолитогенеза региона – в прерванном океанообразовании. Выжимание, покровное размещение коры океанического типа вблизи корней в этом пересечении Тетиса завершилось в основном к сенону, когда возникает мелководный вулканогенно-осадочный комплекс, отличающийся дифференцированностью продуктов вулканизма: щелочно-базальт–щелочно-андезит-трахитовой сериальностью [4]. Эта формация не относится к офиолитам, но не сопоставима с островодужными сериями. Дайки диатрем (мончикитов и камптонитов) позднего мела структурно наследуют дораннемеловые диатремы, хотя и разделены геохронологически в 15–30 млн лет. Важно подчеркнуть, что магматическая активность диатрем возобновляется к позднемеловому времени. Между тем, при крупных горизонтальных смещениях литосферы офиолитового этапа следует предполагать нарушения вертикальных связей магматического очага с поверхностными структурами. Однако воссоздание этих связей с мантийными плюмами на постофиолитовой ранней стадии (дайковая серия диатрем) предполагает ограничения в перемещении литосферных блоков – некие «рельсы» на уровне астеносферы верхней мантии.

Чередование растяжения (рифтинга) и компрессии набора микроплит («аккордеонная» тектоника) предопределили все многообразие и осадочных, и магматических формаций мезозоя. В частности, наряду с субщелочным и толеитовым, значительно проявление щелочного базальтоидного и ультрабазитового магматизма и, как частный случай, – эпизодическое формирование на фазах сжатия коры диатрем щелочных лампрофиров.

Ведийская зона занимает палеоструктурную позицию в пределах северного края Иранской плиты, области рифтогенных деструкций, которые могут быть отнесены к «возрожденному» Тетису, в отличие от других офиолитовых швов – Севано-Акеринского и Зангезурского, где мезозойский Тетис в значительной мере наследует структурные линии Палеотетиса.

Литература

1. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Тр. ГИН СССР, вып.438, М., «Наука», 1989, 150с.
2. *Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О.* О геологическом строении и к минералогическим лампрофировым диатрем Вединской офиолитовой зоны Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1997, N1-2. стр.14-34.
3. *Сатиан М.А., Варданян А.В., Степанян Ж.О., Гукасян Р.Х.* Обнаружение карбонатитов в Вединской офиолитовой зоне Закавказья. «ДНАН Армении». 2000, Т.100, N2. стр.159-164.
4. *Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г., Мнацаканян А.Х., Гукасян Р.Х.* Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Вединской зоны (Армения). Изд. «Наири», Ереван 2005, 148с.

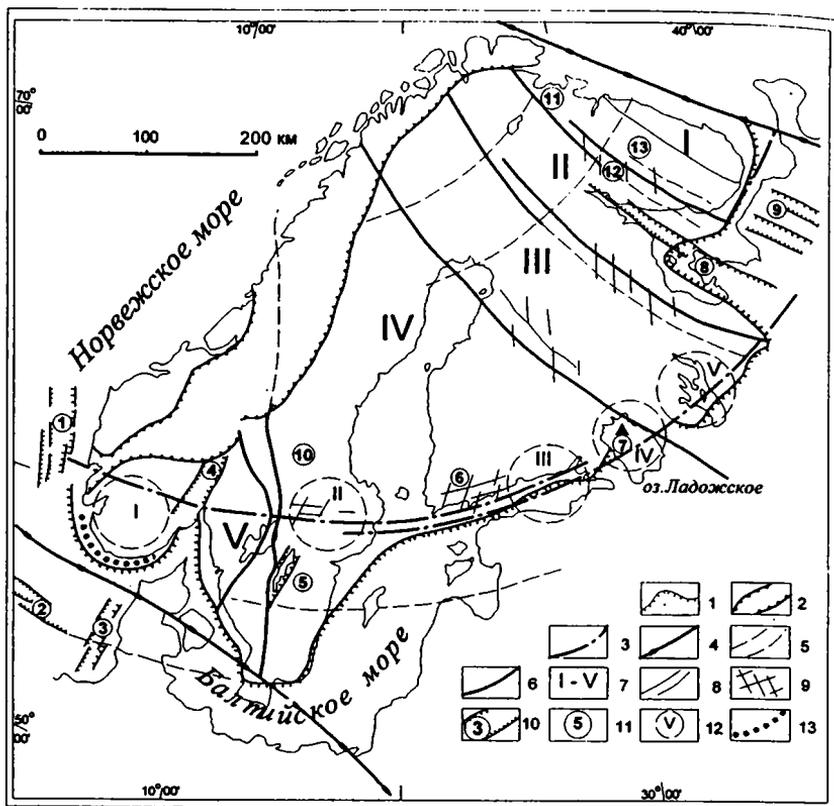
А.П. Светов¹, Л.П. Свириденко¹, Н.В. Шаров¹

Тектономагматический каркас Фенноскандинавского щита и его значение в интерпретации глубинного строения земной коры

Тектономагматический каркас (ТМК) представляет собой существующую суперструктуру Фенноскандинавского щита (ФСЩ) как геосторическую (геономическую) систему сопряженных разноглубинных разломов, морфоструктур глубинного заложения типа поднятий, линейных прогибов, замкнутых депрессий со структурами магматического типа – центрами эндогенной магматической активности (ЦЭМА) (схема). Главными элементами ТМК являются геоблоки с их шовными зонами [3]. Каждый из геоблоков обладает автономными особенностями разновозрастных структурно-вещественных протоплатформенных чехлов, отражающих их возрастную геотектоническую и тектономагматическую историю развития. Их специфика обуславливает различия и в глубинном строении земной коры геоблоков [1]. Следует иметь ввиду также внутреннюю тектоническую неоднородность геоблоков, являющихся следствием разномасштабных объёмных эффектов метаморфизма и разноглубинного мантийно-корового магматизма. При этом тектономагматическая активизация контролируется не только геодинамикой геоблоков, но и, в особенности, геодинамикой ФСЩ как единого мегасводового суперподнятия (суперсвода). Следствием его явилось заложение краевой радиальной геофлексуры Полканова, а также конформных ей осевых линий горных напряжений, контролирующих проявления разноглубинного магматизма.

Главная проблема заключается в расшифровке принципов самоорганизации ТМК во всем пространственно-временном интервале докембрия. Признаки согласованного последовательного непрерывно-прерывного (энергетически квантованного) развития тектономагматических

¹ Институт геологии Карельского (ИГ) НЦ РАН, Петрозаводск, Россия



Унифицированная схема тектономагматического каркаса ФСЦ

1 – граница платформенного чехла; 2 – границы каледонских покровов; 3 – осевая линия краевой радиальной флексуры Полканова; 4 – краевые ограничения ФСЦ (Кольско-Канинская синклинали на северо-востоке и линия Торнквиста–Тейссера на юго-западе); 5 – система осевых линий стоячих волн напряжений ФСЦ; 6 – шовные зоны геоблоков; 7 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский, II – Беломорский, III – Карельский, IV – Свекофеннский, V – Дальсландский; 8 – внутриблоковые разломы; 9 – зоны сдвиговых дислокаций; 10 – горсто-грабеновые системы: 1 – Викинг, 2 – Центральный, 3 – Хорн, 4 – Осло, 5 – Веттерн, 6 – Финского залива, 7 – Ладжская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежско-Кулайская; 11 – вулканотектонические и тектономагматические структуры: 10 – Сильян, 11 – Печенгская, 12 – Хибинско-Лавозерская; 13 – Контозерская кальдера; 12 – сводовые купольные и депрессионные структуры: I – Телемарк, II – Бергслаген, III – Выборгская, IV – Ладжская, V – Онежская; 13 – Норвежский глубоководный желоб. Треугольником обозначено положение о-ва Валаам в Ладжском озере

событий не требует особых доказательств, поскольку история формирования многих тектономагматических и вулканотектонических морфоструктур типа линейных поясов или ЦЭМА охватывает огромные про-

странства и интервалы времени в сотни миллионов лет. Современный ТМК содержит информацию о последовательности его формирования, глубинности его главных элементов, а также определяет существующую горизонтальную и вертикальную делимость земной коры. Геологическими методами ТМК по признаку глубинности изученных тектонических, тектономагматических и вулканотектонических структур может быть уверенно интерпретирован до глубин 12–15 км (СГ-3, Кольский полуостров). Однако в большинстве случаев их глубинность определяется путем структурно-геологических экстраполяций лишь до глубин первых километров (Онежская, Западно-Прионежская, Лехтинская структуры).

История формирования ТМК Фенноскандинавского щита – это история последовательного наращивания коры континентального типа на протокуру. Этот процесс осуществлялся циклически с северо-востока на юго-запад в течение трех тектономагматических циклов: позднеархейского (Карельский геоблок), завершившегося около 2700 млн лет; раннепротерозойского (Свекофеннский геоблок) – около 1800 млн лет и позднепротерозойского (Дальсландский геоблок) – около 1000 млн лет.

На ранней стадии каждого цикла имел место бимодальный мантийно-коровый магматизм, осуществлявшийся совместно с осадконакоплением в условиях обширных бассейнов. Мантийному толеит-базальтовому вулканоплутонизму сопутствовал андезит-дацит-тоналит-плагиогранитный вулканоплутонизм. Последний во всех разновозрастных циклах имел сопоставимый состав, так как под действием базитовой магмы происходило плавление единой раннеархейской коры, обедненной калием. Базитовый магматизм в названных разновозрастных тектономагматических циклах имеет антидромную направленность. Натрий-кальциевый коровый магматизм начальной стадии циклов сменялся натрий-калиевым.

Формированию гранитов нормального ряда в заключительную стадию развития тектономагматических циклов предшествовал рассеянный мантийный флюидный поток, несущий в земную кору калий и сопутствующие ему литофильные редкие элементы. Мантийный флюидный поток оказывал тепловое воздействие и вызывал метасоматическую гранитизацию первично терригенных пород. С ним связано тепловое разуплотнение и формирование региональных купольных структур. Посттектонические граниты нормального ряда образуют небольшие интрузии, секущие структуры вмещающих пород и приурочены к ослабленным тектоническим зонам. Плавление земной коры с образованием гранитов нормального ряда происходило при совместном воздействии базитовой магмы и мантийного флюидного потока. В результате осуществления этих разновозрастных тектономагматических циклов формируется близкий по составу и свойствам гранитизированный чехол.

Следующий этап формирования слонистой структуры ФСЦ связан с последовательным наращиванием с северо-востока на юго-запад вулканогенно-осадочных платформенных чехлов. Спецификой докембрийского корообразования является то, что единый раннепротерозойский

вулканогенно-осадочный чехол, образовавшийся при вулканизме и осадконакоплении в пределах единого водного бассейна, на Карельском геоблоке, где мантия деплетирована в позднем архее, формирует прото-платформенный чехол. На Свеккофеннском, где он залегает на протоко-ре, – испытывает региональную метасоматическую гранитизацию под воздействием мантийного флюидного потока. Аналогичная ситуация наблюдается в позднем протерозое. На Свеккофеннском геоблоке, где мантия деплетирована в связи с раннепротерозойской метасоматической гранитизацией, в рифее формируется протоплатформенный вулканогенно-осадочный чехол, в то время как этот же чехол на площади Даль-ландского геоблока испытывает региональную метасоматическую гранитизацию. Длительную историю последовательного формирования имеют также межгеоблоковые шовные зоны [2].

Очевидно, что изучение разноглубинных эрозионных срезов современной земной коры по признакам глубинного тектонического строения и структурно-вещественного состояния возможно исключительно геофизическими методами [1]. В таком случае решение обратных геофизических задач сводится в каждом конкретном элементе ТМК к выработке (обоснованию) критериев, способных распознать (или проследить) главным образом положение реликтов протоплатформенных чехлов и присущих им элементов внутреннего строения. Из этого следует, что в конкретной части ФСЦ должны быть созданы геологические и геофизические эталоны морфоструктур разного класса по глубинному и морфологическому типу.

Главное затруднение в интерпретации в индентификации элементов ТМК и их глубинности – неоднозначность, конвергентность акустических рефлексий на границах разнородных сред. Однако эти трудности уже имеют свои технические решения. В этом отношении обращает на себя внимание ячеисто-блоковое (геоблоковое) и линейно-поясовое сопряжение морфоструктур от позднего докембрия до позднего фанерозоя. Поскольку современная суперструктура ФСЦ с очевидностью является вторичной и частью (третья) изначального суперсвода, то проблемы самоорганизации ТМК неизбежно потребуют изучения кристаллического фундамента не только Арктического шельфа, но и прилегающих частей Восточно-Европейской платформы. Во многом природа главных и второстепенных элементов ТМК ФСЦ есть следствие саморазвивающегося поля напряжений по вполне определенному алгоритму – тектономагматическая активизация преимущественно контролируется барьерами дилатансионных (стоячих) волн, а также энергетическими резонансами узлами их пересечения. Ячеисто-перколяционная система тепломассоэнергопереноса в свою очередь контролируется «расходом» тепловой эндогенной и приливной гравитационной энергии. В этом причина того, что каждый элемент ТМК является феноменом в своем роде, а вулканотектонические и тектономагматические структуры – уникальными.

Успешное решение проблемы глубинного строения земной коры региона, вероятно, должно основываться на объемных модельных построениях разноранговых и разнопорядковых элементов ТМК.

Литература

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления/Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.
2. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: Наука, 1991. 200 с.
3. Строение литосферы российской части Баренц-региона/Под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2005. 318 с.

И.А. Свяжина¹, Г.А. Петров²

Проблема аномальных палеомагнитных полюсов палеозоя Урала

Палеомагнитные исследования позволили количественно изучить эволюцию геомагнитного поля прошлых геологических эпох. В итоге для каждой из них были определены координаты палеомагнитных полюсов [1]. Однако на практике наблюдаются случаи аномальных положений последних, которые трудно объяснить.

Палеомагнитными исследованиями, проведенными на Северном, Среднем и Южном Урале между 61° и 49° с.ш., зафиксированы высокие палеошироты тридцати разрезов ордовика, силура и девона, расположенных в пределах его восточных структур. Вычисленные для этих разрезов полюсы занимают аномальное положение, так как группируются в области более молодых мезозойских полюсов. Сопоставление палеомагнитных данных, полученных по разрезам на 61-й параллели – в Шемурской и Самумской вулканотектонических структурах, Тагильская мегазона и на 49-й широте – в Кайрактинской структуре, южная часть Восточно-Уральской мегазоны, показывает общность компонентного состава естественной остаточной намагниченности, которая включает первичную, синхронную времени формирования пород, и вторичные, образовавшиеся в результате метаморфизма. Главные фазы метаморфизма на Урале произошли в среднем палеозое, позднекаледонская эпоха, и в позднем – время главной уральской коллизии. Так, в Шемурской структуре, где изучались образования ордовикского и силурийского возраста, выявлены первичная намагниченность, векторы которой имеют северо-западное, близкое к горизонтальному направление, и намагниченность с направлением на юго-запад и вверх, т.е. отражающая поле позднего палеозоя. Но, наряду с ними, в тех же отложениях присутствует третья стабильная компонента, ха-

¹ Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² ОАО Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, Россия

рактирующая аномальными, круто направленными вниз векторами северо-восточного азимута [2]. Магнитные минералы, с которыми связаны все компоненты, представлены магнетитом и гематитом. Наличие аномальной намагниченности установлено в нижнесилурийских базальтах, перекрывающих их порфири́тах и туфах, риолитах некка и диабазовых дайках, причем в дайках она является единственной. Средние палеомагнитные полюсы, рассчитанные по ней, имеют географические координаты, варьирующие по широте от 40° до 60° ю.ш., по долготе от 302° до 326° в.д. (в современной системе координат).

В Саумской структуре дайки диабазов и риолитов того же комплекса несут двухкомпонентную естественную остаточную намагниченность – позднепалеозойского возраста и аномальную. Первичная намагниченность в них отсутствует, что, по всей видимости, объясняется проявлением в структуре более сильного метаморфизма, чем в Шемурской, из-за близости Чистопского габброидного массива [3]. Положения палеомагнитных полюсов, полученные для даек, изменяются по широте в пределах от 50° до 57° ю.ш., по долготе от 321° до 338° в.д.

Аномальные палеомагнитные направления в разрезах Кайрактинской структуры, Южные Мугоджары, выявлены в отложениях шебектинской свиты, возраст которой разными исследователями принимается от кембрия до карбона [4]. Свита сложена метаморфизованными породами, магнетизм которых обусловлен магнетитом, в том числе маггемитизированным, и гематитом. Оптическими методами установлено, что рудные минералы имеют синметаморфическую природу. Естественная остаточная намагниченность, как правило, представлена одной аномальной компонентой, в отдельных образцах присутствует позднепалеозойская намагниченность. Последняя проявляется не повсеместно, а в разрезе Кайракты вообще отсутствует. Координаты палеомагнитных полюсов, вычисленные по аномальной составляющей, варьируют по широте от 38° до 74° ю.ш., по долготе от 309° до 17° в.д.

Для интерпретации геологической природы появления аномальных палеомагнитных полюсов можно привлечь несколько гипотез.

1. Судя по палеомагнитным широтам (от 40° до 60°), полученным по аномальным палеомагнитным характеристикам, можно предположить, что формирование магнитных минералов в палеозойских породах происходило в триасовое и юрское время в процессе химического выветривания, широко проявленного в эти эпохи на Урале.

2. Формирование магнитных минералов связано с региональным метаморфизмом, проявившемся в мезозойское время.

3. Магнитные минералы, обусловившие аномальные палеомагнитные направления, образовались в палеозойское время и, по всей видимости, связаны с синколлизонным или аккреционным региональным метаморфизмом.

Первая гипотеза, вероятно, должна быть отвергнута, поскольку результаты минералогического анализа показывают, что в ряде разрезов

аномальная намагниченность связана с магнетитом, находящемся в парагенезисе с эпидотом, хлоритом и другими метаморфогенными минералами, но не с минералами кор выветривания. Подобные направления отмечались для палеозойских осадочных комплексов северо-западной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, Скандинавия, в которых в ходе выветривания происходило разложение глауконита с образованием гетита и гематита [5].

Вторая гипотеза выглядит привлекательной, поскольку палеошироты, соответствующие аномальным палеомагнитным направлениям, согласуются с реконструкциями положения Палеоурала в триасовое время [6]. Эта эпоха характеризуется на Урале и в Зауралье широким проявлением рифтогенеза, сопровождаемого излиянием трапповых базальтов, и затем – угленосных депрессий. Однако в настоящее время нет геологических данных, позволяющих предполагать проявление в триас-юрское время на Урале широкомасштабного регионального метаморфизма, способного привести к перекристаллизации и появлению новых генераций магнетита, несущих магнитную память об этом событии.

Третья гипотеза предполагает, что формирование магнитных минералов, отвечающих за аномальную намагниченность, происходило в палеозойское время. Поскольку эта компонента в породах ордовика–силура представлена часто, можно утверждать, что геологический процесс, отвечающий за ее появление, должен быть хорошо проявлен и достаточно четко зафиксирован в геологической летописи уральских структур. В палеозойской истории региона мощные последствия имели коллизионные события, которые привели к становлению Уральской складчатой системы. Если влияние последнего, позднепалеозойского, эпизода на магнетизм пород хорошо изучен, то последствия каледонской коллизии оставались неясными. Не исключено, что появление аномальных палеомагнитных полюсов является ее следствием. Действительно, каледонская коллизия, точнее, позднекаледонская фаза, – это эпоха шарьирования, складчатости и метаморфизма, сформировавшая мощный ороген на границе Европейского и Американского палеоматериков и проявившаяся в континентальных перерывах, отмирании и возникновении зон субдукции и аккреции террейнов на восточной (в современных координатах) окраине новообразованного Евразийского палеоконтинента [7]. Палеомагнитные реконструкции положения уральской окраины Восточно-Европейской платформы и Восточно-Уральских террейнов в палеозое показывают резкую смену направления движений блоков в девонское время. Сводки данных о возрасте регионального метаморфизма на Урале демонстрируют наличие в девоне (400–360 млн лет) хорошо проявленного пика его значений [8, 9]. В эту же эпоху был сформирован большой объем магматических пород, главным образом в пределах островодужных систем. Таким образом, эндогенные процессы (магматизм и метаморфизм) в девонском периоде длительное время продуцировали магнитные минералы, а в них – естественную остаточную намагничен-

ность, возможно зафиксировавшую эпизод аномального состояния палеополя. Ранее подобное предположение привлекалось для объяснения необычных палеомагнитных направлений в нижнекембрийских отложениях Сибирской платформы [10]. В настоящее время вопрос о природе появления аномальных палеомагнитных полюсов на Урале не может считаться решенным; он требует дополнительных исследований.

Литература

1. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1998. С. 154–176.
2. Связкина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т.40, №1. С.36–44.
3. Связкина И.А., Иванов К.С., Пучков В.Н., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
4. Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т. и др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: МГУ, 1997. 267 с.
5. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 44–56.
6. Связкина И.А., Пучков В.Н., Овчаренко А.В. Палеомагнитные реконструкции движений литосферных блоков Урала и Северного Казахстана от ордовика доныне // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 2004. С.145–147. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ., Т. 2).
7. Петров Г.А. Некоторые тектонические последствия каледонской коллизии, фиксируемые на Уральской окраине палеоконтинента Балтика // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 180–183.
8. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
9. Юдович Я.Э., Андричев В.Л., Мерц А.В., Кетрис М.П. Новые данные о возрасте метаморфизма доуралид Приполярного Урала // Магматические и метаморфические комплексы Севера Урала. Сыктывкар, 1995. С. 52–67. (Тр. Ин-та Коми НЦ УрО РАН СССР; Вып. 87).
10. Павлов В.Э., Галле И., Шаццло А.В., Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р. Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика земли. 2004. №2. С.28–49.

В.И. Сегалович¹, Ю.А. Волож², М.П. Антипов², О.А. Васильев¹

Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии

Гравитационные аномалии Северного Каспия привлекают интерес как главный источник информации о раннепалеозойской эволюции этого региона [1]. Особое место здесь занимает феноменальная аномалия, известная ранее [2] как Южно-Эмбинский максимум. Последующими работами

¹ ФГУП НПЦ «Недра», Ярославль, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

установлено, что она продолжается непрерывно через акваторию Каспия на его северо-западное побережье. Аномалия с амплитудой до 60–70 мГл имеет вид дугообразной полосы длиной более 1000 и шириной 250–300 км, опоясывает с юга Прикаспийский солеродный бассейн и может восприниматься как отображение глубоко погребенных структур Урала, которые на восточном обрамлении бассейна выходят на поверхность. Однако парадоксальность ситуации в том, что указанный «максимум» от уральских структур оторван в плане, а его источник - по вертикали. Он приурочен к зоне глубокого (16–18 км) залегания фундамента и почти постоянной, типичной для континентальной коры мощности порядка 40–42 км, и его невозможно объяснить ни рельефом границы М, ни рельефом других внутрикоровых границ. В то же время известно, что южное продолжение уральских структур в своих выходах на поверхность имеет вид тектонических покровов и уходит не к западу, а к юго-востоку (через Султануиздаг) – на соединение с Южным Тянь-Шанем [3].

Понять природу Северо-Каспийской аномалии представилось возможным путем учета влияния всех геологических структур, слагающих земную кору региона. Соответствующая модель определена как **полная**. Метод построения полной модели и расчета поправок соответствует требованиям **полной геологической редукции**. Он был реализован технологией ГМТ – гравитационной или магнитной геотомографии [4], ранее опробованной на общей площади более 2 млн км², включившей объекты глубокого и сверхглубокого бурения [5]. Метод обеспечивает возможность приведения результатов интерпретации данных геофизики по любому континенту к единым для Земли стандартам (единый уровень отсчета аномальных полей и аномальной плотности коровых и подкоровых масс). Одновременно обеспечивается учет имеющейся топографической, геологической и сейсмической информации, а также независимых данных о плотности и намагниченности геологических структур и их вертикальной и латеральной зональности.

Получены данные, позволяющие трактовать Северо-Каспийскую аномалию, как обусловленную поясом вулканических пород основного состава, залегающим выше докембрийского кристаллического фундамента. Мощность полосы вулканитов до 5–6 км, средняя плотность – 2,93 г/см³, залегание – согласно напластованию пород осадочного чехла, стратиграфический уровень – ранний палеозой (например, O₂). Образование этого пояса видимо совпадает с раскрытием и Палеоуральского океана и Восточного Палеотетиса (Туркестанского палеоокеана). Внутриконтинентальное положение и выход на след Урала может свидетельствовать о приуроченности вулканитов к рифтовой зоне, сопряженной с тройной точкой на древнем океаническом дне Палеоурала. Процессы, характерные для тройного сопряжения рифтов очевидно проявлены в остатках древней океанической коры и мантии, которые представлены в Сакмарско-Кемпирсайско-Даульской полосе южной оконечности складчатого пояса резко аномальными по мощности и составу офиолитовыми аллохтонами.

Литература

1. Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской Прикаспийской и Североморской экзональных впадин Европейской платформы М.: Наука, 1972. 399 с.
2. Кротошкин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария М.: Наука, 1971. 392 с.
3. Волож Ю.А. Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф., Юров Ю.Г. Строение края Карпинского // Геотектоника. 1999. №1. С. 28–43.
4. Сегалович В.И., Васильев О.А., Шумилов А.С. Гравитационная и магнитная томография сплошных геологических сред // Разведка и охрана недр, М. 2003, №5. С. 12–17.
5. Segalovich V.I., Vasiliev O.A., Shumilov A.S. Geological Tomography is a Three-Dimensional Cartography of the Earth // The Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology. V.1. Toronto, Canada, 2005. P. 273–278.

К.Ж. Семинский¹

Иерархическая соподчиненность в зонно-блоковой структуре литосферы Азии

В основу исследования делимости литосферы Азии положены теоретические представления тектонофизики о том, что деформируемый объем представляет собой иерархическую структурированную среду, основными элементами которой являются блоки, окруженные зонами пониженной (вследствие раздробленности) вязкости субстрата [1]. Необходимость выделения вместо линейных границ достаточно широких участков контактирования литосферных блоков и плит высказывалась ранее С.А. Ушаковым и Ю.И. Галушкиным, В.Е. Хаиным, В.Г. Трифоновым, а также подчеркивается в последних публикациях по геодинамике [2]. Наши предыдущие исследования позволили [3] на примере Центральной Азии установить конкретные формы проявления зонно-блоковой структуры литосферы, сформировавшейся в течение новейшего времени. Составленная в масштабе 1 : 15 000 000 карта отразила существование и специфику взаимоотношений в пределах изученного региона двух объемных структурных элементов – блоков и ограничивающих их зон, для обозначения которых из серии близких понятий (деформационная, деструктивная, «битого льда», мобильная и др.) ниже используется термин «подвижная». Внутренняя структура отдельных зон находится на разных стадиях развития и представлена серией близко расположенных, сравнительно коротких тектонических нарушений, которые развиваются самостоятельно (ранние стадии) или опереют единый сместитель (Инд-Цангпо, Айлао-Шан, Алтын-Таг, Гиссаро-Кокшаальский, Тань-Лу, Чаман-Мокур и др.), являющийся в этом случае непрерывной разломной границей блока (поздние стадии).

Целью работ по изучению зонно-блоковой структуры, проведенных в течение нескольких последних лет, было расширить масштабные грани-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

цы исследований, чтобы, в частности, выявить особенности иерархических взаимоотношений блоков и подвижных зон Азии, представляющих главные структурные элементы делимости континентальной литосферы.

Работы проводились в едином методическом ключе на базе трех масштабов. Специфика зонно-блоковой структуры в мелком масштабе изучалась по схеме Азии (схема), основой для создания которой явилась упомянутая выше карта Центральной Азии. Для более высокого иерархического уровня была составлена схема делимости земной коры Байкальской рифтовой системы и прилегающей территории Забайкалья (м-б 1 : 2 500 000) на основе «Карты неотектоники Прибайкалья и Забайкалья» (1983 г.; ред. Н.А.Логачев). Построения в наиболее крупном масштабе (1:100 000) осуществлялись для восточной части Приольхонья путем генерализации схемы разломов, составленной автором ранее путем применения комплекса структурно-геологических методов [4]. Проведение границ зон осуществлялось по сгущениям нарушений, выраженных в рельефе, причем при работе в двух первых масштабах к анализу привлекались материалы по распределению эпицентров землетрясений, а при составлении схемы более крупного масштаба – количественные данные по открытой трещиноватости горных пород.

Анализ картографических материалов показал, что подвижные зоны образуют законченную картину блоковой делимости для всех изученных масштабов: протяженные зоны оконтуривают крупный блок, который разделен меньшими по размерам зонами на серию более мелких блоков, причем для каждого из них в принципе характерны те же особенности делимости. Более детальные исследования показали, что установленная М.А.Садовским и его коллегами [1] иерархия строения геофизической среды однозначно подтверждается на примере зонно-блоковой структуры литосферы Азии не только в качественном виде, но количественно. Вместе с тем, единообразно проведенные исследования по созданию и анализу однотипных карт разного масштаба позволили, во-первых, уточнить и дополнить количественные оценки предыдущих исследователей, а, во-вторых, охарактеризовать значимость собственно зон в организации структуры литосферы, которую не случайно предложено называть «зонно-блоковой» [3].

Как видно из таблицы, зонно-блоковая структура литосферы получила количественную оценку на 11 иерархических уровнях путем определения доминирующих в распределениях параметров зон и блоков. При этом соответствующие каждому из них среднегеометрические размеры блоков были существенно уточнены по сравнению с [1] за счет заполнения пропусков в ранговой последовательности, возможность существования которых отмечалась в цитированной выше работе. Что касается зон, то их ранговая соподчиненность установлена не по ширине или длине, как предполагалось М.А. Садовским, а в среднегеометрическом размере, более точно отражающем иерархический порядок этих структурных элементов. В итоге впервые получены оценки характерных разме-



Схема зонно-блоковой структуры литосферы Азии

1 – площади, занимаемые подвижными зонами (а) и блоками (б); 2 – разломы по «Международной тектонической карте мира» (1984); 3,4 – магистральные сместители подвижных зон II (3) и III (4) рангов, совпадающее (а) и не совпадающие (б) с разломами; 5 – индексация подвижных зон и их сегментов

Таблица.

Уровни	XI	X	IX	VIII	VII	VI	V	IV	III	II	I
$l = \sqrt{S}$ - зоны	0,7	1,4	2,7	6,6	14,0	33,0	86,0	200,0	410,0	818,0	2000,0
$\mu_{\text{зон}} = l_{i+1}/l_i$	2,0	1,9	2,4	2,1	2,4	2,6	2,3	2,1	2,0	2,4	
$L = \sqrt{S}$ - блоки	1,4	2,8	4,6	10,4	24,0	55,0	128,0	272,0	542,0	1113,0	2746,0
$\mu_{\text{блок}} = L_{i+1}/L_i$	2,0	1,6	2,3	2,3	2,3	2,3	2,1	2,0	2,0	2,5	
L/l	2,0	2,0	1,7	1,6	1,7	1,7	1,5	1,4	1,3	1,4	1,4

Примечание. L, l – среднегеометрические размеры блока и зоны, км; S, s – площади блока и зоны, км²; μ – отношение размеров объектов, относящихся к смежным уровням.

ров зон для каждого уровня иерархии, а также средняя величина $\mu_{\text{зон}}$ (2,2), равенство которой значению, установленному для блоков (2,1), однозначно доказывает наличие строгой закономерности в организации зонно-блоковой структуры литосферы. Ее особенностью является возрастание значимости зон по отношению к блокам по мере перехода от локального уровня к глобальному, о чем свидетельствует неравномерное, но явно выраженное уменьшение в этом направлении отношения среднегеометрических размеров блоков и зон (параметр L/l в таблице). Следовательно, если в коренных выходах структура блоковых границ может практически не учитываться, то для литосферных масштабов ее состояние должно анализироваться совместно с геометрией блоков. Кроме того, для идентификации иерархической соподчиненности в зонно-блоковой структуре параметры зон оказываются предпочтительнее, поскольку они, с одной стороны, отражают мобильность блоков, а, с другой, – существенно меньше зависят от неоднородностей субстрата ввиду его интенсивного преобразования в ходе деформации.

Таким образом, Азиатский регион характеризуется строгой иерархической соподчиненностью в зонно-блоковой структуре литосферы. Оценены среднегеометрические размеры подвижных зон и блоков на 11 уровнях иерархии (от глобального до локального) и установлено, что элементы смежных порядков в среднем различаются в 2,1–2,2 раза. Подвижные зоны занимают краевые части блоков, обеспечивая податливую реакцию литосферы на внешнее воздействие, роль которой с увеличением масштаба становится более значимой.

Литература

1. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100с.
2. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. №1. С. 3–20.
3. Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология. 2001. Т.20. №6. С. 17–30.

4. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. 293с.

В.Н. Сеначин¹

Тектоническая природа аномалий глубины «свободной поверхности мантии» активных окраин (на примере Охотоморского региона)

«Свободной поверхностью мантии» (далее – СПМ) называется гипотетическая поверхность твердой Земли, образуемая мантией при изостатическом снятии с неё нагрузки земной коры (включая водный слой). Реально на Земле такую поверхность мы наблюдать нигде не можем, но её можно рассчитать, используя закон Архимеда. Аномальное положение СПМ в каком-либо регионе показывает нам, что данный регион может быть либо изостатически нескомпенсирован, либо имеет плотностные неоднородности в мантии выше уровня изостатической компенсации. Степень изостатической нескомпенсированности можно оценить по изостатическим аномалиям гравитационного поля (Кабан, 1988г.). Если они показывают, что изостатическое положение региона не нарушено, то по аномалии СПМ мы можем определить величину общего уплотнения или разуплотнения в мантии.

Наибольшие изменения плотности в верхней мантии происходят под действием температуры, что отражается в наблюдаемой зависимости глубины СПМ от мантийного теплового потока. Тесная связь СПМ с наблюдаемым тепловым потоком позволяет нам исключать из рассчитываемых значений СПМ влияние температурных изменений, вызванных процессом охлаждения верхней мантии, и выделять тем самым аномалии плотности мантии, обусловленные другими причинами.

В глубоководных котловинах окраинных морей Азиатско-Тихоокеанской окраины выделяются аномалии СПМ, не связанные с охлаждением мантии. Так, по расчетам Т.Ватанабе с соавторами (Watanabe et al., 1977 year), глубина СПМ в этих структурах всегда больше, чем в океане примерно на 1 км при одинаковых величинах теплового потока. Эти аномалии проявляются даже в глубине морского дна, что было отмечено Д.Хэйсом (1984). Они говорят о крупном изостатически скомпенсированном уплотнении в верхней мантии.

В настоящее время нет обоснованного объяснения существования данного уплотнения, его природы и глубинного расположения. Для поиска решения всех вопросов, связанных с этим уплотнением, автор провел расчеты площадного распределения аномалий глубины СПМ в Охо-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

томорском регионе, включающем глубоководные и мелкоководные окраинные бассейны, прилегающую часть Азиатского континента, континентальную и островную вулканические дуги, глубоководный желоб. Результаты проведенных расчетов показали следующее.

По всей акватории Охотского моря наблюдается общий фон аномального углубления примерно на 0,5 км. На этом фоне выделяются области увеличенных до +1,5 км и уменьшенных до -0,5 км глубин. Крупные зоны аномального углубления СПМ (до 1 км и более) наблюдаются в глубоководных впадинах Дерюгина, ТИНРО, в Голыгинском прогибе, в районе поднятия Полевого. Увеличена глубина СПМ также в зоне, приуроченной к северо-восточному побережью о-ва Хоккайдо. В Татарском проливе отмечается область углубления СПМ с тенденцией увеличения к югу, где она становится более 1,5 км. Отмечается также продолжение этой аномалии на север – в Сахалинский залив.

Все зоны увеличенной глубины СПМ приурочены к депрессиям в рельефе дна, имеющим, как правило, повышенный тепловой поток. В изостатических аномалиях гравитационного поля они выражаются по-разному. Так, впадина Дерюгина и её продолжение на юг характеризуются пониженным полем изостатических аномалий до -10 мГал. Менее выраженное понижение отмечается в Татарском проливе. Зоны прогибов Голыгинского и ТИНРО, напротив, характеризуются повышенным фоном изостатических аномалий до +40 мГал и более.

Зоны подъёма глубин СПМ отмечаются вдоль северного и северо-восточного побережья Охотского моря, в северо-восточной части о-ва Сахалин, в пограничной зоне между впадиной ТИНРО и Центрально-Охотским поднятием, вдоль северной границы Южно-Охотской впадины, захватывая поднятия Академии наук и Института океанологии. Кроме того, на юге о-ва Сахалин выделяются две зоны уменьшенных глубин СПМ: западная оконтуривает п-ов Крильонский и уходит на юг вплоть до о-ва Хоккайдо; восточная захватывает Тонино-Анивский полуостров и простирается от него на юго-восток к Южно-Охотской впадине.

Все отрицательные аномалии СПМ расположены на континентальной или субконтинентальной коре и приурочены к зонам пониженного теплового потока. Кроме того, большинство из них соседствует с глубоководными впадинами. В изостатических аномалиях они также отражаются по-разному. Прибрежные зоны Азиатского материка и северо-востока о-ва Сахалин с отрицательными аномалиями глубины СПМ попадают в области повышенных изостатических аномалий. Зоны, расположенные близ впадин ТИНРО и Южно-Охотской, – напротив, характеризуются пониженными значениями гравитационного поля.

Корреляция региональных аномалий со структурами, выраженными в рельефе дна (поднятия и впадины), говорит о возможной связи этих аномалий с процессом сокращения мощности коры, предполагаемым в окраинных морях. Однако общей зависимости аномалий СПМ от мощности коры по всей акватории Охотского моря не наблюдается. Отсутствие дан-

ной зависимости говорит о том, что процесс деструкции континентальной коры Охотском море не привёл к появлению устойчивых аномалий плотности в литосферной мантии. В то же время, в изостатических аномалиях гравитационного поля проявляется явная зависимость от мощности коры, которая выражается в их понижении с уменьшением мощности коры до отметки 19 км с последующим восстановлением уровня в коре субокеанической мощности. Такое поведение гравитационного поля указывает на слабое нарушение изостазии, вызванное, по-видимому, растяжением коры: чем меньше мощность коры, тем она сильнее подвергнута растяжению. Растяжение коры, в свою очередь, способствует развитию процесса деструкции коры. Наблюдаемые региональные аномалии СПМ во впадинах можно объяснить неравномерным прогревом литосферы, вызванным подходом диапира к ее подошве, проникновением флюидов и магматических тел в кору. Эти процессы, по-видимому, и приводят, в конечном итоге к сокращению мощности коры.

Повсеместное углубление СПМ, наблюдаемое в Охотском море, указывает на наличие изостатически скомпенсированного уплотнения, распространяющегося на всё окраинное море и, возможно, выходящего за его пределы. Его происхождение может быть связано с глубинными плотностными неоднородностями, возникающими в процессе конвективных течений верхней мантии, одним из проявлений которого является субдукция Тихоокеанской плиты. Чтобы проверить это предположение, была исследована зависимость аномалий СПМ и изостатических от расстояния до оси желоба в Охотоморском регионе. Эта зависимость показала «прогибание» среднего уровня аномалий СПМ с максимумом около 0,5 км на расстоянии 600–700 км от оси желоба. Изостатические аномалии, напротив, характеризуются нарастанием среднего уровня с максимумом около +20 мГал на той же отметке расстояния до желоба. При этом хорошо видно, что обе аномалии продолжают на океанической стороне от желоба.

Учитывая явную корреляцию в поведении аномалий СПМ и изостатических, можно предположить, что они образуются под влиянием одного уплотнённого, частично некомпенсированного протяженного блока в верхней мантии. При этом аномалии СПМ указывают на скомпенсированную часть его массы, а изостатические – на некомпенсированную. Это предположение позволяет нам оценить размер аномального блока.

Предположим, плотность в данном аномальном блоке увеличена на $+0,02 \text{ г/см}^3$. Тогда его скомпенсированная часть, вызвавшая углубление СПМ на 0,5 км, составляет 82,5 км мощности, а некомпенсированная, проявившаяся в изостатической аномалии +20 мГал, составляет около 24 км, что в сумме даёт слой мощностью чуть более 100 км. Такой слой при ширине аномалии в 1000 км может образоваться из остатков погружившейся в мантию океанической плиты при скорости субдукции в Курило-Камчатском желобе 7,5 см/год (К.Ле Пишон и др., 1977 г.) менее чем за 15 млн лет.

Наличие уплотнения в верхней мантии активных окраин само по себе не вызывает сомнений. Но его изостатическая скомпенсированность (пусть даже неполная) требует объяснения. Классическая теория изостазии предполагает, что изостатическое выравнивание достигается в астеносфере путем горизонтального перетекания частично расплавленного вещества. Это объяснение допустимо только для вышележащих литосферных неоднородностей. Неоднородности, располагающиеся ниже астеносферы, также могут выравниваться изостатически, но уже на больших глубинах, где вязкость мантии много выше, чем в астеносфере. Почти полная изостатическая скомпенсированность аномального верхнемантийного блока говорит о том, что скорость изостатического выравнивания давления на нижнем уровне сравнима со скоростью выравнивания в астеносфере. Это может выполняться для крупных плотностных неоднородностей, если мощность компенсационного слоя сравнима с горизонтальным размером нагрузки, как показал Е.В. Артюшков (1979 г.).

Таким образом, в активных окраинах, где плотностные неоднородности распространяются на всю глубину верхней мантии, мы имеем двухуровневую систему изостатического выравнивания: первый уровень располагается в астеносфере, а второй, вероятно, в нижней мантии. Наличие такой двухуровневой системы изостазии само по себе может создавать конвективное погружение масс в глубь Земли.

В.И. Сизых¹, А.Г. Вахромеев¹, О.В. Дудкин¹

Эпохи активизации и нефтегазоносность Сибирского кратона

В раннем архее предполагается существование главных континентов Земли [1], которые в конце раннего архея в результате аккреции «спаялись» в единый суперконтинент – Пангею-0 [2]. Важным событием раннепротерозойской эпохи явилось появление в геологической структуре Земли протоплатформ, по периферии которых в пределах шельфовых зон происходило накопление больших мощностей терригенных и карбонатных комплексов [3], потенциально перспективных для формирования высокоуглеродистых толщ.

В конце раннего протерозоя произошла вторая крупная аккреция, соединившая протоплатформы в новый суперконтинент – Пангею-1 [4], по периферии которой формировались бассейны пассивных окраин [5–10]. В конце раннего рифея появились первые «симптомы» распада Пангеи-1: закладывается сеть разломов, определившая системы рифтов и авлакогенов. В конце среднего или в начале позднего рифея некоторые рифты или авлакогены превратились в зоны спрединга. Примерами таких

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

зон в обрамлении Сибирского кратона могут служить Исаковская зона, Байкало-Муйский пояс [11]. Осадочные бассейны, существовавшие на первых этапах развития Пангеи-1, на деструктивной стадии усложнились по строению. Появились новые типы бассейнов – форландовые, пассивных окраин, сдвиговые. Все эти бассейны, как показывает анализ выполняющих их формаций, были «благоприятны для формирования высокоуглеродистых толщ с высоким начальным генерационным потенциалом резервуаров и флюидоупоров» [12, с.17]. В них интенсивно протекали процессы генерации и аккумуляции углеводородов.

Суперконтинент Пангея-1 окончательно распался в течение венда и раннего кембрия [13]. Следствием этого распада стало появление новых океанов, в частности, Палеозойского [14–17]. На мелководном шельфе и пассивных континентальных окраинах этого океана сформировались основные нефтепроизводящие комплексы, определившие формирование серии гигантских и крупных месторождений углеводородов в центральных и южных районах Сибирской платформы. В результате деструкции Пангеи-1 к началу венда обособились основные крупные кратоны Лавразии: Северо-Американский, Восточно-Европейский и Сибирский. Уже в рифее по периферии этих кратонов начали закладываться перикратонные прогибы – такие, как Предпатомский, Предуральский, Предаппалачский, – превратившиеся позднее в пассивные и активные окраины. Так, контурное обрамление Сибирского кратона фиксируется островодужными и офиолитовыми сутурами: Исаковской зоной Енисейского кряжа, Байкало-Муйской офиолитовой зоной и др. [18,19]. Сходным образом оконтурены окраины Северо-Американского и Восточно-Европейского кратонов.

Начиная с венда кратоны Лавразии были перекрыты сплошным осадочным чехлом. Наиболее полно такой чехол развит на Сибирском кратоне. Меньшие площади занимают вендские отложения на Восточно-Европейском кратоне. На Северо-Американском кратоне вендские образования наследуют рифейскую структуру и сохранились на очень ограниченных площадях. Здесь наиболее широко осадочным чехлом кратон стал перекрываться только в кембрии.

Ранние этапы мезоэопротерозойской истории южной окраины Сибирского кратона (тепторгинский региональный горизонт) были predeterminedены рифтогенной геодинамикой. Процессы рифтогенеза начались после раннепротерозойской кратонизации и накопления продуктов перетолженных кор выветривания (пурпольская свита). Вслед за рифтогенезом в результате термального охлаждения литосферы происходит опускание и формирование пассивной континентальной окраины. Для этапа пассивной окраины характерны обширные шельфы с преобладанием терригенного осадконакопления (баллаганахский горизонт) [20]. Кардинально большее разнообразие обстановок осадконакопления возникло в процессе формирования островных дуг и обширного задугового бассейна во второй половине позднего рифея (дальнетайгинский и жу-

инский горизонты). В конце жуинского периода происходит затухание вулканических процессов и усиление стагнационных процессов седиментации практически по всей территории южной окраины Сибирского кратона (ЮСК). Песчаникам этого времени свойственен зрелый, кварцевый состав. Характерные для позднежуинского времени углеродсодержащие осадки и максимальные содержания органического углерода указывают на застойность бассейна и высокую биопродуктивность вод. Орогенные события начала вендского времени (юдомский горизонт) обусловили подавленность карбонатакопления. И только после заполнения прогибов и выравнивания рельефа морского дна на обширных пространствах мелководного эпиконтинентального моря создались условия для формирования доломитово-известковых фаций. Режим тектонической паузы в нижнем кембрии predetermined распространение карбонатакопления по всей территории ЮСК. Продуцирование и последующие преобразования органического вещества (ОВ) в позднерифейских бассейнах ЮСК происходили в двух типах отложений, связанных с конкретными обстановками: в органогенных карбонатах литорали и верхней сублиторали и в алевропелитовых осадках стагнационных участков дистального шельфа, склона и впадин бассейна. Сейчас известно, что отложения неопротерозоя ЮСК содержат остатки организмов нескольких групп растительного мира [21].

Традиционно считается, что наибольшей нефтегазоносностью отличаются осадочные бассейны, имеющие мощности свыше 5 км и высокие значения геотермического градиента (свыше $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$). Такие бассейны получили название первично-нефтегазоносных [22]. Между тем, мощности осадочного чехла в пределах ЮСК в среднем 1,5–2,5 км, что, однако, не помешало сформироваться здесь ряду крупных и уникальных месторождений углеводородов (УВ). Преобладающим типом продуктивных залежей УВ здесь являются тектонически-литологически экранированные пластовые их разновидности, примерами которых являются месторождения: Марковское, Ковыктинское, Ярактинское, Аянское и др. Такие закономерности в распределении залежей обусловлены перераспределением УВ при деформации осадков позднекембрийского Байкало-Патомского бассейна в процессе преимущественно каледонских коллизионных событий. В результате последних была сформирована складчатая покровно-надвиговая структура, глубоко проникающая в пределы южной части Сибирского кратона [23–30]. Часть рифейских толщ с возможными скоплениями УВ оказалась перекрыта тектоническими пластинами, что позволяет выделить вдоль ЮСК поднадвиговые зоны (Прибайкальская, Предпатомская), составляющие единую региональную структуру. Эти поднадвиговые зоны могли являться поставщиками УВ во внутренние регионы кратона. Путями миграции УВ служили зоны тектонической расчлененности фундамента и чехла. Вместе с тем, следствием шарьяжно-надвиговой тектоники является формирование в низах осадочного чехла Сибирской платформы горизонтов деструктивных осадочных пород, обладающих

повышенной вторичной пористостью, проницаемостью и улучшенными коллекторскими свойствами.

Известно, что наиболее перспективным объектом для поисков промышленных скоплений нефти и газа являются присводовые участки Непско-Ботуобинской антеклизы [31]. Здесь на Преображенской, Верхнечонской, Даниловской и других площадях установлены многочисленные нефтегазопроявления базальных отложений вендского подсолевого терригенного комплекса – марковского, ярактинского, верхнечонского и других горизонтов. В большинстве из них это кварцевые либо кварц-полевошпатовые песчаные тела деструктивного генезиса, с тенденцией увеличения роли глинистого материала вверх по разрезу. Песчаные тела нередко линзовидные, прерывистые, часто выклинивающиеся по простиранию. В результате нет единого мнения о их генезисе и «стратиграфической» корреляции от одной буровой площади к другой, что и обусловило выделение многочисленных «стратиграфических» аналогов непской свиты и, в том числе сопутствующих ей продуктивных горизонтов. В Марковско-Верхнечонской группе месторождений деструктивные коллекторы слагают базальный, почти непрерывный горизонт, непосредственно залегающий на кристаллическом фундаменте. Мощность горизонта варьирует от нескольких сантиметров до 25–30 м (наибольшая мощность вскрыта скважинами 25,39, 62, 93).

В среднем звене подсолевого комплекса – тирской свите и ее аналогов выделены парфеновский, ботуобинский, тирский, харыстанский и другие продуктивные горизонты. В вещественном составе некоторых горизонтов наряду с кварцевой минеральной составляющей присутствуют ангидритовые, солеродные и глинистые агрегаты. Вторичная пористость кварцевых песчаников парфеновского горизонта на Ковыктинском месторождении, вероятно, связана с растворением кварца под давлением с последующим его переносом в щелочной среде [32]; «при прочих равных условиях, следует ожидать интенсификации процесса перераспределения кварца в песчаниках по степени нарастания геостатического давления и снижения пластового» [33, с.57].

Верхняя часть подсолевого комплекса существенно карбонатная и галогенная – даниловская свита и ее аналоги. Сопутствующие глинисто-карбонатные и сульфатно-карбонатные галогенизированные продуктивные горизонты (преображенский, усть-кутский, юряхский) нередко брекчированные, трещиноватые и выщелоченные в зонах срывов и смятия. Вторичные коллекторские свойства карбонатных отложений преображенского горизонта «связаны с гранулярной, каверно-гранулярной и, в меньшей мере, трещинной пористостью. Фильтрационно-емкостные свойства карбонатных отложений изменчивы по площади и разрезу, что связано со степенью их глинистости и засолоненности. Залежи углеводородов в них приурочены к зонам улучшенных коллекторских свойств и не контролируются структурами антиклинального типа» [34, с.49]. В кембрийском осадочном чехле в зоне развития фронтального срыва солеродной толщи

региональной нефтегазоносностью пользуется осинский продуктивный горизонт, представленный пористо-кавернозными брекчиевидными доломитами. В надосинской части разреза также фиксируются пологие срывы – надвиги, приуроченные преимущественно к карбонатной толще. Дизъюнктивные структуры контролируются продуктивными горизонтами – балыхтинским, христофоровским, бильчирским и др.

Между тем, следует отметить значительную роль шарьяжно-надвиговой тектоники в непосредственном формировании вторичных скоплений УВ в результате латеральной миграции, сдвигания и скучивания продуктивных горизонтов по надвиговым поверхностям на примере Мурбайской, Нижнепеледуйской, Пилюдинской, Отраднинской и других нефтегазоносных площадей. Так, на Нижнепеледуйской площади установлено сдвоение иктехской свиты венда. Сдвоение толбачанской и олекминской свит наблюдается на Мурбайской площади. На Пилюдинской площади поисковыми скважинами 1 и 2 дважды пройдены осинский пласт и даниловская свита [35]. По материалам глубокого бурения, свидетельствующим о вскрытии скважинами неоднократно повторяемых интервалов стратиграфического разреза, взбросо-надвиговые дислокации выделены на Улугурской (скв. 289-1) и Отраднинской (скв. 314-2, 242-0) площадях. На последней из них наличие надвигов согласуется с результатами интерпретации данных сейсморазведки. Формирование залежей Отраднинского нефтегазового месторождения напрямую связано с фронтальными зонами скучивания чешуйчато-надвиговых структур (чешучатых вееров, дуплексов), подтвержденных бурением [36].

В целом, аналогичные геодинамические режимы формирования нефтегазоносных бассейнов наблюдаются на северной окраине Восточно-Европейского кратона. Здесь также в геодинамической эволюции выделяются два главных определяющих этапа – рифтинга и коллизии. «Если на первом этапе в условиях растяжения и интенсивных нисходящих движений происходило накопление осадочных (и вулканогенно-осадочных в Онежском грабене) толщ среднего и позднего рифея, то второй этап характеризуется обстановкой сжатия и складкообразования, возникшей в результате аккреции Тимано-Печерской плиты на рубеже венда–кембрия. В результате Баренцевоморская рифтовая зона, которая фактически представляла собой краевую висячую рифтовую депрессию, была частично перекрыта надвиговыми сооружениями Варангер-Тиманского пояса байкалид» [37, с.27], т.е. здесь так же, как и на южной окраине Сибирского кратона, возникла поднадвиговая перспективная в нефтегазоносном отношении региональная краевая структура.

Суммируя вышеизложенное, можно сделать вывод, что формирование нефтесодержащих масс ЮСК началось в геодинамических обстановках соответствующих пассивной континентальной окраине, и происходило в основном в условиях, соответствующих становлению и развитию форландового бассейна. Основная масса УВ, сырья первоначально была сосредоточена в неопротерозойских отложениях. Последующая

история УВ связана с деструкцией первичных областей и их перераспределением. Наиболее ранние явления частичного перераспределения УВ, вероятно, были связаны с позднебайкальскими (ранневендскими) аккреционно-коллизийными событиями. Основная аккумуляция углеводородов в карбонатных и песчаных коллекторах неопротерозоя и кембрия юга Сибирского кратона произошла в результате каледонской коллизии и формирования складчато-надвиговых дислокаций. В определенной мере на переформирование залежей УВ оказали влияние позднепалеозойские и мезо-кайнозойские структурные перестройки.

Литература

1. *Борукаев Ч.Б.* Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
2. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 380 с.
3. *Хаин В.Е.* Циклоны Вилсона и циклы Бертраана // Докл. РАН. 1992. Т.325, №3 С. 557–559.
4. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). Л.;М.: Наука, 1995. С. 190.
5. Докембрий континентов. Австралия, Африка / Ч.Б. Борукаев, Ю.З. Елизарьев, В.Е. Забродин, Б.М. Чиков. Новосибирск: Наука, 1976. 221 с.
6. Докембрий континентов. Северная и Южная Америка / А.К. Башарин, Н.А. Берзин, Б.Д. Дворкина и др. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
7. Докембрий континентов. Основные черты тектоники / Ч.Б. Борукаев, А.К. Барашин, Н.А. Берзин. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
8. Proterozoic biosphere: a multidisciplinary study / I.W. Schopf, C.Klein (Eds.) Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1992. 1348 p.
9. Precambrian plate tectonics / A. Proner (Eds.) Amsterdam: Elsevier, 1981. 782 p.
10. *Божко Н.А.* Поздний кембрий Гондваны. М.: Недра, 1964. 231 с.
11. *Берзин Н.А.* Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1995. 51с.
12. *Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. и др.* Глобальные закономерности нефтегазоносности докембрия Земли // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 8. С. 6–42.
13. *Берзин Н.А., Колман Р.Т., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 8–28.
14. *Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Там же. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 29–40.
15. *Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.* Тектоническая эволюция алтаид // Там же. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 41–58.
16. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Там же. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 59–75.
17. *Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др.* Байкало-Монгольский трансект // Там же. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 94–110..
18. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. Т. 1. 328 с; Т. 2. 334 с.
19. *Конторович А.Э., Старосельцев В.С., Сурков В.С. и др.* Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири: Тунгусский бассейн. Новосибирск, 1994. Вып.5. 91 с.
20. *Немеров В.К., Станевич А.М.* Эволюция рифей-вендских обстановок биолитогенеза в бассейнах Байкальской горной области // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 456–470.
21. *Stanevich A. M.* Relics of marine bacterial coenoses from the Neoproterozoic Formations of the South margin of Siberian Platform // Proceeding of SPIE. V. 4939. Instruments, Methods and Missions for Astrobiology VI (SPIE, Bellingham, WA, 2003). P. 28–37.
22. *Хаин В.Е., Клещев К.А., Соколов Б.А. и др.* Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР// Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 46–54.

23. *Сереженков В.Г., Ситников В.С., Аржанов Н.А. и др.* Надвиговая тектоника и нефтегазоносность Предпатомского прогиба // Геология нефти и газа, 1996, №9. С. 4–10.
24. *Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 2001. 154 с.
25. *Сизых В.И., Дзюба А.А., Исаев В.П., Коваленко С. Н.* Новые данные о нефтегазоносности Байкала // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 2. С. 227–230.
26. *Сизых В.И., Лобанов М.П.* Загадка Байкальской нефти // Природа. 1996. № 1. С. 23–34.
27. *Сизых В.И., Лобанов М.П., Коваленко С.Н.* Новые принципы нефтегазогеологического районирования Сибирской платформы // Докл. РАН. 2001. Т.381, № 3. С. 383–387.
28. *Сизых В.И., Семенов Р.М., Павленов В.А.* Глобальные закономерности пространственного размещения месторождений нефти и газа // Геология нефти и газа. 2002. № 2. С. 4–20.
29. *Сизых В.И., Дзюба А.А., Исаев В.П., Коваленко С. Н.* Проблемные вопросы нефтегазоносности Байкальской впадины // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 8–12.
30. *Сизых В.И., Сизых А.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та. 2005. 196 с.
31. *Конторович А.Э., Сурков В.С., Трофимук А.А.* Непско-Ботуобинская антеклизы – новая перспективная область нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск: Наука, 1986. 246 с.
32. *Бурлин Ю.К., Махус М., Соколов Б.А.* Нелинейный характер вертикальной зональности коллекторских свойств пород // История нефти в осадочных породах. М., 1994. (Интерпринт).
33. *Турицын К.С., Мандельбаум М.М.* Петрофизические закономерности формирования пористости песчаных коллекторов на Ковыктинском месторождении // Спец. вып. к 50-летию «Иркутскгеофизики». Иркутск, 1999. С. 56–61.
34. *Ващенко В.А., Мандельбаум М.* Геофизические исследования в скважинах юга Сибирской платформы // Геофизика. 1999. Спец. вып. С. 49–56.
35. *Мигурский А.В., Старосельцев В.С.* Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Сов. геология. 1989. № 7. С. 9–15.
36. *Гайдук В.В., Мясоедов Н.К., Севастьянов С. Ю. и др.* Строение Нюйско-Джербинской впадины // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 1999.Т.2. С. 11–13.
37. *Балуев А.С.* Северная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона в рифее и проблема ее нефтегазоносности // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: М.: ГЕОС, 2005. С. 26–29. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).

В.И. Сизых¹, О.В. Дудкин¹

Унаследованный характер новейших тектонических структур и рельефа южной окраины Сибирской платформы

Исследования В.И. Сизых, Н.К. Молоткова [1, 2 и др.] в южной части Сибирской платформы показали, что неотектонические движения привели к обновлению структур более древнего заложения. Установлено, что наиболее продуктивные на нефть и газ новейшие структуры развиваются в унаследованном плане, начиная с палеозоя. Дальнейшие работы позволили в значительной мере конкретизировать взаимосвязь

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

новейших морфоструктурных элементов и нефтегазонасности Сибирской платформы.

Сопоставление схемы субконцентрической поясной зональности шарьяжно-надвиговых структур юга Сибирской платформы со схемой неотектонических структур этой же территории выявило их большую аналогию. В частности, структуры 1-го пояса (пояс корней надвигов и шарьяжей) представляют собой новейшие линейные горсты, вытянутые в северо-восточном направлении, разделенные линейными приразломными впадинами раздвигового типа. Во 2-м поясе (пояс шарьяжно-надвиговых структур горно-складчатого обрамления по периферии платформы) новейшие структуры также имеют линейно-блоковое строение, однако блоки становятся более овальными или приобретают серповидный облик. Выпуклой стороной они обращены к платформе. Новейшие структуры 3-го пояса (пояс принадвиговых структур краевой части платформы) представлены блоками меньшего размера и, судя по наклону поверхности, происходит их перекося и общий наклон в направлении к платформе. Морфоструктуры указанных поясов представляют горную область Байкало-Патомского нагорья. В целом, для них характерны активные новейшие поднятия, начиная с позднего эоцена и, судя по своему строению, они тесно связаны с поясным размещением покровно-складчатых структур. Неоструктуры 4-го пояса (пояс фронтально-надвиговых структур внутренней части платформы) образуют системы вложенных дуг, повторяющих очертания горного обрамления. В рельефе они представлены как бы застывшими асимметричными «волнами стиральной доски». Наиболее ярко эти формы рельефа проявились в Верхнеленской и Приленской неотектонических зонах Прибайкальской краевой ступени. Волновые деформации затрагивают здесь преимущественно верхнюю часть палеозойского чехла. Их развитие, очевидно, унаследовано от древнего плана шарьяжно-надвиговой тектоники – фронтально-надвиговых выступов кристаллического фундамента и отраженных структур чехла платформы. Это выразилось в торшении и горизонтальном перемещении чешуйчатых пластин, а в вертикальном плане – в выдвигании отдельных блоков, т.е. в итоге – в образовании особого типа «волнообразных» новейших структур. Наиболее крупные из них тесно связаны с фундаментом: мелкие неоструктуры – с деформациями осадочного чехла, начало которых относится к палеозою. Область зафронтальных структур центральной части платформы характеризуется простым неотектоническим планом, обусловленным преобладанием относительно слабых сводово-блоковых поднятий и опусканий.

По данным Д.Д. Перевозникова [3], на интересующей нас территории выделяется ряд генетически связанных между собой относительно крупных морфоструктур, закономерно сменяющихся от Байкальской складчатой области к платформе. Он состоит из пяти основных элементов: Приморское поднятие, Прихребтовая депрессия, Онотское поднятие, Предбайкальская флексура и Предбайкальская впадина. Им соот-

ветствуют новейшие структуры: наклонный горст плеча рифта, впадина грабен, плоское горстовое поднятие, флексура, прогиб. Аналогичный ряд морфоструктур выделяется в Присаянской части западного фланга Байкальской рифтовой зоны от северного борта Южно-Байкальской впадины к центру платформы.

Приморское поднятие – это линейно вытянутая в северо-восточном направлении морфоструктура, которая соответствует наклонному горсту плеча Байкальского рифта. С юго-востока оно ограничено Приморским глубинным разломом. Средняя высота фрагментов мел-палеогеновой поверхности выравнивания составляет около 1000 м, а участки с высотами более 1100 м находятся ближе к борту Байкальской впадины. Такая асимметрия наклонного горста плеча рифта – характерная черта всего западного фланга Байкальской рифтовой зоны и является следствием стресса со стороны Байкальского горного обрамления. Особенностью восточного ограничения Приморского поднятия является наличие системы параллельных разломов, отсекающих узкие линейные блоки. На запад, к платформе, амплитуда перемещения блоков уменьшается. Морфологически неравномерность новейших движений Приморского поднятия фиксируется асимметричными речными долинами, у которых северо-западные борта значительно круче.

Прихребтовая депрессия – это линейная морфоструктура, расположенная между Приморским и Онотским поднятиями. Она является крайним элементом ряда новейших структур западного фланга Байкальской рифтовой зоны и образует границу рифта и Сибирской платформы. Депрессия имеет грабенообразную форму. Ширина ее днища не превышает 4–6 км, борта срезаны разломами. В поперечном профиле она асимметрична. К депрессии приурочены фрагменты древних долин рек Голоустная, Бугульдейка, Сарма, Иликта, Чанчур и Анаи, которые в пределах ее выполнены мощной толщей манзурского аллювия нижнего-среднего эоплейстоцена. Структурные особенности Прихребтовой морфоструктуры благоприятны для формирования россыпных месторождений. В ее пределах известны россыпи золота на Анае, Иликте, Крестовке, Курме.

Онотское поднятие расположено западнее Прихребтовой депрессии. В структурном отношении оно представляет собой горстовое поднятие (в виде ступени) южного края Сибирской платформы на фоне общего понижения фрагментов древней поверхности выравнивания в сторону Предбайкальского прогиба, абсолютные отметки которых в среднем составляют 920–960 м. Онотское поднятие с северо-запада ограничивается тектонической зоной надвигов, которая согласна с простирием Приморского разлома. Зона состоит из двух параллельных ветвей чешуйчатых надвигов на расстоянии 6–8 км одна от другой. В рельефе она отражена закономерно ориентированными фрагментами речной сети и протяженными тектоническими уступами. Амплитуда смещения по разломам составляет 120–160 м.

Предбайкальская флексура обособляется в виде узкого тектонического блока (тектоническая пластина между двумя чешуйчатыми надвига-

ми), который крутым уступом обрывается к Предбайкальскому прогибу. К тектоническому уступу примыкают юго-восточные борта Копыловской и Тургеневской линейных синклиналей. В структурном отношении Предбайкальская флексура отделяет Предбайкальский прогиб от Онотского поднятия.

Предбайкальский прогиб характеризуется развитием узких линейных синклиналей и антиклиналей, оси которых испытывают виргацию. На юго-запад система краевых параллельных разломов, приуроченных к Предбайкальской флексуре, продолжается до пересечения с долиной р. Ангара. Параллельно Предбайкальской флексуре северо-западнее расположена система дислокаций, образующих промежуточные морфоструктуры юго-восточного крыла Предбайкальского прогиба. В бассейнах рек Ада и Булга Предбайкальская флексура непосредственно граничит с Тургеневской синклиной. Тургеневская и Копыловская синклинали юго-западнее сменяются поднятым линейным тектоническим блоком пояса промежуточных морфоструктур. От параллельно ему расположенной Муринской синклинали Предбайкальского прогиба блок отделен уступом.

Таким образом, в Прибайкалье граница поднятого края платформы и Предбайкальского прогиба представлена сложным сочетанием наложенных и унаследованных морфоструктур. В направлении северо-восток – юго-запад параллельными зонами разломов (большой частью надвиговой природы), приуроченными к флексурному перегибу, сформированы линейные морфоструктуры, где составляющие ее блоки имели дифференцированные воздымания и опускания. Между этой линейной зоной, которая образует уступ вдоль фаса Онотского поднятия, и протяженными складками Предбайкальского прогиба находится пояс смешанных по морфологии складчатых и блоковых структур. Образование этого пояса линейных морфоструктур (асимметричных валов, антиклиналей и синклиналей) связано с тектоническим торшением и смятием осадочного чехла Сибирской платформы.

В целом, рельеф переходной зоны от Байкало-Патомского нагорья к Сибирскому плоскогорью имеет глубокие корни и носит перманентный характер своего тектонического развития. Герметичность недр и сохранность в них углеводородного сырья в значительной мере определяются неотектоническими движениями. Поэтому изучение закономерностей развития неотектонических процессов, зависимости их от структурных элементов древнего заложения, определение роли и характера влияния на распределение зон скопления нефтегазоносных ловушек имеет большое значение при оценке перспектив нефтегазоносности того или иного района и, в частности, Приангарья.

Как показал Н.А. Флоренсов (1976 г.), ведущим фактором при формировании рельефа являются неотектонические движения, которые как определяют формы рельефа, так и воздействуют на экзогенные процессы. С тектоническими движениями связаны формирование морфоструктур, развитие зон дислокаций и сейсмическая деятельность. В Юго-

Западном Прибайкалье наиболее распространенным является надвигово-сдвиговый тип сопряжения морфоструктур. Общей и главной его чертой является линейность складчатых дислокаций, которые выражаются спрямленными участками долин и простираением склонов. Для разломов большой амплитуды и длительно развивающихся, таких как Приморский, обычно чередование грабенообразных и горстообразных форм. Более мелкие разрывы выражаются в микроформах рельефа.

В зоне Ангарского надвига линия тектонического контакта, образованная зонами катаклаза и милонитизации, создает полосу интенсивно расчлененного рельефа с крутыми прямыми склонами и множеством борозд – распадков (верховья рек Байсик, Аланка, Шинихта). Этот район характеризуется аномальными значениями расчленения рельефа.

Картирование тектонических зон и связанных с ними форм рельефа показало, что с востока на запад к переходной области от рифта к платформе происходит снижение степени эндогенного воздействия на рельеф, что проявляется в уменьшении контрастности и размеров тектонических форм. Современные движения в Прибайкалье в общем наследуют движения новейшего тектонического этапа. Скорости современных поднятий по профилю Баяндай – мыс Крестовский указывают на блоковые, дифференцированные движения морфоструктур. Результаты морфоструктурного анализа согласуются с этими результатами. Вторая форма проявления эндогенного литопотока – сейсмическая деятельность. Изучение сейсмических процессов в Байкальской рифтовой зоне свидетельствуют о их большой роли в формировании рельефа этого региона. Основные эпицентры землетрясений приурочены к впадинам рифтовой зоны и обрамляющих их хребтов. Краевые структуры Сибирской платформы практически асейсмичны. Исследования В.П. Солоненко (1968 г.) показали, что для Прибайкалья характерно неравномерное распространение и затухание сейсмических волн. Основное сейсмическое воздействие испытывает рельеф внутренних структур Байкальской рифтовой зоны, как по силе сейсмоударов, так и по их количеству. Краевые области рифтовой зоны подвергаются, в основном, сотрясениям транзитными сейсмическими волнами. В.П. Солоненко (1977 г.) пришел к выводу, что воздействие землетрясений на земную поверхность и сооружения резко изменяется при переходе от 5 к 6 баллам сотрясаемости, ввиду изменения характера остаточных деформаций. На карте сейсмического районирования Восточной Сибири изосейста в 6 баллов разграничивает поднятый край платформы и наклонный горст плеча, располагаясь у его подножия. Следовательно, территорию, заключенную в контуре 6-балльной изосейсты можно считать районом активного сейсмического воздействия на процессы морфогенеза.

Литература

1. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 154 с.

2. *Молотков Н.К.* Неотектоника и оценка перспектив нефтегазоносности юга Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 1988. №4. С.20–24.
3. *Перевозников Д.Д.* Геоморфология зоны перехода от Байкальского рифта к Сибирской платформе: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 1999. 22 с.

В.А. Симонов¹

Палеогеодинамические обстановки формирования структур древних океанов: данные по расплавленным включениям в минералах

В настоящее время для выяснения палеогеодинамических обстановок формирования магматических комплексов складчатых областей широко используются данные по составам пород. В то же время, для древних ассоциаций возникают определенные трудности при интерпретации полученных геохимических данных. В частности, в Алтае-Саянском складчатой области фрагменты палеоокеанических структур различного возраста представляют историю развития Палеоазиатского океана в широком диапазоне времени – от 1020 млн лет до 510 млн лет. За сотни миллионов лет, прошедших со своего формирования породы, входящие в состав этих структур, неизбежно претерпели значительные изменения, часто связанные с метаморфическими процессами с весьма высокими параметрами. Выходом в этой ситуации обычно служит применение редких элементов, устойчивых при вторичных процессах, и, несомненно, в результате такого подхода получается вполне достоверная информация. Но и в данном случае остается некоторая степень неопределенности, так как разные элементы, устойчивые при одних вторичных процессах, могут вести себя совершенно неоднозначно при других параметрах, степень влияния которых для каждого образца учесть практически невозможно. Для решения этой проблемы есть возможность использования составов расплавленных включений в сохранившихся фрагментах первичных магматогенных минералов. Подобный подход был успешно использован ранее для офиолитов Малого Кавказа [6,7].

Возможности палеогеодинамических реконструкций с помощью данных по расплавленным включениям рассматриваются на примере структур Палеоазиатского океана. Исследования расплавленных включений в минералах пород из палеоокеанических комплексов Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Тувы и Монголии позволили реконструировать палеообстановки срединно-океанических хребтов и океанических плато, островных дуг, задуговых бассейнов и рифтогенных бассейнов Красноморского типа.

Палеообстановки открытого океана (срединно-океанические хребты и океанические плато). Расплавленные включения (с температу-

¹ Институт геологии ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия

рами гомогенизации 1145–1190°C) в клинопироксенах из базальтов венд-раннекембрийского Курайского палеосимаунта в Горном Алтае по петрохимическому составу и особенностям распределения редких (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов наиболее близки к данным по расплавам бассейна Науру в районе плато Онтонг Джава в Тихом океане [5]. Анализ включений на ионном зонде свидетельствует о сухости магматических систем ($H_2O - 0,1-0,3$ мас.%), что практически совпадает с данными по магмам района плато Онтонг Джава. В целом, с помощью расплавных включений установлены физико-химические параметры только части магматических систем, наиболее близких по своим характеристикам к магмам бассейна Науру и подвергшихся влиянию процессов развития срединно-океанических хребтов.

Примитивные островные дуги. Расплавные включения были найдены в минералах из бонинитов, входящих в состав офиолитов Горного Алтая и Монголии.

В клинопироксенах из бонинитов Курайских офиолитов (Горный Алтай) найдены первичные расплавные включения с температурами гомогенизации 1160–1230°C и до 1260°C. Составы включений показывают, что минералы кристаллизовались из «бонинитовых» расплавов с низкими содержаниями титана и высокими концентрациями MgO и SiO₂. На диаграмме TiO₂–K₂O составы расплавных включений располагаются в поле бонинитовых серий, находясь в тесной ассоциации с данными по включениям в пироксенах из бонинитов Идзу-Бонинской дуги (Тихий океан).

Анализ включений в пироксенах из бонинитов офиолитов Монголии [3, 4] показал, что температуры кристаллизации минералов из бонинитов Джидинской зоны были несколько выше (1170–1250°C), чем в случае офиолитов хребта Хан-Тайширин (1170–1220°C). В ходе снижения температуры в расплавах обеих офиолитовых ассоциаций наблюдается существенное повышение железистости. Включения из бонинитов Джидинской зоны и хребта Хан-Тайширин обладают повышенными значениями MgO (до 11%) с одновременным содержанием SiO₂ до 57% и по этим особенностям хорошо соответствуют составам бонинитов примитивных островных дуг Тихого океана. В то же время, расплавные включения показывают и определенные отличия от типичных бонинитовых серий. Включения Джидинской зоны отчетливо делятся на две группы: низкокальциевую (до 0,40% K₂O) с достаточно широкими вариациями титана (от 0,05 до 0,55%) и низкотитанистая (до 0,25% TiO₂) со значительными содержаниями калия (до 1,8%). Первая группа приурочена в основном к полю бонинитов Тихого океана. Включения из второй группы располагаются в полях островодужных толеитов и известково-щелочных пород. С помощью ионного зонда установлено, что расплавы Джидинской зоны истощены легкими РЗЭ и устойчивыми совместимыми РЭ и близки к распределению элементов в хондрите и в примитивной мантии.

Развитые островные дуги и задуговые бассейны. Исследования расплавных включений (температуры гомогенизации 1120–1230°C) в

клинопироксенах из порфиритов дайкового комплекса офиолитов Кузнецкого Алатау, показали, что они имеют составы, соответствующие породам известково-щелочной серии. В целом, анализ включений говорит о том, что при формировании офиолитов ведущая роль принадлежала высокомагнезиальным низкотитанистым магмам преимущественно известково-щелочных серий, что подтверждает выводы, основанные на составах пород об обстановке развитой островодужной системы.

Кызыл-Таштыгское колчеданное месторождение в Восточной Туве является одним из рудных полей, обрамляющих Каахемскую офиолитовую зону, и приурочено к кембрийским базальтовым комплексам. В клинопироксенах из базальтовых порфиритов, вмещающих месторождение, были исследованы расплавные включения. Температуры гомогенизации расплавных включений из пироксенов верхней толщи составляют 1120–1190° С, а из нижней толщи-- 1085–1165°С. Изученные включения обладают достаточно низким содержанием суммы щелочей (до 2,75%) и располагаются в области пород нормальной щелочности. В целом, данные по расплавным включениям в клинопироксенах свидетельствуют о формировании вмещающих Кызыл-Таштыгское месторождение базальтовых комплексов из расплавов, эволюционирующих от известково-щелочных до толеитовых серий, что отражает, скорее всего, развитие задугового палеобассейна.

Рифтогенные бассейны Красноморского типа. Исследования офиолитов Южной Тувы свидетельствуют о последовательности развития геодинамических процессов при формировании Агардагского палеобассейна в условиях деструкции древнего блока с континентальной корой, сопровождающихся, как и в случае региона Красного моря, подъемом уровня магмогенерации и закономерной сменой обогащенных расплавов примитивными магмами типа N-MORB [1, 2]. В клинопироксенах из базальтов «кусунугской свиты» на Тесхемском участке были изучены расплавные включения с температурами гомогенизации 1230–1260°С. Судя по составу включений, располагающихся преимущественно в высокотитанистой области базальтов океанических островов (OIB), устанавливается явное влияние глубинного плюмового источника. Об этом же говорит и крутой угол наклона тренда расплавных включений, совпадающий по направлению с трендом OIB на диаграмме TiO_2-FeO/MgO . Включения на диаграммах Харкера показывают наиболее примитивный состав с максимумом магния и минимумом калия и отражают свойства еще слабодифференцированного расплава, захваченного растущим минералом в эндогенных условиях. Таким образом, данные по расплавным включениям подтверждают выводы, основанные на геохимии пород, о формировании Агардагских офиолитов в палеобассейне Красноморского типа.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 952–967.

2. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС. 2002. 294 с.
3. Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Гибшер А.С., Медведев А.Я., Ковязин С.В. Физико-химические условия образования бонинитов из офиолитов Монголии (данные по расплавленным включениям) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М.: Научный Мир, 2001. С. 65–66.
4. Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Ковязин С.В., Медведев А.Я., Тикунов Ю.В. Условия петрогенезиса бонинитов из офиолитов Джидинской зоны, Северная Монголия (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2004. Т.45, № 6. С. 651–662.
5. Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Буслов М.М. Петрогенезис базальтов Курайского палеосаианта (Горный Алтай) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск: ЦНТИ, 2005. С. 165–170.
6. Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.Н. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 3. С.1140–1159.
7. Цамерян О.П., Соболев А.В., Закариадзе Г.С., Кононкова Н.Н. Применение результатов изучения состава и термометрии расплавленных включений для геодинамических реконструкций // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч. 1. Львов:Изд-во Львов. ун-та, 1985. С.102–103.

Д.А. Симонов¹, В.С. Захаров¹, С. Лю¹

Методики анализа современных дискретных движений блоков геодинамических активных областей по данным GPS (на примере Эгейско-Анатолийского региона)

Введение. Последнее время в геодинамике широко используется высокоточные измерения GPS (глобальной системы позиционирования) для определения современных величин и скоростей смещений земной поверхности. Система GPS позволяет привязывать результаты измерений к единой глобальной системе координат, что, в свою очередь, дает возможность объединять данные различных сетей пунктов GPS в том случае, если объединяемые сети имеют хотя бы несколько общих пунктов привязки. За последние годы в геодинамически активных областях, таких как Эгейско-Анатолийский регион, было проведено большое количество измерений, а также произведены первые попытки объединения данных различных сетей. В результате были получены достаточно представительные наборы данных для анализа не только глобальных движений плит и микроплит, но и дискретных перемещений блоков, чего не было раньше. С одной стороны, такие исследования не проводились из-за недостатка данных, а с другой стороны, до сих пор не было разработано методик такого анализа.

Целью представляемой работы как раз и являлась разработка математических методов и программного обеспечения на базе ГИС для создания дискретных кинематических моделей отдельных регионов по дан-

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

ным GPS. Причем задачей представляемого анализа было не построение законченной схемы блоковой динамики конкретного региона, а лишь демонстрация возможностей предлагаемой методики.

Методика опробовалась на примере анализа геодинамики Эгейско-Анатолийского региона, что связано с тем, что современной геодинамикой этого региона последние 30–35 лет занимались многие ученые, причем, как отмечалось выше, собрано достаточное количество данных GPS. Хорошее обобщение эволюции представлений о геодинамике наиболее сложно построенной его части – Эгейского сегмента – приводится в работе [2].

Исходные данные. В нашей работе для определения относительных движений использовались данные GPS, приведенные в статьях [1,2]. В последней статье объединены в общей системе координат данные шести сетей GPS, работавших для изучения современной геодинамики Эгейского региона. Эти сети GPS служили с 1988 до 2001 г., скорости пунктов каждой сети приведены в общую систему координат с неподвижной Евразией. Для геологического обоснования выделения отдельных блоков в работе были использованы цифровые геологические карты, созданные нами на основании Геологической карты Греции м-ба 1: 500 000 и Геологической карты Турции м-ба 1: 2000 000.

Методика расчетов. При анализе данных и создании модели применялся достаточно сложный математический аппарат. Так как прямые векторные операции со скоростями пунктов GPS могут привести к существенным ошибкам при анализе дифференциальных движений, одной из первых, и основных, задач становится выделение отдельных блоков, совершающих дифференциальные движения. Далее, используя выделенные «кластеры» (блоки) и рассчитанные для них параметры движения (полос вращения и угловую скорость), вычисляются относительные движения отдельных блоков.

Методы классификации (кластеризации) исходных данных. Движение плит, особенно небольших, является сложным и может быть описано как вращение вокруг различных полюсов, подобранных тем или иным методом: как вращение вокруг внутренней оси или как комбинация обоих типов движения. Первый тип движения, при определенном масштабе, можно считать поступательным, и анализ его относительно прост. На базе стандартных методов расчета [3,4] положения эйлеровых полюсов по данным о линейной скорости отдельных пунктов GPS были разработаны оригинальные методы классификации, позволяющие выделять наборы точек («кластеры»), принадлежащих к единому эйлерову полюсу и имеющих одинаковую угловую скорость (в пределах ошибок). Наиболее простым является метод перебора, при котором осуществляется подбор первого подходящего эйлерова полюса, и дальнейшая кластеризация происходит относительно него. После того, как вся база проанализирована, данный полюс и пункты, относящиеся к нему, исключаются из рассмотрения. Модификацией предыдущего является метод, в котором для совокупности точек выбирается полюс, дающий

наименьшую ошибку. Наиболее совершенный, но и наиболее медленный метод позволяет отнести точку к нескольким полюсам (в пределах заданной ошибки), выбор наилучшего полюса (кластера, блока) предоставляется исследователю на основании дополнительных данных. Все приведенные методы не могут учесть внутреннего вращения блоков вокруг собственной оси, поэтому не существует самого правильного и наилучшего метода для определения и классификации эйлерова полюса по набору данных GPS. Поэтому описанные методы классификации, или кластеризации, являются предварительными и более подробный анализ должен производиться вручную.

Выделенные таким образом наборы точек («кластеры») можно интерпретировать как принадлежащие к отдельным жестким блокам при подтверждении этого геологическими данными.

Методы вычисления относительных движений. Для изучения относительного перемещения плит или блоков нам нужно вычислить относительные движения. В данной работе предлагается четыре метода их вычисления. Самый простой метод предполагает вычисление относительной линейной скорости в локальной системе координат (оси которой направлены на север, восток и вертикально). Он даёт неплохие результаты для блоков, размеры которых не превышают первых градусов, или для выяснения относительного движения близких пунктов, однако, если эйлеров полюс блока расположен вблизи него, или блок испытывает внутреннее вращение, в самом блоке появляются мнимые относительные движения пунктов. Вторым методом является вычисление относительной линейной скорости в глобальной системе координат (связанной с центром Земли). Этот метод схож с первым, имеет те же преимущества и недостатки. Третьим методом является вычисление относительной скорости в локальной системе координат, используя заданный эйлеров полюс. С помощью этого метода можно получить более точные выводы, но он имеет ограничения из-за вычисления в локальной системе координат. Самым оптимальным является метод, который позволяет вычислять относительные скорости через угловые скорости блоков в глобальной системе координат. При этом в самом блоке пункты остаются неподвижными друг относительно друга в пределах заданной ошибки, если блок не испытывает внутреннего вращения.

Результаты анализа. Приведенная методика была опробована при анализе данных для Эгейско-Анатолийского региона. Нами было предварительно выбрано и описано лишь несколько наиболее четко выделяющихся блоков, по всей видимости, не имеющих значительного собственного вращения и имеющих, в первом приближении, достаточно простое поступательное движение. Классификация проводилась со следующими параметрами: допустимая ошибка в угловой скорости – 15%, допустимое отклонение вектора движения – 5° в каждую сторону. Выбор конкретных блоков был обусловлен представительностью исходных данных GPS и геологических данных.

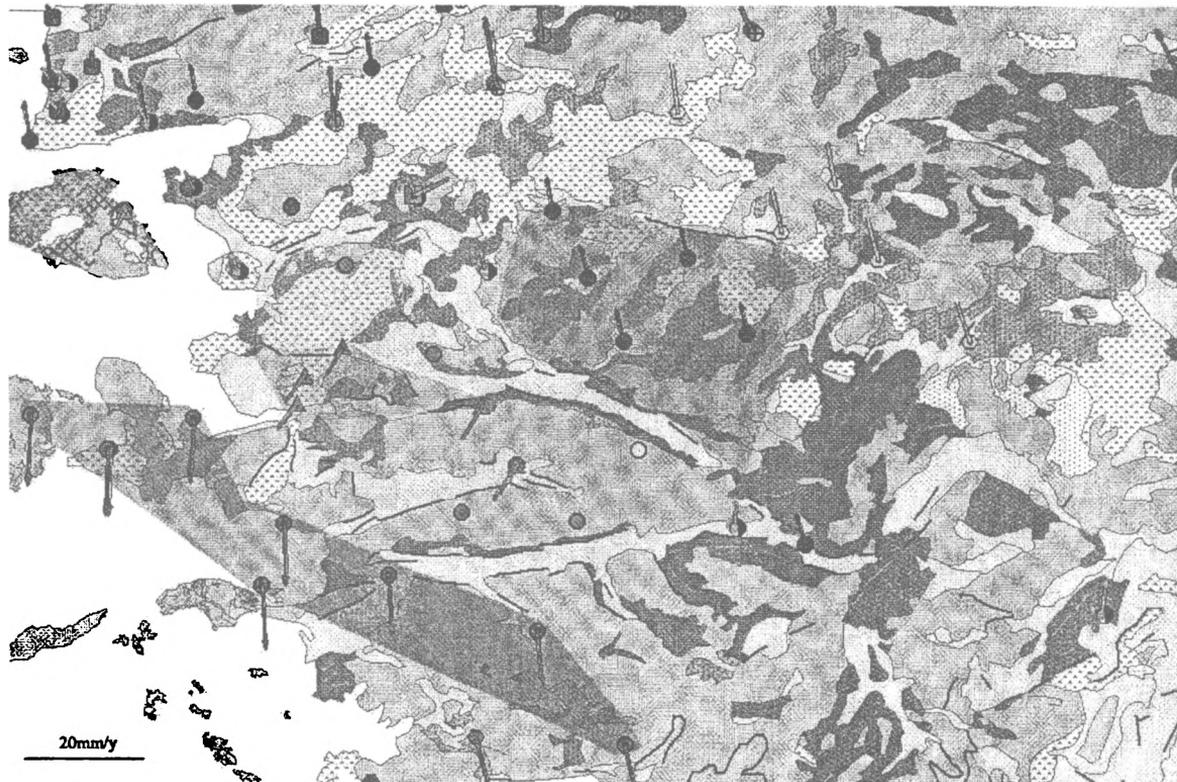


Рис. Относительные движения для блока Западно-Анатолийских грабенов, рассчитанные по методу вычисления относительных скоростей через угловые скорости блоков в глобальной системе координат (по данным [2])

В результате анализа удалось выделить ряд блоков, имеющих различные полюса вращения, и, таким образом, совершающих дифференциальные движения. Границы блоков хорошо подтверждаются геологическими данными. Полученный результат представлен на рисунке.

Выводы. Предварительный кинематический анализ показал, что данные GPS можно использовать не только для определения движения плит и микроплит, но и для определения и выявления небольших подвижных блоков, отражающих внутреннюю, более дифференцированную кинематику более крупных структурных элементов.

Литература.

1. *McClusky S. et al.* Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *J. Geophys. Res.* 2000. V.105, P. 5695–5719.
2. *Nyst M., Thatcher W.* New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean // *Ibid.* 2004. V. 109, № B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
4. *Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1993.

А.В. Синцов¹

Структурная эволюция Байкало-Патомской складчатой дуги

Байкало-Патомская складчатая дуга расположена на севере Центрально-Азиатской подвижной области во входящем в Сибирскую платформу углу между скошенными краями Ангаро-Анабарского и Алданского кратонных блоков. От них дуга отделяется зонами краевых швов. На юге она граничит с Байкало-Муйским офиолитовым поясом.

Данная структура является типичным представителем складчатых дуг не только Центрально-Азиатской подвижной области, но и всего Гималайско-Байкальского сегмента Азии.

Особенности строения позднедокембрийских толщ складчатой дуги свидетельствуют о том, что начало деформаций и становления основных черт ее современной структуры относится к основанию и низам среднего рифея. Именно на этом уровне в разрезах появляются вулканогенно-осадочные образования рифтогенных структур, подстилаемые высококварцевыми песчаниками, сформированными на предрифтовом сводовом поднятии.

Рифтогенные процессы начала позднего докембрия являются, очевидно, следствием распада раннепротерозойского суперконтинента. Такое предположение находит подтверждение в широком развитии рифтов-авлокогенов и дайковых поясов соответствующего возраста в центральной и окраинных частях Сибирского материка и офиолитово-островодужных комплексов по его периферии.

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

Вслед за прекращением процессов растяжения и нивелировки рифтогенного рельефа на территории будущей дуги формировалась толща зрелых карбонатно-терригенных осадков пассивной континентальной окраины молодого океана. Во второй половине верхнего рифея развитие палеоокеана достигло зрелой стадии, что отразилось в появлении в составе осадков пеплового материала (валюхтинская свита), а в венде в приокеанической части пассивной окраины проявились процессы растяжения, приведшие к формированию протяженной Олокитско-Бодайбинской рифтовой системы. С конца венды и в нижнем палеозое, после прекращения рифтогенных процессов, формирование пассивной окраины было продолжено не только на территории Байкало-Патомского нагорья, но и на прилегающей территории Палеоокеана. Характер осадконакопления существенно изменился. Основное значение приобрели карбонатные осадки. То есть пассивная окраина существенно терригенного типа стадии молодого океана на стадии зрелого океана сменилась карбонатной плитой.

Таким образом, в конце рифея – начале венды в приокеанической зоне Сибирского материка формирование позднедокембрийской – раннепалеозойской рифтогенной пассивной окраины было осложнено импульсом растяжения, отделившим стадию терригенной пассивной окраины молодого океана от стадии пассивной окраины зрелого океана. Такая ситуация характерна практически для всех пассивных окраин прошлого и настоящего, исключая Атлантику. В настоящее время, рифтогенные процессы, отделяющие этап раскрытия и расширения океана от этапа его сокращения и последующего закрытия начинают выделяться в вулканогенную стадию развития пассивной окраины.

С началом стадии вулканогенной пассивной окраины в регионе существовала обстановка, наблюдаемая в настоящее время на севере Индийского океана и характеризующаяся одновременным развитием пассивной континентальной окраины по периферии Сибири и активных окраин спредингового и субдукционного типов в прилегающей акватории Палеоазиатского океана. Здесь происходят одновременно раскол и сочленение микроконтинентов, островных дуг, междуговых бассейнов и прочих морфоструктур и их фрагментов с созданием составных композитных массивов.

Наибольшей интенсивности эти процессы достигли в начале палеозоя. Формирование их сопровождалось деформациями и формированием внутриокеанических складчатых систем типа современной Индонезийской.

Ситуация «приокеанического торошения» просуществовала в Палеосибири до рубежа 450–440 млн лет, с которого на территории Байкало-Патомского сегмента пассивной окраины Сибири начинается аккумуляция к ней микроконтинентов, композитных массивов, внутриокеанических складчатых систем. Этот процесс отразился в интенсивной разноплановой и многоэтапной деформации позднедокембрийских толщ и их фундамента.

В эволюции структуры дуги устанавливается пять основных этапов деформаций, отличающихся стилями и доминирующими механизмами складкообразования.

В первый этап позднедокембрийские отложения были повсеместно деформированы в линейные, протяженные, подобного типа складки субширотного простирания.

Нарастание напряжений привело к расколу фундамента и обособлению Байкало-Патомского блока от остальной территории пассивной окраины. Обособление произошло по сопряженной системе скалывания северо-восточного и северо-северо-западного простирания. Оно отразилось в изменении механизмов складкообразования в позднедокембрийском чехле. Основное значение в механизме складкообразования во второй этап деформаций приобретает ламинарное течение вещества. Морфология складок изменяется от простых синусоидальных первого этапа до изоклинальных. Ориентировка линейных и брахиформных складок – по азимуту 280–290°. Они характеризуются значительной длиной, достигающей 100 км и более при ширине линейных складок в первые километры и брахиформных – до 40–60 км. Возраст динамосланцев второго этапа деформаций определен в 451 млн лет по K-Ag и 440 млн. лет по Rb-Sr изохроне. Брахиформные структуры представляют собой трансформированные в складки трогги и межтроговые перемычки позднерифейско-вендской Олоkitско-Бодайбинской троговой системы.

Со вторым этапом связана система сколов широтного (надвиго-левосдвиговые) и северо-западного (надвиго-правосдвиговые) простираний. В фундамент верхнедокембрийских отложений эти разломы не прослеживаются.

Концентрация напряжений в граничных зонах области складкообразования приводит к деформациям третьего этапа. В этот этап основные деформации осуществлялись в зонах динамического влияния ограничивающих Байкало-Патомский блок разломов. По ним происходили мощные сдвиговые перемещения, охватившие и дорифейский фундамент. Субширотные структуры предыдущих этапов переориентируются согласно направлению тектонической транспортировки масс, на верхний структурный уровень в краевых частях Байкало-Патомского блока выводится кристаллический фундамент. В результате наложенных изгибов первичные складки приобретают в плане линейно-дугообразную форму в центральной части, переходящую в трапециевидную на флангах.

Нарастание напряжений вовлекало в деформационные процессы все более глубокие горизонты литосферы. Достижение разломами краевых швов кровли мантии открыло пути к проникновению в земную кору мантийных флюидов, что явилось причиной термокупольной тектоники в четвертый этап деформаций. Структуры этого этапа представлены гранитогнейсовыми куполами, группирующимися в линейные поднятия. Гранитогнейсовые структуры подчеркиваются зонами высокого метаморфизма пород. Районы термокупольного тектогенеза четко обособле-

ны. Они образуют две полосы – Мамскую на западе и Нечерскую на востоке в зонах динамического влияния краевых швов в их висячих крыльях. Возраст метаморфизма – 376–362 млн лет, образование гнейсогранитов продолжалось до 330 млн лет, а пегматитов – до 315 млн лет.

Первые четыре этапа деформаций связаны с процессами субдукционного взаимодействия Палеоазиатского океанического и Сибирского континентального блоков литосферы.

При окончательном закрытии океана и коллизионных событиях структура Байкало-Патомского блока еще более усложняется. Столкновения континентальных масс явились причиной мощных надвиговых перемещений и формирования масштабного Ангаро-Витимского коллизионного магматического-надвигового пояса в пятый этап деформаций. На юге Байкало-Патомского блока гранитоиды пояса залегают среди отложений пассивной окраины, тогда как юго-восточнее – среди офиолитово-островодужных образований Палеоазиатского океана. Возраст гранитоидов различными методами определен в интервале 340–270 млн лет с максимумом в 320–290 млн лет.

Становление большинства вскрываемых на поверхности массивов происходило, как показывает их изучение, в субгоризонтальных камерах. На месте субгоризонтальных массивов существовали, очевидно, структуры, гомологичные надвиговым, что свидетельствует о широком проявлении надвигообразования в период становления массивов, как это имеет место в большинстве коллизионно-орогенических поясов. Такие структурные ансамбли А.Митчел и М.Гарсон предложили называть магматическими-надвиговыми поясами. Возникающие при движении надвиговых пакетов разрывы различного ранга служили путями миграции и вместилищем поступающих мантийно-коровых флюидов, что вело к метаморфизму и гранитизации вмещающих толщ, формированию массивов гранитоидов.

Морфологическим выражением мощного надвигообразования и гранитизации явилось формирование самого северного в Гималайско-Байкальском регионе крупного горно-складчатого сооружения. Большая часть аллохтонного гранитно-надвигового этажа этого сооружения к настоящему времени эродирована, и на современном срезе обнажены структурные горизонты нижнего складчато-сдвигового параавтохтона.

Таким образом, деформации сжатия развивались прогрессивно с усложнением структуры Байкало-Патомского нагорья от складчатой через складчато-сдвиговую (с гранито-купольной тектоникой) к покровно-складчатой (с гранитной тектоникой).

Об основных этапах доархейской истории Земли и предпосылках зарождения жизни

Данные сравнительной планетологии и земной изотопии [4,6] позволяют в интервале 4,55–3,85 млрд лет выделить следующие этапы [6,7].

Первый этап «горячей Земли»: 4,55–4,45 млрд лет; после набора Землей массы примерно на 99,9% и ее дифференциации на ядро, мантию и первичную кору, температура ее расплавленной поверхности была слишком высока для зарождения жизни. Наиболее вероятен следующий сценарий образования и формирования ее состава.

В соответствии с большей силой тяжести на Земле (в сравнении с Луной) и законами физхимии в ходе кристаллизационной дифференциации пироксен и оливин при погружении захватывали значительное количество анортита, тем самым исключая образование «анортитовой» (как на Луне) коры. Вполне возможно, что магматическая, а затем и кристаллизационная дифференциация магматического океана, обедненного железом, магнием (связанных в оливине и пироксене) и кальцием (связанным в анортите), при остывании приводила к образованию более «кислого» – «гранитного» слоя мощностью в несколько километров. Подстилалась эта «кислая корка» магматическим слоем, отвечающим по составу базальтам и габбро.

В свою очередь, этот слой магмы был снизу блокирован слоем эколгита, образовавшемся за счет опускания на глубину кристаллов пироксена (жадеита) и кристаллизации гранатов альмандинового ряда. Образование планетарного эколгитового слоя блокировало рост мощности земной коры. Очевидно, что этот этап был неблагоприятен для зарождения жизни. Органические соединения космического происхождения (в составе межзвездной пыли, микрометеоритов, в том числе частиц «Браунли») подвергались воздействию высоких температур первичной плотной атмосферы Земли, состоящей из паров воды, углекислого газа, кислот (HCl , H_2SO_4), метана и аммиака [1]. Реакция такой атмосферы с земной корой должна привести к образованию первичной массы осадочных пород в виде планетарной коры выветривания, содержащей значительное количество глинистых минералов [9]. Нельзя исключать, что к концу этапа (т.е. к рубежу 4,45 млрд лет назад) «целесообразная эволюция» могла привести к созданию предбиологических структур [5]. Их образованию способствовали мощные грозовые разряды в земной атмосфере, а их сохранению и эволюции – адсорбция в межслои глинистых смектитовых минералов.

Второй этап заметно охлажденной («теплой», «прохладной») Земли: 4,40–4,20 млрд лет назад; указанный временной интервал вполне может претендовать на роль этапа, в течение которого уже создавались доста-

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

точно комфортные условия для предбиологической эволюции органических соединений, которые теперь, после завершения «мягкой» аккреции, но до начала активной бомбардировки [5,7], не подвергаются пиролизу. Установлено экспериментально, что частицы «Браунли» в отличие от метеоритов в диапазоне размеров от 2 мкм (0,002 мм) до 1 мм гасят свою скорость многократно, еще не входя в плотные слои атмосферы (примерно выше 60 км). Все это предопределяет тот факт, что частицы с диаметром ≤ 5 мкм входят в атмосферу с температурой $\leq 400^\circ\text{K}$. Это также означает, что пыль достигает земной поверхности, включая и поверхность водоемов. Дальнейшая эволюция содержащихся в ней органических соединений идет в соответствии с моделями А.И.Опарина, Дж.Холдейна с комментариями Дж.Бернала [9].

Данные сравнительной планетологии показывают, что у рубежа 4,45 млрд лет окончательно сформировалась первичная анортозитовая кора Луны, а у рубежа 4,35 млрд лет – так называемая KREEP-ассоциация, которая характеризуется почти десятикратным увеличением калия, редкоземельных и фосфора, которую вполне можно рассматривать как финальный акт кристаллизации планетарной магматической системы [5]. Учитывая массу Земли и ее значительные энергетические возможности, можно предполагать, что первичная кора обладала еще большей неоднородностью, а земную KREEP-ассоциацию можно рассматривать как дальнейшее развитие сиалической коры [6]. Теоретические расчеты показывают, что если бы дифференциация мантии произошла в полном объеме, то мощность земной коры была бы около 200км, между тем она у всех планет земного типа не более 20 км, а это означает, что либо на Земле не было сплошного магматического океана (что маловероятно), либо вещество коры уже в течение этого этапа постоянно возвращалось в мантию. Верхняя граница этого интервала определяется по возрасту начала бомбардировки планет крупными метеоритно-астероидными телами – по возрасту самого древнего ударного бассейна Нектарис на Луне $\sim 4,20$ млрд лет [8]. Как известно, большинство теоретиков-планетологов придерживается в настоящее время модели разогрева Земли в процессе ее роста, плавлении и дифференциации ее недр еще до завершения аккреции. В рамки этой модели вполне вписывается возможная предбиологическая эволюция, связанная с относительно спокойным этапом (из-за отсутствия интенсивной бомбардировки после завершения мягкой аккреции у рубежа 4,45 млрд лет).

Третий этап интенсивной бомбардировки Земли и других планет крупными астероидно-метеоритными телами 4,20–3,85млрд лет назад, этот этап неблагоприятный для зарождения жизни: результаты возможной предбиологической эволюции предыдущего этапа были уничтожены и надо было начинать все «сначала», хотя и на иной, скорее всего, более «продвинутой основе».

Для возникновения жизни охарактеризованный тектонический стиль планеты должен быть дополнен температурным режимом планеты, ран-

ним существованием гидросферы и определенного состава атмосферы. Температурный режим поверхности Земли определяется световой (тепловой) энергией центрального тела (Солнца), с одной стороны, и расстоянием планеты от него. Известно, что в Солнечной системе для Земли солнечная постоянная равна $2,0 \text{ кал/мин}\cdot\text{см}^2$, что определяет среднюю температуру поверхности в настоящее время – около 15°C [4].

Земля после образования достаточно быстро остывала – в течение не более 100 млн. лет – от стадии магматического океана, температура ее поверхности понизилась до значений, близких к комфортным для возникновения жизни, скорее всего, ниже 100°C . Температурный (термический) диапазон жизни определяется на Земле на примере лишайников и простейших организмов значениями от -18°C до почти $+100^\circ\text{C}$.

Важнейшим условием возникновения жизни явилось образование гидросферы на Земле, т.е. воды в жидкой фазе. Имеются достаточные основания считать, что гидросфера возникла «очень рано» – в доархее и в объеме, по крайней мере, не менее 50 % от современного. Изотопный анализ кислорода из цирконов показал, что вода существовала уже в жидкой фазе и имела температуру значительно выше 0°C и значительно ниже 200°C у рубежа в 4,404 млрд лет, т.е. температура воды была комфортной для существования (возникновения) жизни [6].

Очевидно, велика роль и атмосферы в зарождении жизни, в ней не должно быть свободного кислорода, поскольку любые предбиологические органические соединения уничтожались бы в результате окисления. Ультрафиолетовое излучение, с одной стороны, это враг всего живого, а с другой стороны, – это катализатор для эволюции (усложнения) органических молекул абиогенного происхождения. Для предбиологической эволюции наиболее благоприятна бескислородная, но не восстановительная атмосфера, состоящая из N_2 , H_2O , CO , CO_2 , возможно, с примесью H_2 . Кроме того, М.Кальвин [3] считает обязательным присутствие в воде HCN .

На Земле земная кора, атмосфера и гидросфера «очень рано» образовали гетерофазный планетарный чехол [4], который явился необходимым базисом для возникновения жизни, для зарождения биосферы. В.И.Вернадский высказал гениальную мысль о раннем подключении жизни к формированию планетарного чехла [7], более того, он пришел к выводу, что не только осадочная, но и гранитная оболочка Земли являются областью влияния биосферы, производными былых биосфер [7,8].

Предположения и оценки, что жизнь появилась около 4,0 млрд.лет назад, подтвердились при молекулярном генеалогическом анализе размера поли (А) – сегмента мРНК ныне живущих организмов, который показал, что мРНК, а возможно, и жизнь появилась $3,85 \pm 0,2$ млрд лет назад [1]. Показательно, что жизнь появляется одновременно с прекращением бомбардировки Земли крупными метеоритно-астероидными телами, начавшейся у рубежа 4,20 млрд лет [5].

Высказанные соображения о доархейской истории Земли основаны на данных сравнительной планетологии, земной изотопии и современ-

ных представлениях о внутреннем строении Земли; они основаны на ее современном тектоническом, правильнее сказать, геодинамическом стиле, в основе которого представление о взаимодействии всех геосфер Земли, о постоянных потоках вещества внутри Земли, приводящих к циклам Вилсона, Бертрана и Штилле, представление о сочетании плюмовой тектоники и тектоники литосферных плит, эволюции литосферы в истории Земли (от мультиплит, малых плит к современным литосферным плитам). Земля «изобрела» очень рано свой неповторимый стиль освобождения от излишков тепла в зарождающихся зонах спрединга, субдукции, сагдукции и обдукции.

Литература

1. Кометы и происхождение жизни. М., 1984. 228 с.
2. *Бернал Дж.* Возникновение жизни. М.: Мир, 1969. 392 с.
3. *Кальвин М.* Химическая эволюция: молекулярная эволюция, ведущая к возникновению живых систем. М., 1971. 240 с.
4. *Очерки сравнительной планетологии.* М.: Наука, 1981. 326 с.
5. *New the solar System.* Cambridge: Cambridge university press, 1999. 421 p.
6. *Valley J.W., Peck W.H., King E.M., Wilde S.A.* A cool early Earth // *Geology.* 2002. V.30, №.4. P.351–354.
7. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР. 1960. Т.5. С. 7–102.
8. *Сиротин В.И.* Доархейская история Земли (по данным сравнительной планетологии) // Современная геодинамика и глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов: Материалы международной конференции. Воронеж, 2001. С. 179–181.
9. *Гаррелс Р.М., Маккензи Ф.Г.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 271 с.

Е.В.Скляр¹, В.С.Федоровский²

Синметаморфический магматический минглинг как индикатор коллапса раннепалеозойской коллизионной системы Западного Прибайкалья

1. Механическое смещение базитовых и салических магм (магматический минглинг) – распространенное явление, характерное для над-субдукционных, внутриплитных и коллизионных обстановок. В раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системе Западного Прибайкалья установлен новый тип магматического минглинга коллизионного типа. Он связан с реализацией сдвигового тектогенеза, носит синметаморфический характер и по этим параметрам может быть отнесен к самым ранним эпизодам синорогенического коллапса коллизионного сооружения. Такой необычный вариант минглинга может рассматриваться как прямой индикатор коллапса.

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

2. Магматические минглинг-структуры региона представлены двумя типами.

Первый из них объединяет дайки, образованные гранитами и в разной степени метаморфизованными низкокальциевыми умеренно титанистыми толеитами. В районе купола Овал, например, диабазы располагаются среди мигматизированных гнейсов и образуют цепочки будинообразных и шарообразных тел, которые заключены в «рубашку» пегматоидных гранитов мощностью 30 см – 1 м. В другом месте (район п-ова Крест в проливе Ольхонские Ворота на Байкале) – представителем этого типа является комбинированная дайка, косесекущая по отношению к структуре вмещающих ее метаморфических пород. Диабазы не имеют прямых контактов с вмещающими метаморфитами, повсеместно они бронированы пегматоидными гранитами (мощность таких зон равна 0,5–3,0 м). В краевой части диабазовых тел иногда удается наблюдать следы закалки.

Второй тип комбинированных даек встречен в северной части острова Ольхон на Байкале. Они образуют тела в пакете тектонизированных кристаллических сланцев (редко – гнейсов) и мраморов, конформны по отношению к метаморфическим структурам. Граниты в дайках слагают узкие зоны в контактовых частях даек и маломощные прожилки неправильной формы в их центральных частях. Объемное соотношение базитов в гранитном матриксе колеблется от 1:1 до 30:1. Фрагменты базитов в гранитном матриксе имеют в большинстве случаев удлиненную форму и огнейсованы, встречаются и угловатые, неправильной формы обломки. Во всех изученных случаях геологические соотношения указывают на более позднее застывание гранитов, что и следовало ожидать из различия в температурах кристаллизации базитового и гранитного расплавов. Степень метаморфической переработки гранитов и базитов в дайках существенно варьирует. Важнейшим признаком, позволяющим связывать внедрение комбинированных даек с заключительными стадиями коллизионного тектогенеза, является их вовлечение в процессы складкообразования. Форма и положение даек свидетельствуют об их синскладчатом характере. Наряду с комбинированными дайками встречаются более мощные тела (до 300–400 м) штокообразной формы, сложенные контрастной магматической смесью – угловатые или будинообразные тела базитов в гранитном матриксе. Доля гранитов не превышает 30% общего объема. Эти тела представляют собой магматические камеры, образованные при одновременном внедрении кислых и основных магм. Базиты в комбинированных дайках и штоках второй группы по химическому составу отвечают низкомагнезиальным щелочным базальтам, типичным для внутримплицитных обстановок. Таким образом, оказывается, что в пределах Ольхонского террейна отчетливо выделяются два типа мантийного базитового магматизма, который сопровождался процессами минглинга с коровыми выплавками: толеитовый и щелочной. Пространственно их проявления не совмещаются, хотя и расположены на относительно небольшом расстоянии один от другого.

3. Важный момент – связь процессов магматического минглинга со сдвиговым тектогенезом и синметаморфический характер обоих типов минглинга. Поскольку сам метаморфизм является не переменным компонентом коллизионной геодинамики, ясно и то, что магма-минглинг в Ольхонском регионе – синколлизийное событие. На первый взгляд кажется, что сжатие и соответствующие синметаморфические деформации коллизионных обстановок должны препятствовать инъекции мантийных магм, их проникновению через кору. Известно, однако, что неровности самих поверхностей сдвигов приводят к появлению многочисленных локальных зон растяжения (пулл-апарт структуры), а сами сдвиговые пластины дезинтегрируются сериями закономерно расположенных трещин отрыва (структуры Риделя). Этим условиям достаточно для обеспечения дренирования мантийных магм и их продвижения вверх по мощной, но гравитационно неустойчивой коллизионной коре. Можно предположить, что как только сдвиговой тектогенез становится активным участником коллизионного сценария, такая коллизионная система оказывается обреченной на неизбежный распад, коллапс. Один из самых ранних индикаторов этого процесса – синметаморфический магматический минглинг. Он свидетельствует: еще идет общее сжатие, еще идет метаморфизм, еще реализуется тектоническое течение, и идут складчатые процессы, однако именно в это время уже возникают локальные зоны растяжения. В эту, охваченную метаморфизмом и «пластифицированную» геологическую среду, в которой происходит выплавка гранита, впрыскиваются мантийные магмы. Их взаимодействие и приводит к возникновению структур магматического минглинга. Коллапс коллизионных систем реализуется в режиме растяжения, и магматический минглинг – прямое свидетельство этого.

Л.И. Скринник¹

Отражение Индо-Евразийской коллизии в структурах Северного Тянь-Шаня и Юго-Восточного Казахстана

Альпийская коллизионная тектоника Казахстана и Тянь-Шаня привлекает внимание многих геологов. Следы столкновения Индии с Евразией [1, 2] видны в мощном горообразовании (с высотными отметками до 5–7 тыс. м), в аркогенезе, складчатых, сдвиговых и надвиговых деформациях кайнозойских отложений, изгибах речных русел с перемещением их истоков к северо-востоку; в параллельных дугообразных очертаниях раннепалеозойских рифтов, островных дуг, южных ветвей средне- и позднепалеозойских вулканических поясов; обилии зон шарьирования и многочисленных крупноамплитудных сдвигов в палеозой-

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН РК, Алматы, Казахстан

ских образованиях. Молодые движения создали структурное полукольцо палеозоид, открытое к оз. Балхаш, узкие протяженные линейные зоны Тянь-Шаня и общее блоковое строение региона [3].

Как известно, на западе Казахстана и в его центральной части доминируют первичные складчатые и разрывные структуры субмеридионального простирания (Мугоджары, Торгай, Байконурский и Улутауский районы). В Сарысу-Тенизском районе на них накладываются субширотные позднепалеозойские разломы, образуя ортогональную решетку. Южнее, в Приатасуйском районе, ныне активный Жезказганский разлом резко меняет простирание палеозойских структур на юго-восточное, которое прослеживается до альпийских Ргайтинского и Кастекского сдвигов, а причлененные по ним тектонические элементы Тянь-Шаня имеют уже северо-восточное простирание. Левостороннее перемещение по двум последним разломам обеспечило изгиб палеозойских структур к северо-востоку.

Несомненно, многие разрывные нарушения являются древними, они формировали палеозойские конседиментационные структуры, но в альпийскую эпоху подвижность этой диагональной решетки обусловила дугообразный изгиб палеозоид. Нередко параллельно с верхнепалеозойскими дислоцированы платформенные мезозойские и кайнозойские отложения региона (хребты Кетмень, Кендыктас, Джунгарский Алатау), а к пересечениям разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки приурочены проявления кайнозойского базальтоидного вулканизма.

Картографический анализ территории Юго-Восточного Казахстана и Северного Тянь-Шаня свидетельствует о многочисленных альпийских крупноамплитудных перемещениях вдоль сдвигов северо-западного и северо-восточного направления. Косой характер столкновения Индийской и Евразийской плит является причиной неравномерного давления индентора на геомассы Евразии и их преимущественного перемещения в северо-восточном направлении. Поэтому как частная, так и суммарная амплитуда перемещения по левым сдвигам более значительна, чем по правым.

Авторские реконструкции позволяют оценить общее сокращение земной коры Юго-Восточного Казахстана по произвольно выбранной линии длиной 360 км, соединяющей Атбаши-Инылчекский и Алаколь-Джунгарский разломы, минимум как троекратное [4]. Кроме крупных сдвигов с амплитудой от 50 до 200 км (Таласо-Ферганский, Жалаир-Найманский, Солдатсайский, Текели-Усекский, Сарытумский, Копинский, Сюгатинский, Ргайтинский, Кастекский) в Юго-Восточном Казахстане и на Тянь-Шане многочисленны более мелкие, смещающие геомассы по часовой стрелке, либо против на 2-3 км каждый. Общая амплитуда правосторонних сдвигов северо-западной ориентировки и левосторонних северо-восточного (Тянь-Шанского) направления достигает 1000 км. Линии сдвигов часто изогнуты, что свидетельствует о дополнительном поперечном сжатии северо-западного и северо-восточного направления.

Сокращение за счет складчатости и шарьирования, замеренное по профилям, превышает 250 км. Следует отметить соответствие простирания складок и сдвигов, что говорит об их одновременном формировании. При этом нередко палеозойские и кайнозойские отложения не только смяты параллельно, но и вместе участвуют в шарьировании. В западной части региона (хребты Каратау, Каржантау) шарьяжи имеют северо-западное направление, параллельное Таласо-Ферганскому сдвигу, в Заилийском, Джунгарском, Кунгей-Алатау, и восточнее преобладают надвиги северной вергентности.

Складки в кайнозойских отложениях близширотные, с наклоном крыльев до 15–20°, а вблизи крупных сдвигов параллельны им. Перемещения геомасс Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау продолжаются и наиболее молодые тектонические движения видны в складчатых и разрывных деформациях современных речных террас.

За счет альпийского аркогенеза расстояние от Атбаши-Инылчекского до Алаколь-Джунгарского разлома могло уменьшиться на 13–14% (около 50 км), поскольку наклон поверхностей мезозойского пенеплена достигает 5–12°, редко возрастая до 15° [5].

Сокращение земной коры в зонах смятия за счет перекристаллизации, минеральных новообразований и течения материала, согласно А.И.Суворову, обычно достигает 50% их исходной мощности [6]. Суммарная мощность зон смятия в описываемом регионе 45–50 км, таким образом, поперечное сокращение по ним составляет 22–25 км. Многократно описанное утолщение земной коры Джунгарского Алатау и Северного Тянь-Шаня по сравнению с прилегающими территориями в 1,5 раза связано с коллизионными процессами и, вероятно, обусловлено ее латеральным сокращением. Жесткая коллизия привела к горизонтальному утонению тектонических пластин Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау за счет раздавливания и выжимания вверх, сопровождавшихся формированием надвигов и горообразованием.

Приведенные расчеты позволяют предполагать, что изначальное расстояние между выбранными точками составляло до альпийской коллизии около 1,5 тыс. км. Если попытаться восстановить исходное расположение структур региона, то они приобретут простирание, близкое к меридиональному.

Изложенные построения позволяют предположить, что структуры Северного Тянь-Шаня и юго-востока Казахстана вместе с другими элементами Урало-Монгольского складчатого пояса имели изначальное субмеридиональное направление, которое нарушено альпийским сжатием и их разворотом против часовой стрелки. В настоящее время этот регион представляет собой мощный медленно перемещающийся тектонический поток, в котором блоки древней континентальной коры включены в линейные зоны течения северо-западного и северо-восточного направления.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин О.М., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.

2. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
3. *Скринник Л.И.* Кайнозойские коллизииные деформации северной части Тянь-Шанского покровно-складчатого пояса // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Тез. докл. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2003. С. 68–70.
4. *Скринник Л.И.* Главные коллизииные деформации в Джунгарском Алатау и Северном Тянь-Шане // Геология и разведка недр Казахстана. 2001. №2. С. 22–25.
5. *Диденко-Кислицына Л.К.* Новейшая тектоника // Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 160–166.
6. *Суворов А.И.* Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: 1977. С. 173–239.

П.К. Скуфьин¹

Эруптивные центры ареального базальтового вулканизма в раннепротерозойской Печенгской структуре (Кольский полуостров)

Детальные геолого-палеовулканонологические исследования в районе распространения вулканитов самой молодой матертской свиты на Печенге позволили установить наличие сети взаимосвязанных эруптивных центров, в строении которых существенную роль играют интрузивные тела магмокластических пород базит-гипербазитового состава [1]. Формирование этой серии высокодифференцированных пород связано с кратковременным интенсивным периодом сжатия на фоне длительной геодинамической обстановки растяжения в пределах всего Печенгско-Варзугского пояса. Этот пароксизм сжатия, приуроченный к границе нижней и верхней подсвит матертской свиты, обусловил значительные горизонтальные перемещения литосферных блоков в зоне влияния глубинного Порьяташского разлома. Тектонические подвижки по этому разлому привели к эффективной разрядке напряжений вдоль Пильгуярвинского взбросо-сдвига в кровле продуктивной осадочной свиты и к внедрению по Пильгуярвинскому (Восточному) эруптивному центру порций подщелоченной ферропикритовой, а также примитивной толеитовой магм, которые, помимо многочисленных второстепенных эруптивных центров ареального вулканизма, сформировали целую серию интрузий ферропикрит-габбро-верлитовой рудоносной вулканоплутонической ассоциации, с которой связаны известные месторождения сульфидных Cu-Ni руд Печенги. Характерным примером развития подобных эруптивных центров является район к югу от г. Райсо-айви, сложенный вулканитами матертской свиты (рисунок).

Здесь закартированы многочисленные вулканотектонические структуры размером от нескольких сотен до 1 км в поперечнике, ограниченные

¹ Геологический институт Кольского научного центра (КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

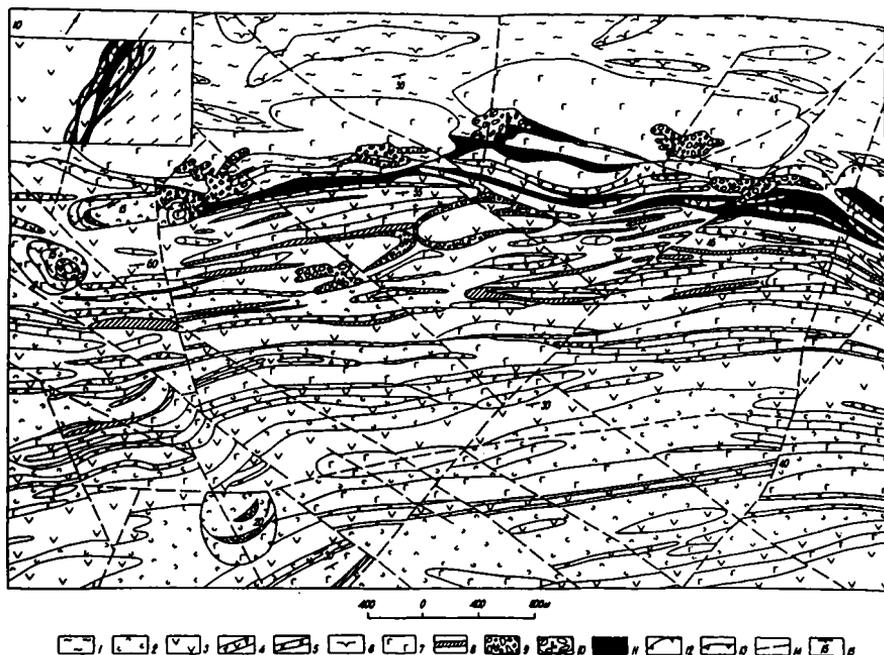


Рис. Схематическая геологическая карта участка Райсо-айви (район Восточного эруптивного центра)

1 – осадки продуктивной свиты; 2–11 – вулканиты матертской свиты: 2 – базальтовые пиллоу-лавы, 3 – базальтовые лавы массивные, 4 – туфы базальтового состава, 5 – туфы фельзитового состава, 6 – ультрабазиты габбро-верлитовой ассоциации, 7 – габброиды габбро-верлитовой ассоциации и габбро-долериты, 8 – лавы ферропикритового состава, 9 – эруптивные брекчии базальтового состава, 10 – эруптивные брекчии ферропикритового состава; 11 – эруптивные лавобрекчии базальтового состава; 12 – кольцевые разломы вулканотектонических структур; 13 – Пильгуярвинский взбросо-надвиг; 14 – разломы; 15 – залегание пород. Слева вверху – принципиальная схема внедрения эруптивных лавобрекчий по границе продуктивной и матертской свит

кольцевыми и дуговыми разломами и сложенные серповидными телами шаровых и массивных лав, габбро-долеритов и эруптивных брекчий. Кроме того, в тектонически ослабленной зоне на контакте продуктивной и матертской свит произошло внедрение многочисленных даек и сложной формы интрузивных тел эруптивных брекчий и лавобрекчий базальтового и, реже, ферропикритового состава. Вмещающие вулканиты основания матертской свиты заметно отличаются от обычных титанистых ферробазальтов этого уровня. Для них типичны дефицит титана и железа, рост содержания CaO и повышенная щелочность (таблица, колонки 1 и 2). Состав пород эруптивных брекчий и лавобрекчий, сформировавшихся

Таблица. Химические составы базальтов и ферропикритов участка Райсо-айви, (мас. %, ppm)

Ком- по- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,92	48,43	47,72	47,38	41,80	40,90	42,78	44,48	40,54	40,84
TiO ₂	1,22	1,38	1,51	2,22	2,45	1,43	1,24	1,98	2,13	2,23
Al ₂ O ₃	14,24	13,71	13,42	15,25	12,35	11,85	13,56	11,42	11,90	8,98
Fe ₂ O ₃	5,06	2,95	2,21	4,37	5,07	6,57	5,26	4,90	2,61	4,25
FeO	7,74	9,45	10,56	10,07	14,08	12,16	12,17	12,89	12,60	13,32
MnO	0,22	0,20	0,22	0,18	0,29	0,17	0,12	0,21	0,26	0,22
MgO	7,15	7,03	9,01	5,75	5,37	7,45	6,48	4,45	16,30	15,98
CaO	9,56	9,19	6,61	4,45	10,60	9,91	9,00	12,95	8,36	4,72
Na ₂ O	3,00	3,48	2,42	2,02	1,55	0,38	0,30	0,45	0,20	0,18
K ₂ O	0,34	0,24	1,69	0,42	0,17	0,18	0,17	0,14	0,27	0,18
H ₂ O ⁻	0,39	0,34	0,46	0,82	0,37	0,72	0,38	0,12	0,30	0,35
H ₂ O ⁺	2,85	3,12	4,01	4,07	5,07	6,05	5,72	4,92	4,19	5,60
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,11	0,21	0,19	0,10	0,07	0,12	0,20	0,20
CO ₂	0,11	0,48	0,10	0,22	0,29	1,65	2,01	0,34	0,30	2,03
S _{общ}	0,11	0,10	0,15	2,02	0,10	0,25	0,90	1,00	0,10	0,83
Сум- ма	100,06	100,20	100,20	99,45	99,75	99,77	100,16	100,37	100,26	99,91
Rb	40	10	30	40	10	5	4	4	24	26
Sr	260	220	130	150	100	100	80	100	160	140
Ba	270	100	100	110	80	80	100	80	60	70
Ni	270	190	200	250	220	200	180	170	780	1000
Co	10	90	90	10	100	80	60	90	210	96
Cr	300	300	400	300	600	500	400	300	1100	1200

Примечание. 1,2 – шаровая (1) и массивная (2) лавы из вмещающих базальтовых покровов матертской свиты, 3–10 – породы эруптивных брекчий: 3,4 – обломки (3) и матрикс (4) базальтового туфоагломерата, 5 – обломки базальтовой лавобрекчий, 6,7 – обломки (6) и матрикс (7) базальтовой лавобрекчий, 8 – матрикс базальтовой лавобрекчий, 9,10 – обломки ферропикритового туфоагломерата.

многочисленные дайки и сложной формы неки этого участка, разнообразен. Матрикс эруптивных брекчий представляет собой базальтовый гиадокластит и обычно отличается по составу от обломочного материала

ла. Базальты обломков по составу делятся на две группы: а) толеитовые базальты с нормальной кремнекислотностью и с обычным, редко повышенным содержанием щелочей (колонки 3 и 4, см. таблицу); б) низкощелочные ферробазальты (колонки 5–8, см. таблицу); в этих породах содержание суммарного железа достигает 18–20%, иногда с параллельным ростом содержания TiO_2 , при резком дефиците щелочей – менее 2%, часто около 0,5%, а также SiO_2 – часто менее 42%.

Эти ультражелезистые базальтоиды обеднены легкими крупноионными литофильными элементами (Rb, Sr, Ba), но обогащены сидерофильными элементами – Ni, Cr, Co. Низкощелочные ферробазальты участка могут представлять собой наиболее примитивные мантийные разновидности базальтоидов. Наибольший интерес в группе интрузивных тел эруптивных брекчий этой группы представляет тело жерловых ферропикритовых туфоагломератов в центральной части участка. Это субизометричное тело сложной формы размером до 400 м в поперечнике. Буровыми работами оно прослежено на глубину до 1000 м, где смыкается с линзовидным телом рудоносных габбро-верлитов. Туфоагломераты сложены остроугольными и оплавленными обломками миндалекаменных ферропикритов (колонки 9 и 10, см. таблицу). Это титанистые подщелоченные ферропикриты, с некоторым избытком К в балансе щелочей, обогащенные Р, Rb, Sr и LREE, что типично для субщелочных пород.

Исследования [1] показали, что генезис всей серии магмокластических пород матертской свиты, а также близких к ним по возрасту интрузивов рудоносной ферропикрит-габбро-верлитовой вулканоплутонической ассоциации определялся явлениями жидкостной несмесимости и расслаивания в магматических очагах пикритовых и базальтовых расплавов под воздействием потоков мантийных щелочных флюидов. В Северо-Печенгской структурно-формационной зоне происходило формирование контрастных, иногда бимодальных высокомагнезиальных, высокожелезистых и высокотитанистых ассоциаций вулканитов, сопровождавшееся крупномасштабным взрывным вулканизмом, связанным с эволюцией высокотемпературных и газонасыщенных флюидных систем. Представляется возможным связать все эти сложные геодинамические, тектономагматические и физико-химические процессы с принципиально новой моделью генерации тепла, сверхглубинных минерализованных флюидов и мантийных глубинных магм при стадийном формировании восходящих плюмов на границе внешнего ядра Земли.

Карело-Кольский регион считается одной из классических областей проявления плюмтектоники в раннем докембрии. Часть геологов [2, 3] считают, что гигантский раннепротерозойский «суперплюм» продуктами своего воздействия на древнюю литосферу охватывал на территории Фенноскандии площадь порядка 1 000 000 км². М.В. Минц [2] утверждает, что в восточной части Балтийского щита было не менее трех циклов активности «суперплюма»: 2500–2450, 2200 и 2000–1800 млн лет. В то же время, Е.В. Шарков и В.Ф. Смолькин [4] считают, что в раннем про-

терозое Карело-Кольского региона было два крупных кратона (Кольский и Карельский), сформированных головными частями самостоятельных долгоживущих суперплюмов, начальный из которых создал Карельскую и Кольскую провинции вулканитов и магматитов бонинитовой серии (2550–2300 млн лет). Конечный раннепротерозойский суперплюм на рубеже 2000–1900 млн лет создал Карельскую и Кольскую провинции толеитовых Fe-Ti базальтов и пикритов. Все перечисленные точки зрения показывают, что модель плюмового магматизма для Карело-Кольского региона еще далека от своего завершения.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 04-05-65154) и научной школы № НШ-2305.2003.5.

Литература

1. *Скуфьин П.К.* Раннепротерозойские вулканогенные формации Печенгско-Варзугского пояса как индикаторы геодинамических режимов (Северо-Восток Балтийского щита): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998, 66 с.
2. *Миц М.В., Глазнев В.Н., Кошилов А.Н.* и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
3. *Куликов В.С., Пухтель И.С., Куликова В.В.* О людиковийском мантийном плюме палеопротерозоя на Фенноскандинавском щите // Мантийные плюмы и металлогения: Материалы Междунар. симпоз. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2002. С. 133–142.
4. *Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* Суперплюмы в раннем палеопротерозое (на примере крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнезиальной серии, Балтийский щит) // Там же. С. 277–284.

А.И. Слабунов¹

Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита – архейский коллизионный ороген

Докембрийские подвижные пояса – это относительно молодые части щитов, для которых характерно длительное полициклическое развитие, проявление метаморфизма высоких ступеней, интенсивных деформаций, гранитизации. Не существует единой геодинамической модели их формирования. Особенно загадочна их ранняя история.

Беломорский подвижный пояс (БПП) Фенноскандинавского щита является классическим примером структур этого класса. Около 17% территории БПП составляют глубокометаморфизованные архейские (2,9–2,68 млрд. лет) вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования (схема), претерпевшие значительные преобразования в палеопротерозое. Они слагают зеленокаменные и парагнейсовый пояса (см. схему). В составе БПП установлены [1–3 и ссылки в этих работах] такие важные комплексы- индикаторы геодинамических обстановок,

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

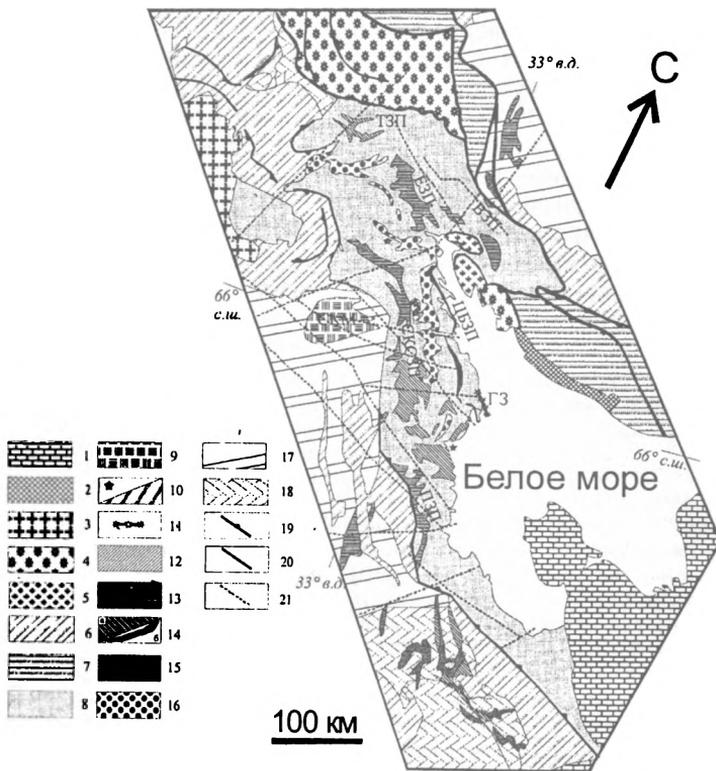


Схема распространения архейских структурно-вещественных комплексов БПП и сопряженных структур [1, 3 и ссылки в этих работах]:

1,2 – осадочные образования: 1 – фанерозойские, 2 – неопротерозойские осадочные образования; 3 – гранитоиды (1,85–1,75 млрд лет); 4 – гранулиты Лапландского пояса (2,0–1,91 млрд лет); 5 – глубокометаморфизованные породы Колвицкого комплекса; 6 – палеопротерозойские (2,5–2,06 млрд лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 7 – палеопротерозойские и архейские комплексы в виде ансамблей тектонических пластин; 8–18 – архейские образования: 8 – гранитоиды (2,83–2,58 млрд лет), 9 – санукитоиды (2,74–2,72 млрд лет) Северо-Карельского массива (СКМ), 10 – высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы (2,73–2,72 млрд лет) звездочкой показаны места, где установлены реликты этих гранулитов, 11 – эклогитсодержащий микстит Гриндинской зоны (ГЗ), 12–15 – нео- и мезоархейские зеленокаменные комплексы – (буквами обозначены главные зеленокаменные пояса и их системы: ЕЗП – Енский, СКСЗП – Северо-Карельская, ТЗП – Тулппио, ПЗП – Пибозерский, ВЗП – Воче-Ламбинский, ЦБЗП – Центрально-Беломорский) – с возрастом: 12 – 2,75–2,68 млрд лет, 13 – 2,8–2,75 млрд лет; 14 – 2,9–2,85 млрд лет (а – СКСЗП, ТЗП и др.; б – ЦБЗП), 15 – 3,1–2,9 млрд лет, 16 – Чупинский парагнейсовый комплекс (2,9–2,82 млрд лет); 17/18 – гранитоиды Карельского неоархейского кратона с возрастом: 17 – 2,9–2,7 млрд лет (Центрально-Карельский домен); 18 – 3,2–2,7 млрд лет (домены Водлозерский и Помокаира); 19–21 – разрывные нарушения: 19 – палеопротерозойские надвиги, 20 – разломы, 21 – предполагаемые разломы, дешифрируемые на космических снимках

как офиолиты, островодужные вулканыты, осадки преддуговых бассейнов, эцлогитсодержащие микститы, коллизиионные граниты, вулканогеино-грубообломочные образования. Такие структурно-вещественные комплексы характерны для фанерозойских орогеических поясов. На основании этого сходства можно достаточно уверенно проводить геодинамические реконструкции архейской истории БПП, руководствуясь принципами актуализма.

Среди пород, слагающих БПП не установлены структурно-вещественные комплексы с возрастом, превышающим 2,9 млрд лет. Только в осадочных породах Чупинского парагнейсового пояса и Суомуярвинского комплекса [1 и ссылки в этой работе] обнаружены зерна детритового циркона с возрастом древнее 3,0 млрд лет, что указывает на наличие в их протолите относительно древнего компонента. Структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся до 2,9 млрд лет, широко развиты в ряде террейнов Карельского кратона [2 и ссылки в этой работе].

Ранняя стадия (2,88–2,83 млрд лет) развития БПП маркируется вулканогеинными и осадочными образованиями, входящими в состав зеленокаменных и парагнейсовых комплексов. Средне-кислые вулканыты Керетского зеленокаменного пояса, метаграувакки Чупинского парагнейсового пояса и фрагменты океанической коры Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса с возрастом 2,88–2,83 млрд лет составляют латеральный ряд, маркирующий различные зоны керетьозерской субдукционной системы западнотихоокеанского типа [1 и ссылки в этой работе]. На этой стадии, вероятно, формируются также эцлогиты Салмы [1 и ссылки в этой работе]. Зеленокаменный комплекс пояса Тулппио, в составе которого отмечены вулканыты, сопоставимые с островодужными, маркирует еще одну располагающуюся к ССВ от керетьозерской (в современной системе координат) конвергентную границу.

Развитие древних островодужных систем завершается примерно 2,83–2,8 млрд лет назад, когда происходит аккреция островодужных, троговых, океанических комплексов, формирование ранней генерации гранитоидов ТТГ ассоциации, метаморфические преобразования в условиях гранулитовой фации. Кроме того, на завершающей стадии развития северной конвергентной границы (зеленокаменный пояс Тулппио) образуются массивы сиенитов [1 и ссылки в этой работе], которые служат индикатором существования здесь развитой континентальной коры.

Таким образом, в период 2,88–2,83 млрд лет, примерно за 50–80 млн лет в результате субдукционных и аккреционных процессов на конвергентных границах океанических литосферных плит образовались первые в данной системе фрагменты новой континентальной (или субконтинентальной) земной коры: «керетьозерский» и «тулппио».

В период 2,8–2,75 млрд лет формируется еще несколько субдукционно-аккреционных систем. Супракустальные образования этого периода известны в Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов (хизоварский зеленокаменный комплекс, в составе которого особо следует от-

метить древнейший супрасубдукционный офиолитовый комплекс [1 и ссылки в этой работе]), Енском и Пезозерском зеленокаменных поясах (см. схему). Они вошли в состав «керетьозерского» блока и сформировали «беломорский» микроконтинент.

Предколлизийная стадия (2,73–2,71 млрд лет) развития литосферы БПП фиксируется проявлениями гранулитового метаморфизма умеренных давлений и (габбро)-эндербит-чарнокитового магматизма (нотозерский комплекс) [2 и ссылки в этой работе] в западной части системы и формированием эклогитов [1 и ссылки в этой работе] – в восточной. Метаморфические и магматические события в Западно-Беломорском гранулитовом поясе являются отражением процессов субдукции на активной окраине «беломорского» микроконтинента. Неоархейские (2720 млн лет) эклогиты Гридинской зоны (см. схему) указывают на то, что породы океанической коры погружались в зоне субдукции на глубины около 60–65 км и были эксгумированы не позднее 2,7 млрд. лет) [1 и ссылки в этой работе].

Начиная примерно с 2,72–2,71 млрд лет Беломорская система вступает в коллизийную стадию развития, которая маркируется проявлением покровно-складчатой тектоники [2 и ссылки в этой работе], высокобарического метаморфизма (2717–2707 млн. лет), гранитообразования (образуются поля мигматитов и массивы лейкогранитов с геохимическими характеристиками коллизийных S-гранитов), в западной части структуры в это же время формируются гранитогнейсовые купола.

Следствием коллизии является увеличение мощности коры и, как результат, – ее гравитационная неустойчивость и коллапс орогена. На этой же стадии образуются габброиды, вулканиты, грубообломочные осадки. Последние имеют черты сходства с вулканогенными молассами и свидетельствуют о расчлененности рельефа. На завершающем этапе развития системы происходит формирование разнообразных гранитоидов, в том числе субщелочных.

Таким образом, ранний (архейский) цикл развития БПП сопоставим с эволюцией фанерозойских орогенов [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03–05–64010).

Литература

1. Путеводитель геологической экскурсии // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (материалы научной конференции и путеводитель экскурсии). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С.6–80.
2. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовичского. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика Беломорского подвижного пояса Феноскандинавского щита. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. Наук. М., 2005. 46 с.

Охлаждение континентальной литосферы по данным ксенолит-алмазной термобарометрии

Термобарометрия алмазов из позднемеловых кимберлитовых трубок группы Кимберли (центральная часть южноафриканского архейского Каапваальского кратона), содержащих изученные [1] включения граната (Grt) и ортопироксена (Орх), впервые со всей определённой показала, что контактирующие друг с другом зёрна Grt и Орх (27 пар) находились в равновесии до времени t_1 захвата и выноса их алмазов-хозяев кимберлитовой магмой, а неконтактирующие Grt и Орх – только до времени t_2 кристаллизации (перекристаллизации) алмазов-хозяев (7 пар) или были неравновесны всегда (2 пары). Поэтому температуры (T) и давления (P) равновесий контактирующих включений в алмазах позволяют продлить геотерму соответствующей алмазоносной трубки, построенную по термобарометрии ксенолитов, до глубин, с которых ксенолиты выносятся очень редко, и тем самым получить минимальную оценку мощности литосферы.

В свою очередь, термобарометрия равновесных неконтактирующих включений, в частности Grt и Орх, даёт возможность определить охлаждение континентальной литосферы со времени t_2 до времени t_1 . Необходимые для оценки охлаждения за этот период значения средних теплогенераций коры $A_C(t_2)$ и литосферной мантии $A_{LM}(t_2)$ рассчитаны ниже соответственно по значению $A_C(t_1)$, найденному путём аппроксимации «ксенолитной» геотермы литосферы трубки стационарной кондуктивной геотермой, и $A_{LM} = 0.01$ мкВт/м³ ($t = 0$), а также по теплогенерациям и константам распада изотопов U, Th и K и современным отношениям: K/U = 1,25, 10⁴ в литосфере и Th/U = 2,5 и 5,0 соответственно в литосферной мантии и архейской континентальной коре [2].

Трубки группы Кимберли. По результатам термобарометрии ксенолитов мантийных перидотитов и пироксенитов построена геотерма литосферы трубок Кимберли в позднемеловое ($t_1 = 0,085$) время (здесь и далее время t в млрд лет назад) с поверхностным тепловым потоком $q_S = 43$ мВт/м², астеносферным тепловым потоком $q_A = 12,55$ мВт/м², $A_C = 0,803$ мкВт/м³ и глубиной основания литосферы $H_L = 270$ км по сейсмическим данным [3]. Возможность представления TP -параметров равновесия Grt–Орх упомянутых выше 7 пар неконтактирующих включений одной стационарной кондуктивной геотермой, которая горячее «ксенолитной» геотермы литосферы трубок Кимберли, указывает на кристаллизацию (перекристаллизацию) алмазов-хозяев этих включений в одно и то же время t_2 , благодаря которой в каждом алмазе включения Grt и Орх стали взаимно изолированы.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

По содержанию Са и Ст равновесные неконтактирующие включения Grt попадают в поле гарцбургитовых Grt из алмазов трубки Бултфонтейн (Кимберли) с Sm-Nd модельным возрастом $t = 3,2-3,3$ [4, 5]. Тем не менее TP -параметры их равновесия с Орх нельзя аппроксимировать геотермой возраста $t_2 \geq 3,0$, если использовать $A_C(t_1)$ «ксенолитной» геотермы Кимберли. Иначе нужно было бы вычислять A_C в архее по $A_C(t_1) = 0,40$ мкВт/м³, т.е. в два раза меньше, а следовательно, предположить невероятное обогащение коры теплогенерирующими элементами после завершения ($t = 3,2$) главного коробразующего процесса на Каапваальском кратоне.

Принимая, что в прошлом q_A был выше из-за охлаждения мантии Земли и величина H_L обратно пропорциональна q_A , т.е. $q_A(t_1), H_L(t_1) = q_A(t_2), H_L(t_2)$, а также считая, что принос U, Th и K в архейскую кору компенсировался выносом ($t < 3,2$), можно по аппроксимации TP -параметров Grt–Орх равновесия 7 пар неконтактирующих включений стационарными кондуктивными геотермами ограничить ($t_2 \leq 1,4$) время кристаллизации (перекристаллизации) их алмазов-хозяев. С позднего протерозоя главным событием, влияющим на литосферу Каапваальского кратона, была орогения Намаква–Наталь ($t = 1,0-1,2$) у его южной и юго-восточной границ. Согласно U–Pb изотопии рутила [6] и Хе изотопии уранинитов [7], она вызвала нагрев коры и магмотектоническую активность в центральной части Каапваальского кратона и сказалась на литосферной мантии, как показывает Re–Os изотопия (пик $t = 1,0$ на гистограмме T_{MA} модельных возрастов) сульфидов из ксенолитов трубок Кимберли и Финш [8]. Если кристаллизация (перекристаллизация) алмазов с неконтактирующими Grt–Орх включениями произошла в начале орогении Намаква–Наталь и в обстановке стационарного теплового режима, то тогда $q_S = 51$ мВт/м², $q_A = 13,05$ мВт/м², $A_C = 1,009$ мкВт/м³, $H_L = 260$ км ($t_2 = 1,2$).

Значения средней теплогенерации истощённой мантии (Th/U = 2,5–3,3), достигающей, возможно, глубин 1000–1200 км, хорошо приближаются линейной зависимостью от $\exp(0,62t)$ во всём возрастном интервале ($t = 0-4,2$). Допущение линейной зависимости от $\exp(0,62 t)$ также и q_A позволило оценить путём экстраполяции по $q_A(t_1, t_2)$ значения $q_S = 130$ мВт/м², $q_A = 18,5$ мВт/м², $H_L = 185$ км во время ($t = 4,2$) завершения дифференциации мантии Земли и образования континентальной литосферы. Тогда, как и для современной океанической литосферы с молодой корой, температура основания континентальной литосферы (T_L) была равна температуре солидуса (T_S) безводного лерцолита KLB-1 [9, 10]: $T_L = T_S = 1790$ °C.

Трубки Яхерсфонтейн и Коффифонтейн. Соседние кимберлитовые трубки Яхерсфонтейн и Коффифонтейн расположены на ~100 км ближе к южной границе Каапваальского кратона (к подвижному поясу Намаква–Наталь), чем трубки группы Кимберли. На основании $A_C = 0,934$ мкВт/м³ «ксенолитной» геотермы Яхерсфонтейн ($q_S = 46$ мВт/м², $q_A = 11,3$ мВт/м², $H_L = 235$ км, $t_1 = 0,086$) TP -параметры равновесия 4 пар неконтактирующих включений лерцолитовых Grt и Орх в алмазах из труб-

ки Коффифонтейн [11] могут быть представлены стационарной кондуктивной геотермой возраста $t_2 < 1,2$, несмотря на больший ($t = 1,93$) Sm-Nd изохронный возраст Grt–Срх пар с подобными лерцолитовыми Grt в алмазах центральнокаапваальской кимберлитовой трубки Премьер [5].

Если алмазы из трубки Коффифонтейн с неконтактирующими Grt–Орх включениями кристаллизовались (перекристаллизовались) в конце орогении Намакwa–Наталь, то в области трубок Яхерсфонтейн–Коффифонтейн $q_S = 53,5$ мВт/м², $q_A = 11,9$ мВт/м², $H_L = 225$ км ($t_2 = 1.0$) и $q_S = 145$ мВт/м², $q_A = 20,6$ мВт/м², $H_L = 130$ км, $T_L = 1620$ °С ($t = 4.2$), причём, как и в Кимберли, $T_L = T_S$.

Трубка Финш. Кимберлитовая трубка Финш находится вблизи подвижного пояса Хейс ($t = 1,8–2,0$) и на большем удалении от подвижного пояса Намакwa–Наталь, чем трубки группы Кимберли. Для трубки Финш принимается минимальная оценка $H_L(t_1) = 245$ км, отвечающая глубине, с которой был вынесен алмаз F45 с контактирующими Grt–Орх включениями [12], TP -параметры равновесия которых соответствуют продолжению «ксенолитной» геотермы литосферы трубки Финш ($q_S = 41$ мВт/м², $q_A = 11,5$ мВт/м², $A_C = 0,782$ мкВт/м³, $t_1 = 0,118$).

Поскольку имеется только один алмаз F41 из трубки Финш с неконтактирующими включениями гарцбургитового Grt и Орх [12], время его кристаллизации (перекристаллизации) ($t_2 = 1,5$) и параметры новообразованной литосферы области трубки Финш ($q_S = 130$ мВт/м², $q_A = 27,1$ мВт/м², $H_L = 105$ км, $T_L = 1550$ °С, $t = 4,2$) рассчитаны при условии $T_L = T_S$ ($t = 4,2$). Полученное значение t_2 близко к Sm-Nd изохронному возрасту ($t = 1,58$) эцлогитовых Grt–Срх включений в алмазах Финш [13] и к пику ($t = 1,6$) на гистограмме T_{MA} модельных возрастов сульфидов из трубок Кимберли и Финш [8].

Согласно результатам термобарометрии ($T_L = T_S$ при $t = 4,2$), образование литосферы Каапваальского кратона связано с мантийным плюмом, над горячим центром которого сформировалась литосфера области трубок Кимберли, а над относительно холодными окраинами – литосфера областей трубок Яхерсфонтейн–Коффифонтейн и Финш с меньшими, чем в Кимберли, значениями H_L и T_L . В раннем архее не было обширного плавления коры, так как температуры основания коры на глубине 35 км составляли ($t = 3,5$) всего 790 °С (Кимберли), 850 °С (Яхерсфонтейн–Коффифонтейн) и 800 °С (Финш). Алмазы с неконтактирующими Grt–Орх включениями из центральной части Каапваальского кратона кристаллизовались (перекристаллизовались) во время самой молодой складчатости у его границ.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

Литература

1. Phillips D., Harris J.W., Viljoen K.S. Mineral chemistry and thermobarometry of inclusions from De Beers Pool diamonds, Kimberley, South Africa // Lithos. 2004. V. 77, № 1/4. P. 155–179.

2. *White W.M., Paul D.* Constraints on $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ in the crust from Pb isotopes and heat flow: 12th Annual V.M. Goldschmidt Conf. Abstracts. 2002. A832.
3. *Simon R.E., Wright C., Kwadiba M.T.O., Kgaswane E.M.* Mantle structure and composition to 800-km depth beneath southern Africa and surrounding oceans from broadband body waves // *Lithos.* 2003. V. 71, № 2/4. P. 353–367.
4. *Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature.* 1984. V. 310, № 5974. P. 198–202.
5. *Richardson S.H., Harris J.W., Gurney J.J.* Three generations of diamonds from old continental mantle // *Ibid.* 1993. V. 366. № 6452. P. 256–258.
6. *Schmitz M.D., Bowring S.A.* Constraints on the thermal evolution of continental lithosphere from U-Pb accessory mineral thermochronometry of lower crustal xenoliths, southern Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2003. V. 144? № 5. P. 592–618.
7. *Reimold W.U., Meshik A.P., Smits G., Pravdivtseva O.V., Shukolyukov Yu.A.* Fission xenon dating of Witwatersrand uraninites: Implications for geological activity in the Central Kaapvaal Craton about 1 Ga ago // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59, № 24. P. 5177–5190.
8. *Griffin W.L., Graham S., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Lithosphere evolution beneath the Kaapvaal Craton: Re-Os systematics of sulfides in mantle-derived peridotites // *Chem. Geol.* 2004. V. 208, № 1/4. P. 89–118.
9. *Takahashi E., Shimazaki T., Tsuzuki Y., Yoshida H.* Melting study of a peridotite KLB-1 to 6.5 GPa, and the origin of basaltic magmas // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A.* 1993. V. 342, № 1663. P. 105–120.
10. *Herzberg C., Zhang J.* Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: Compositions of magmas in the upper mantle and transition zone // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101, № B4. P. 8271–8295.
11. *Rickard R.S., Harris J.W., Gurney J.J., Cardoso P.* Mineral inclusions in diamonds from Koffiefontein Mine // *Proc. 4th Int. Kimb. Conf. Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. № 14.* 1989. V. 2. P. 1054–1062.
12. *Gurney J.J., Harris J.W., Rickard R.S.* Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsch kimberlite pipe // *Proc. 2nd Int. Kimb. Conf., AGU.* 1979. V. 1. P. 1–15.
13. *Richardson S.H., Erlank A.J., Harris J.W., Hart S.R.* Eclogitic diamonds of Proterozoic age from Cretaceous kimberlites // *Nature.* 1990. V. 346, № 6279. P. 54–56.

**А.П. Смелов¹, В.И. Березкин¹, Н.В. Попов², А.А. Кравченко¹,
А.В. Травин³, М.Н. Шапорина²**

Синколлизонные базиты и ультрабазиты палеопротерозоя Алдано-Станового щита

На Алдано-Становом щите известны три комплекса, с которыми связаны ультрабазит-базитовые ассоциации: зеленокаменные пояса с коматиитами, инфракрустальные комплексы с толеитами и супракрустальные комплексы с субщелочными базитами [1]. Вместе с тем, существуют ультрабазит-базитовые ассоциации, геологическое и стратиграфиче-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАИБМ) СО РАН, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия.

² Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия.

³ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГ и М) СО РАН, Новосибирск, Россия.

ское положение которых до сих пор не определено. Одной из них является медведевский комплекс метабазит-ультрабазитов, впервые описанный А.Р. Энтинем и О.А. Тяном [2]. Подобные образования обнаружены вблизи г. Алдан и в районах гольца Эвота и ряда флогопитовых и железорудных месторождений [3]. Возможность изучить геолого-структурное положение пород медведевского комплекса появилась после проведения геологической съемки 1:50 000 масштаба (2000 г.) и последующих за ней разведки рудопроявлений золота Кур и Притрассовое, приуроченных к метабазитам медведевского комплекса.

В тектоническом строении Алдано-Станового щита выделено несколько террейнов, различающихся по составу, возрасту и степени метаморфизма [4]. Известные выходы пород медведевского комплекса локализованы вдоль границы Амгинской зоны тектонического меланжа с Нимнырским гранулит-ортогнейсовым террейном. Первая интерпретируется как коллизионная сутурная зона, а Нимнырский террейн – как корневая часть палеопротерозойского коллизионного пояса [4]. Наибольшим распространением в данном районе пользуются породы нимнырской и федоровской толщ, меньшим – курумканской. Возраст осадконакопления и проявления вулканизма андезит-дацитного состава курумканской толщи ограничен интервалом 2,4–2,6 млрд лет, а федоровской – 1,99–2,01 млрд лет [5]. Гранулитовый метаморфизм этих образований проявился на рубеже 1,9 млрд лет [4]. Возраст синколлизионных гранитов Нимнырского террейна оценивается в 1907–1920 млн лет [6, 7].

Медведевский комплекс представлен отдельными линзовидными и дайкообразными телами метабазитов и метаультрабазитов среди гнейсов нимнырской и курумканской толщ. По результатам картирования на отдельных участках устанавливается, что метабазиты медведевского комплекса прорывают субщелочные коллизионные граниты. В целом, конфигурация выходов коллизионных гранитов является результатом наложения двух стилей деформаций: раннего купольного и позднего сдвигового. Это привело к образованию S-образных структурных форм и возникновению сжатых линейных складок. Такая ситуация возможна при коллизии, когда во время роста гранитогнейсового купола проявляются напряжения сдвигового характера [8]. Тела медведевского комплекса приурочены к крупным линейным межкупольным складкам и деформированы асимметричными складками с крутыми шарнирами, формирующимися при сдвиговых движениях.

Для пород медведевского комплекса, особенно метабазитов, характерно слабо линзовидно- или слоевидно-полосчатое мигматитоподобное, реже однородное строение. В них развита кристаллизационная сланцеватость, хотя не всегда ясно заметная. Породообразующие минералы метаультрабазитов представлены орто- и клинопироксенами и светло-бурыми или светло-зелеными амфиболами. Часто встречаются оливин, шпинель, почти всегда рудные минералы (магнетит, ильменит), редко апатит. Метабазиты сложены орто- и клинопироксенами, буро-зелеными и зелеными

амфиболами, всегда содержат плагиоклаз, а также редкий биотит. Расчеты температуры минеральных равновесий показывают значения от 650 до 820°C, а давления от 4,0 до 7,5 кбар, которые близки к параметрам метаморфизма вмещающих пород Нимнырского террейна.

Возраст метаморфических преобразований метабазитов определен Ag-Ag методом по монофракциям амфиболов из двух проб золоторудных проявлений Кур и Притрассовое. По соотношению содержания TiO_2 и железистости амфиболы соответствуют роговым обманкам гранулитовой фации. В возрастных спектрах обоих монофракций амфиболов после низкотемпературных ступеней с относительно пониженным возрастом (1803 ± 25 и 1791 ± 21 млн лет), наблюдаются четкие возрастные плато с согласующимся между собой возрастом 1903 ± 16 и 1908 ± 15 млн лет. Учитывая, что температура закрытия K/Ag изотопной системы амфибола порядка 500°C, рассчитанные методом плато датировки соответствуют, скорее всего, завершающей стадии высокотемпературного гранулитового метаморфизма. Радиологический возраст (U-Pb изохронный метод по циркону) синколлизийных гранитов, предшествующих внедрению базитов укладывается в интервал 1907–1920 млн лет [6, 7]. Эти данные свидетельствуют о том, что процессы формирования синколлизийных гранитов и последующего внедрения базитов и ультрабазитов сопровождалось гранулитовым метаморфизмом в узком временном интервале, соответствующем 1,90–1,92 млрд лет.

По соотношению главных петрогенных элементов породы медведевского комплекса в основном соответствуют породам нормального ряда: пироксенитам, горнблендитам, роговообманковым перидотитам, пикродолеритами, высокомагнезиальным, умеренно и низкомагнезиальным долеритам. Распределение РЗЭ в метаультрабазитах и метабазитах в целом носит дифференцированный характер. La/Yb нормированные отношения меняются от 4 до 7 в метаультрабазитах и от 2 до 9,5 в метабазитах при разной концентрации тяжелых РЗЭ в породах. Уровень концентрации тяжелых РЗЭ в метабазитах превышает по отношению к хондриту в 7–20 раз, а уровень легких РЗЭ в 30–120 раз. Европиевый экстремум проявлен слабо. Примерно половина проб имеет небольшую отрицательную аномалию, а вторая половина – относительно меньшую – положительную. Это, с учетом нахождения в телах метабазитов медведевского комплекса жил плагиоклазитов, может свидетельствовать о некоторой сепарации в ходе метаморфической дифференциации. В целом, спектр распределения РЗЭ в породах медведевского комплекса наиболее близок к породам, связанным с проявлением плюмового магматизма [9]. Данный вывод подтверждается соотношениями редких элементов в породах комплекса на дискриминационных диаграммах по определению геодинамических обстановок, а также обогащенностью пород крупноионными литофильными и высокозарядными элементами по отношению к примитивной мантии.

Таким образом, нами установлена нетипичная ситуация для центральной части Алдано-Станового щита, когда в процессе коллизии

двух сиалических блоков, одновременно или близко одновременно, происходят процессы гранулитового метаморфизма, внедрение коллизионных гранитов и пород, возникающих при воздействии астеносферного и нижнемантийного материала. Другими словами, подобная геологическая картина может быть связана только с сопряженным проявлением коллизионных и плюмовых процессов. Влияние астеносферного и нижнемантийного материала на процессы магмаобразования при коллизии может быть объяснено рядом моделей [10], которые на данном этапе исследований являются равновероятными. Первая предусматривает утолщение литосферного корня в процессе коллизии, возникновение плотностной неустойчивости и, как следствие, деламинацию литосферы, в результате которой происходит перемещение астеносферных потоков к границе Мохо. Этот процесс мог вызвать резкий подъем рельефа и, как следствие, коллапс орогена, о чем свидетельствуют близкие значения возраста коллизионных гранитов в центральной части Алдано-Станового щита и Ag-Ag данных по метабазитам медведевского комплекса. Объективные данные, подтверждающие ее, могут быть получены при изучении высокобарических метабазитов и метаультрабазитов из ксенолитов в мезозойских интрузивах, не встречающихся в современном эрозионном срезе. Другая модель предполагает отрыв слэба до или в процессе коллизии. Подтверждение последней модели требует дополнительных детальных региональных и главным образом геохимических исследований с целью получения доказательств существования в регионе надсубдукционных образований с возрастом 2,0–1,9 млрд лет.

Литература

1. Ранний докембрий Южной Якутии / Под ред. Н. Л. Добрецова. М.: Наука, 1986. 276 с.
2. Энтин А. Р., Тянь О. А. Медведевский массив основных-ультраосновных пород и егорудиноность (Алданский щит) // Бюл. НТИ. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1983. С. 23–25.
3. Реутов Л. М. Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
4. Смелов А. П., Зедгенизов А. Н., Тимофеев В. Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 81–104.
5. Котов А. Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. СПб, 2003. 78 с.
6. Сальникова Е. Б. Тектономагматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулитогнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. СПб, 1993. 16 с.
7. Щербак Н. П., Бибикина Е. В. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР // Геология докембрия. М.: Наука, 1984. С.3–14 (27-й МГК. Секц.05: Доклады; Т.5).
8. Розен О. М., Федоровский В. С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
9. Геодинамические реконструкции / Под ред. В. А. Унксова. Л.: Недра, 1989. 278 с.
10. Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Руднев С. Н., Хромых С. В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1339.

Тектоника, геодинамика и минерагения Южного урала, Северного Тянь-Шаня и Юго-Западного Алтая

Урал, Тянь-Шань, Алтай являются крупнейшими палеозойскими орогенными поясами Центральной Евразии. Они образовались в результате позднепалеозойской коллизии Европейского, Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и в процессе закрытия Палеоазиатского океана. В основе наших представлений о тектонической эволюции этого обширного региона положен опыт глобальных исследований подобного рода [2–6, 8–10, 13, 14], а также результаты проведенных палеогеографических реконструкций [1] и тектоническая карта Казахстана масштаба 1: 1 000 000 [11].

В пределах Тянь-Шаньского орогенического пояса выходы пород докембрия хранят память о континентальной коре раннепротерозойского возраста. О их принадлежности суперконтиненту Родиния свидетельствуют гранитоиды и метаморфиты Северо-Тяньшаньского террейна с возрастом около 1,0 млрд лет. Рифтогенез в позднем рифее зафиксирован в вулканитах Срединного и субщелочных интрузиях Северного Тянь-Шаня [7]. На распад суперконтинента в конце позднего рифея указывают офиолиты Ишим-Каратауской сутурной зоны. Океанический бассейн между Северо-Тяньшаньским и Атасу-Джунгарским микроконтинентами возник, судя по возрасту офиолитов Жалаир-Найманской сутуры, в венде. Туркестанский океан раскрылся между Срединно-Тяньшаньским микроконтинентом и Таримом в раннем ордовике. Так возникла система микроконтинентов и бассейнов с океанической корой, активное развитие и движение которых сформировали структуру Казахстанской части Тянь-Шаня. Комплексы океанической коры послужили субстратом для последующего формирования месторождений золота, а комплексы древней континентальной коры – для месторождений редких металлов.

Тектоническая эволюция Палеоазиатского океана довольно подробно освещена в печати [3–6, 8–12]. Она отражается различиями вещественного состава геодинамических комплексов нижнепалеозойских чехлов континентальных окраин и микроконтинентов. Большекаратауская пассивная окраина Палеогондваны продолжала развиваться в пассивном рифтовом режиме с формированием здесь ванадиеносных черных фтанитов. Малокаратауский террейн принадлежал в раннем кембрии пассивной окраине платформы Янцзы (Южно-Китайский кратон), и на нем в условиях апвеллинга отлагались пласты фосфоритов. В среднекембрийско-раннеордовикское время Малокаратауский блок был оторван от платформы и находился в «автономном плавании», перемещаясь вдоль трансформного разлома Линия Николаева. На нем накопились за это время чистые от терригенной примеси отложения карбонатной плат-

¹ НИИ Природных ресурсов «ЮГГЕО», Алматы, Казахстан

² Казахстанско-Британский технический университет, Алматы, Казахстан

формы. Геодинамический режим кембрия в Северо-Тяньшаньском микроконтиненте неясен из-за перекрытия более поздними тектоническими покровами. На территории Киргизии [7] распространены гранитоиды с возрастом кадомской орогении. Это подчеркивает сходство Северо-Тяньшаньского микроконтинента с Кокшетауским, от которого он отделялся трансформным разломом, и указывает на орогенез на границе венда-кембрия и последующие рифтовые события.

В раннем ордовике здесь вновь проявился орогенез в связи со столкновением микроконтинента с Караджоргинской островной дугой (в Киргизии). В среднем-позднем ордовике, в связи с начавшейся еще в конце кембрия субдукцией океанической коры Жалаир-Найманского океана, на краю микроконтинента возникла энсиалическая Кендыктаско-Кастекская вулканическая островная дуга и задуговой бассейн, отделивший её от Северо-Тяньшаньского террейна.

В позднем ордовике произошла аккреция, а затем коллизия всех Северо-Тяньшаньских микроконтинентов и островных дуг. Образовался Киргизско-Казахстанский континент. В его осевой части возник Кокчетав-Северо-Тяньшаньский орогенический пояс, развитие которого сопровождалось интенсивными деформациями в зонах смятия вдоль сутур и некоторых второстепенных швов, надвижением тектонических покровов офиолитовых, аккреционных, островодужных комплексов на края микроконтинентов. Коллизия сопровождалась гранитоидным магматизмом, образовавшим коллизионный плутонический пояс Северного Тянь-Шаня. Эти тектономагматические события вызвали мобилизацию рудных компонентов из вмещающих толщ и первичных гидротермально-осадочных залежей, отложение их в структурных ловушках и на геохимических барьерах, формирование промышленных рудных залежей золота, цветных, редких металлов и др.

В силуэте коллизионный магматизм сменяется субщелочным постколлизионным, предвестником рифтогенеза. Он сочетается с рифтовыми базальтами в зарождающемся Туюкском рифте. В начале девона, в связи с субдукционными процессами в Джунгаро-Балхашском и Туркестанском океанах, на краях Киргизско-Казахстанского континента образовался девонский вулканический пояс. Джунгарская и Тянь-Шаньская ветви пояса сходятся на территории Китая и расходятся к западу. На территории Северного Тянь-Шаня девонский вулканизм развивался лишь в отдельных разобщенных центрах, отличался повышенной щелочностью и приурочен к тыловым рифтам вулканического пояса [8], которые в хребтах Каратау и Кетмень наложились на более древние рифтовые структуры. В обоих случаях рифтовый режим унаследовано развивался и в дальнейшем. В хребте Каратау с ним связано формирование крупных месторождений свинцово-цинковых руд в фамене-раннем карбоне (миргалимсайский тип). В хребте Кетмень аналогичные явления имели место в визе. В Илийской и Чаткало-Кураминской зонах в позднем палеозое сохранился режим активных окраин.

В Илийской зоне вулканизм и комплиментарный плутонизм развивались непрерывно и в позднем карбоне последовательно сменились коллизийным магматизмом. В Чаткало-Кураминской зоне в раннем карбоне вулканическая деятельность развивалась в форме вулканической островной дуги. На континентальной окраине она возобновилась лишь в среднем карбоне и непрерывно продолжилась на коллизийном этапе в позднем карбоне. В Илийской и Чаткало-Кураминской зонах с магматизмом связаны медно-порфировые и золоторудные месторождения, формировавшиеся на протяжении длительного периода в условиях активной окраины и последующей коллизии. В этих зонах вулканоплутоническая активность продолжалась и после коллизии на протяжении поздней перми и раннего триаса во внутриплитном режиме. За пределами вулканоплутонических поясов в пермский период в Северном Тянь-Шане также проявился субщелочной магматизм в форме малых интрузий. Киргизско-Казахстанский континент, после его образования в позднем ордовике, сыграл роль центрального ядра, определившего конфигурацию всей мегаструктуры орогенических поясов Центральной Евразии.

Наиболее древние толщи **Уральского орогенического пояса** были свидетелями формирования суперконтинента около 1800 млн лет назад и его распада. Восточно-Мугоджарский террейн принадлежал суперконтиненту Родиния, а после ее распада и начала раскрытия Палеоазиатского океана – Восточно-Европейскому кратону. Восточно-Уральский террейн, как и Западно-Уральская окраина Восточно-Европейского кратона, несут следы кадомской орогении на рубеже кембрия и докембрия – наиболее раннего тектонического события на окраине Палеогондваны. Это событие существенно нарастило континент за счет присоединения блоков Южной Эмбы и Устюрта. В кембрии–раннем ордовике на окраине Восточно-Европейского кратона раскрылся рифт, отколовший от нее Восточно-Мугоджарский и Восточно-Уральский террейны. В среднем ордовике на месте этого рифта в результате спрединга возник собственно Уральский океан, отделявшийся от Палеоазиатского океана цепью микроконтинентов [10]. В связи со спредингом и формированием молодой коры в океаническом рифте образовались гигантские залежи хромитовых руд кемперсайсайского типа. Возникший в позднем ордовике–раннем силуре аккреционный Казахстанский континент обособил и отделил от Палеоазиатского океана Зауральскую ветвь Уральского океана. Так возникла система океанических бассейнов, из которых впоследствии сформировался Уральский орогенический пояс.

В среднем ордовике–силуре в результате субдукции океанической коры под микроконтиненты возникла Тагильская островная дуга. В раннем девоне в восточной части Уральского океана возникла система из Ирландийской и Магнитогорской островных дуг, разделенных Западно-Мугоджарским междуговым океаническим рифтом. В междуговых бассейнах отлагались стратиформные залежи медно-колчеданных и полиметаллических руд. Одновременно началось поглощение океанической

коры с субдукцией под Казахстанский континент, возникли Тургайский вулканический пояс и Денисовская аккреционная призма.

В позднем девоне процессы субдукции временно приостановились. Уральский океанический бассейн при этом закрылся с образованием орогенного поднятия Уралтау, сутуры Главного Уральского разлома и шарьированием офиолитовых аллохтонов на край Восточно-Европейского кратона. С этим процессом связано формирование месторождений асбеста. В Зауральской части океанического бассейна после фаменско-ранневизейской интермедии процессы поглощения океанической коры возобновились как в направлении Казахстанского континента, так и в направлении нарастившейся окраины Восточно-Европейского кратона. Возникли Валериановская и Иргизская энсиалические островные дуги. В первой из них образуются знаменитые скарновые железорудные месторождения – Соколовское, Сарбайское, Качарское. В тыловых зонах этих дуг развивался рифтогенез, что привело к раскрытию на окраине Казахстана бассейна с океанической корой. Двусторонняя субдукция в позднем карбоне способствовала закрытию Зауральского океана и коллизии Казахстана с Восточно-Европейским кратоном. Коллизионный гранитный магматизм охватил весь вновь сформированный орогенический пояс, но в наибольшей степени проявился на европейской окраине, где возникла Главная гранитная ось Урала. Коллизионные шарьяжи двигались на западе из зоны Главного Уральского разлома в западном направлении, а на востоке, в зоне Старокарабутацкой сутуры, – как в западном, так и в восточном направлении. Так возникла дивергентная структура Уральского орогена. С коллизионными сутурами связаны все месторождения золота Жетыгара, Тохтаровское и др. В перми и раннем триасе имели место два импульса рифтогенеза, сопряженного с крупномасштабными праводвиговыми перемещениями по Челябинскому разлому.

Наиболее ранним событием в обозримом геологическом прошлом **Алтая** является формирование суперконтинента Родиния около 1,0 млрд лет назад, отраженное в значениях радиологического возраста метаморфических пород фундамента Алтай-Монгольского и Курчумского террейнов, которые принято считать бывшими микроконтинентами Палеоазиатского океана. Однако для первого из них явные признаки отделения от крупного континента отсутствуют, поскольку в основании чехла присутствует рифтогенный комплекс, а выше залегает громадный по объему комплекс терригенных отложений, требующий столь же объемного источника сноса. Фундамент других террейнов с континентальным основанием не мог принадлежать Родинии по причине молодого возраста. Вероятно, они были отколоты от окраины позднерифейской Палеосибири, сформированной байкальским орогенезом. Причиной отрыва их от Сибирского кратона мог быть не только спрединг, но и крупноамплитудные сдвиги, признаки которых отчетливо видны в современной тектонической структуре.

По другой версии Алтае-Монгольский терреин был микроконтинентом гондванского типа, что подтверждается палеомагнитными данными [2]. В девоне в результате субдукции окенической коры под окраину Сибирского континента возникли Белоубинско-Сарымсактинский вулканический пояс и Рудноалтайская вулканическая дуга с задуговым бассейном. Своеобразие формаций и структур Рудного Алтая, их сходство с рифтовыми, связано с трансформным характером континентальной окраины. Вероятно, следует искать геодинамическую причину уникального масштаба сформированных здесь колледанно-полиметаллических с золотом месторождений (Риддер-Сокольное и др.). В раннем карбоне развивалась субдукция океанической коры под окраину Казахстанского континента, формировались Жарма-Саурская вулканическая дуга и Сиректасско-Сарсазанский задуговой бассейн. В раннем карбоне, в результате сдвиговых перемещений по Иртышскому трансформному разлому, к Рудноалтайской окраине присоединился Калба-Нарымский терреин, и начала формироваться Иртышская зона смятия. В серпуховском веке – среднем карбоне происходит резкое сокращение Обь-Зайсанского океана и формируется главная сутурная зона и сопутствующие шарьяжи. В позднем карбоне – ранней перми происходят коллизия и образование орогенического пояса, сопровождавшиеся мощным коллизийным гранитоидным магматизмом, формированием плутонического пояса с танталовым и другим редкометалльным оруденением (Бакенное, Белая Гора). Деформационные структуры и магматизм сутурной зоны инициируют формирование крупных месторождений золота (Бакырчик).

Таким образом, остаточные бассейны Палеоазиатского океана были закрыты в результате субдукции океанической коры под Казахстанский континент, в результате чего вдоль всей окраины Казахстанского континента протягивается система вулканических поясов и энсиалических островных дуг, образовавших грандиозный магматический пояс. Этот пояс выражается в виде региональных аномалий магнитного поля, известных как «Ороклин Гамильтона». На месте закрывшихся океанических бассейнов возникла широкая сутурная зона, состоящая из тектонических покровов и блоков, сложенных офиолитами, фрагментами аккреционных призм, вулканических островных дуг, окраинных бассейнов. Вдоль внешней стороны этой сутурной зоны прослеживается цепь терреинов (Калбинский, Восточно-Уральский и др.), сложенных шельфовыми и склоновыми палеозойскими осадками и коллизийными гранитами. На Урале западнее Восточно-Уральского террейна располагается Тагило-Магнитогорский терреин – фрагмент энсиматической островной дуги. Система сутурных зон (Иртышская, Главная Уральская) отделяет вышеуказанные террейны от континентальных окраин Сибирского, Восточно-Европейского и Таримского кратонов. Окраина Сибири была активной, Восточно-Европейская и Таримская оставались пассивными.

Основные закономерности связи рудных месторождений с геодинамическими обстановками формирования состоят в следующем. Сутур-

ные зоны содержат многочисленные месторождения хрома, никеля, золота, полиметаллов, черных металлов. Формирование минерагенического состава сутурных зон – сложный и длительный процесс. Вслед за литификацией отложений, при погружении их в зону субдукции, начинаются метаморфические преобразования, сопровождаемые структурами послыонного динамометаморфического течения. При этом выделяется водный флюид, формирующий гидротермальные системы, способные переотлагать первичные рудные концентрации и образовывать новые преимущественно стратиформные рудные залежи (золотосеребряные, полиметаллические и др.). Нарастание метаморфизма до зеленосланцевой фации, импульсивные деформации, связанные с неравномерностью процесса субдукции, создают условия для возникновения секущих систем кливажа, смятия первичных субпослойных тел и деформационных структур, мобилизации и переотложения руд. Создаются условия для формирования метаморфогенных руд (золота, полиметаллов, железа и др.). В глубинных горизонтах зон субдукции возникают условия для развития метаморфизма сверхвысоких давлений. Субдукция океанической коры завершается столкновением островных дуг, континентальных плит и террейнов, т.е. коллизией. Прекращение нисходящих движений приводит к поднятию изотерм в аккреционной призме, повышению степени метаморфизма до амфиболитовой фации и выплавлению магм. Интрузии внедряются преимущественно в надсубдукционную зону. Они несут оловянно-вольфрамовое и редкометальное оруденение, а также образуют термоградиентные поля, в которых происходит перераспределение руд ранних этапов, формирование рудных столбов и жил. Изотопный состав руд обогащается магматическими компонентами. Происходит поднятие фронта мезозоны, развитие мощных крутопадающих зон динамометаморфизма и смятия, проникающих в осадочные толщи надсутурных бассейнов. Углеродистое вещество, накопившееся в осадках этих бассейнов, частично сохраняется в виде свободного углерода черных сланцев. Оно играет важнейшую роль в формировании рудных залежей золота и других металлов.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических карт, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы, 2002. 38 л.
2. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т.44, № 1/2. С. 49–75.
3. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Там же. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
4. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Там же. 2003. Т. 44, № 1/2. С. 5–27.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн.1. 327 с.

7. *Киселев В.В.* Уран-свинцовая (по цирконам) геохронология магматических проявлений Северного Тянь-Шаня // Изв. НАН КР. Сер. геол. 1999. С. 21–33.
8. *Курчатов А.М.* Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии, Западной Сибири // Тектоника неогоя: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.:ГЕОС, 2001. С. 351–354 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ.; Т.1.).
9. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центральнo Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С.3–33.
10. *Лучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
11. *Смирнов А.В., Коробкин В.В.* Тектоническая карта Казахстана масштаба 1:1 000 000 (принципы и методика построения). // Изв. НАН РК. Сер. геол., 2003. № 2/3. С. 17–26.
12. *Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Buslov M.M., Chang E., Ghes M.D., Kungurtsev L.V. et.al.* Tectonic transect map across Russian–Mongolia–China (Western part). Scale 1/2,500,000, Stanford University, 1995.

М.Н. Смирнова¹

Сейсмическая активность бассейнов Pull-Apart

В 40–50-е годы XX в. в отечественной литературе появились описания особых приразломных депрессий, приуроченных к крупным сдвиговым зонам, с которыми связаны очаги сильных землетрясений. В Средней Азии – Ашхабадское (1948 г.): $M = 7,3$, $h = 8$ км, $I_0 = 9–10$ баллов; Хаитское (1949 г.): $M = 7,4$, $h = 16$ км, $I_0 = 9–10$ баллов; но особенно в Высокой Азии – Гоби-Алтайское землетрясение (1957 г.): $M = 7,7–8,6$, $h = 16–18$ км, $I_0 = 11–12$ баллов. Присдвиговые впадины именовались различно: «зияющие трещины» А.В. Лукьянова, «бассейны присдвигового растяжения» В.С. Буртмана, «миндалевидные структуры» Н.А. Флоренского, В.П. Солоненко (1963 г.). Существуют и иные наименования в зарубежной литературе, такие как «сдвиговые грабены», «ромбические грабены», «синдвиговые бассейны» и др. Мы восприняли термин «миндалевидные структуры» как наиболее точно отвечающий форме впадин [1]. Однако всеобщее признание получил термин «Pull-Apart basin» (бассейн растаскивания), предложенный Б. Берчелом [2]. Изучение присдвиговых бассейнов кроме чисто теоретических представлений, как особого рода тектонических впадин, имеет и прикладное значение, в первую очередь с точки зрения сейсмичности, как «живой тектоники» и вопросов нефтегазоносности, поскольку некоторые из этих впадин являются промышленно-нефтеносными. Возрастная приуроченность миндалей, вероятно, разнообразна, однако они преимущественно развиты в зонах альпийской и тихоокеанской складчатости. Присдвиговые впадины развиты в Терско-Каспийском краевом прогибе, в Предкопетдагском прогибе, в Северной Анатолии, в Южной Калифорнии и др. Однако Гоби-Алтайский феномен

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

показал приуроченность миндалевидной структуры к активизированной зоне палеозойской складчатости Гобийского Алтая. Основополагающими здесь являются высокоактивные сдвиги. К настоящему времени описано множество присдвиговых впадин, но по-прежнему наиболее детально изученной является миндалевидная структура Гоби-Алтайского землетрясения [3]. Структура описана как грабен с многочисленными внутренними трещинами, имеющими миндалевидное строение. Детальными исследованиями в одной вторичной миндалине установлены четыре системы разрывов, два сдвига и два пучка трещин. Гоби-Алтайский грабен образован тремя широтными разломами: Северным (Долиноозерским), Центральным и Южным, которые пересекаются диагональными северо-западными сдвигами. На их пересечении наблюдаются срывы вершин гор, крупнейшие обвалы, вихревые структуры, тектонический клин обрушения – знаменитая структура Битут, воронки оседания и другие сейсмодислокации. Наблюдаются зияющие трещины шириной до 25 м. Амплитуда вертикального смещения достигала 10,7 м.

Нами изучена в связи с сейсмичностью и нефтегазоносностью Эльдаровская кольцевая структура в Терско-Каспийском прогибе. Она расположена в центральной части Терского хребта. На севере ее образует Эльдаровская антиклинальная зона, на юге – Калаусская, между ними расположена Калаусская впадина. Обе антиклинальные зоны пересекаются многочисленными широтными разломами и пересекаются несколькими зонами правых сдвигов северо-западного направления. Эльдаровская зона включает поднятия: Алиуртовское, собственно Эльдаровское, Таймаз-Калинское и др. В Калаусской антиклинали расположено крупное Горагорское поднятие. На востоке антиклинальные зоны сходятся в районе горы Овечьей, на западе – горы Прониной, переходя в узкие линейные зоны. Присдвиговая впадина отличается большой современной активностью. В Эльдаровском районе лессовидные четвертичные суглинки отличаются значительным наклоном до (10°) и в некоторых скважинах разорваны надвиговыми поверхностями и перекрыты третичными отложениями. В районе горы Таймаз-Кала обнаружены глыбы свежих андезитов, образование которых можно объяснить выталкиванием их на поверхность при сейсмических явлениях.

В 1972 г. в районе горы Горской нами обследован оползень, в результате которого улица Грейдерная сползла в овраг. Вечером того же дня сейсмической станцией Академии наук «Грозный» было зарегистрировано 5-балльное землетрясение. Перед первой чеченской войной в пос. Горагорском разорвало гараж и 5-этажный дом. В Эльдаровской миндалине в 1912 г. произошло единственное глубокое землетрясение в Терско-Сунженской зоне с $M = 5,7$, $h = 50$ км (по данным В.А.Попова 100 км), $I_0 = 8$ баллов. Антиклинальные зоны Эльдаровской миндалины промышленно нефтегазоносны. В Эльдаровской антиклинали в 1934 г. была получена промышленная нефть из карагано-чокракских отложений, в 1964 г. – из верхнемеловых. На Горагорском месторождении в 1937 г. был получен

фонтан нефти из карагано-чокракских отложений с дебитом 400 т/сутки. Первые скважины попали в трещиноватые зоны и некоторые из них опустились, а другие провалились. В 1959 г. была получена нефть из верхне-меловых отложений. Скважина № 58 Эльдарово после тяжелой аварии в 1967 г. загорелась. На колоссальный пожар съезжались нефтяники из разных нефтяных районов, и с большим трудом пожар был потушен. В 1967 г. эта скважина оказалась самой высокодебитной в СССР. Она давала более 4 тыс т в сутки чистой высококачественной нефти.

Литература

1. *Смирнова М.Н.* Особенности структурного рисунка в эпицентральной зоне Дагестанского землетрясения 1971 года // Бюл. по инженерной сейсмологии. № 10. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. С.13–16.
2. *Иогансон Л.И.* Присдвиговые осадочные бассейны (бассейны Pull-Apart) (обзор литературы) // Геотектоника. 2005. № 2. С.66–80.
3. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. Н.А.Флоренского, В.П.Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.

О.А. Смойловский¹, С.М. Зверев¹

Блоковая структура земной коры Кипрской дуги по данным сейсмических исследований методами НСП, ОГТ и ГСЗ

В Восточном Средиземноморье за многие годы были накоплены большие объёмы сейсмических исследований, в основном НСП и МОВ, и построены тектонические схемы этого сложного региона. Восточная часть Кипрской дуги между юго-восточным окончанием о-ва Кипр и побережьем Сирии представляет собой зону, геологическое строение которой определяется конвергенцией (коллизией) литосферных плит Африки-Аравии и Евразии. Исследования МОГТ, ГСЗ и гравиметрическая съёмка, выполненные экспедициями РАН в 1987–1991 гг., существенно повысили глубинность изучения земной коры, особенностей структуры блоков коры и зон разломов. Всё это дало возможность уточнить существующие представления о глубинном строении и тектонике региона. В основу данной работы положены обработка и интерпретация первичных и опубликованных сейсмических материалов рейсов НИС «Shackleton» (1972–1974 гг.), «Академик Петровский» (1986 г.), «Академик Страхов» (1987–1990 гг.), «Геленджик» (1991 г.).

Сопоставление данных НСП, МОГТ и ГСЗ дало возможность установить места уверенной корреляции на разных профилях соответствующих особенностей структур – хребтов, желобов, уступов, а также проследить выделенные тектонические нарушения по сети профилей и сделать пред-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

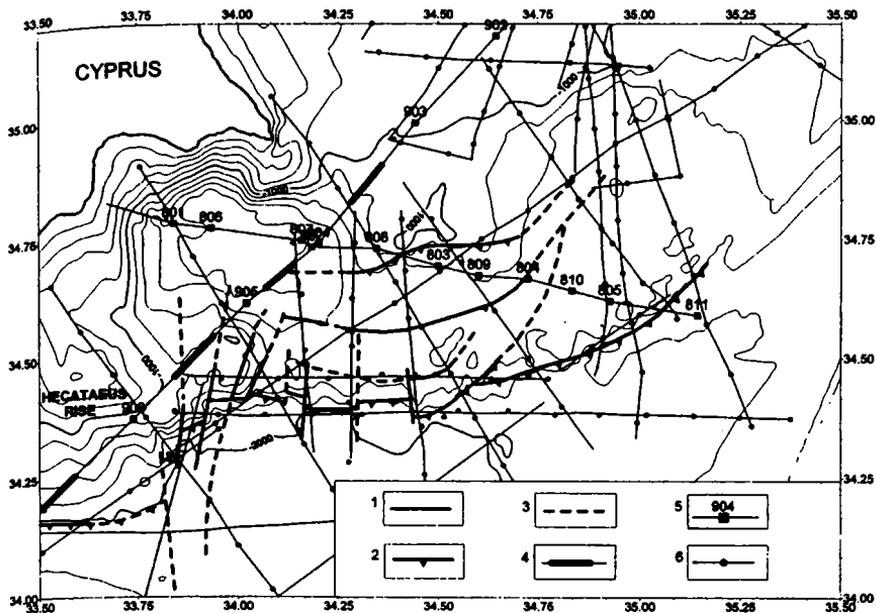


Рис. 1. Тектоническая схема восточной части Кипрской дуги

1–3 тектонические нарушения (1 – выраженные разломами, 2 – уступы, 3 – предполагаемые); 4 – зоны пониженных скоростей на профиле IX ГСЗ; 5 – профили ГСЗ и номера донных станций; 6 – профили НСП и МОГТ; изобаты проведены через 200 м

положения о глубинном строении исследуемой площади. Было установлено, что выявленные особенности глубинного строения имеют различное выражение в морфологии дна. Четко выделяются нарушения, выраженные в виде уступов субширотного простирания от поднятия Геката и Южно-Кипрской депрессии в восточном направлении (рис. 1). В то же время, «промежуточные» линии активности между основными уступами выделяются в границах подошвы плиоцен-четвертичного и мессинского комплексов и имеют слабое проявление в морфологии дна на некоторых участках. Кроме того, установлено четкое соответствие выявленных по данным НСП и МОГТ линий активности с уступами фундамента по профилю VIII ГСЗ. В процессе интерпретации данных ГСЗ по профилю IX были выделены зоны пониженных скоростей шириной до 10–12 км, прослеживающиеся в глубь всей толщи осадочного чехла (рис. 2). Эти зоны хорошо коррелируются с участками хаотичной записи на профилях НСП и зонами резкого изменения волновой картины на профилях МОГТ, а также находят четкие соответствия в морфологии дна.

Блоковое строение земной коры восточной части Кипрской дуги выявлено в пределах морфоструктур плато Геката, Южно-Кипрской впадины и Западно-Тартусского хребта. Выделяемые блоки являются прояв-

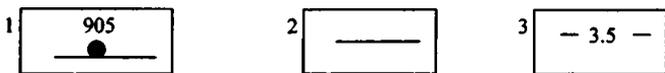
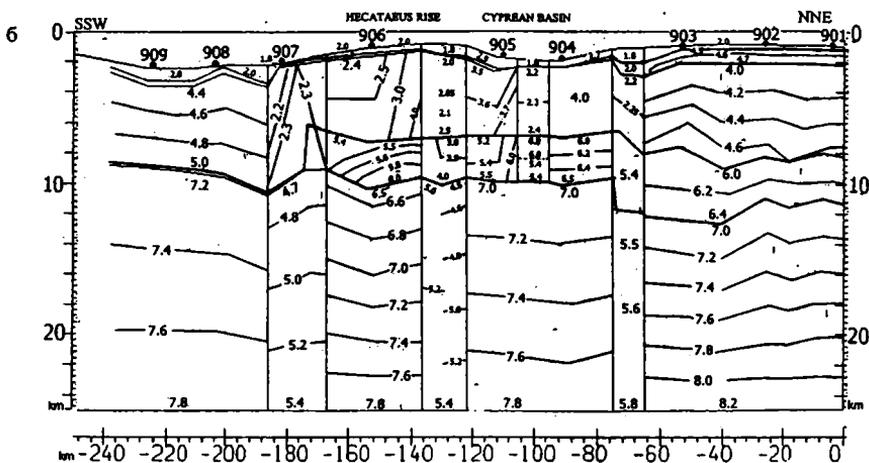
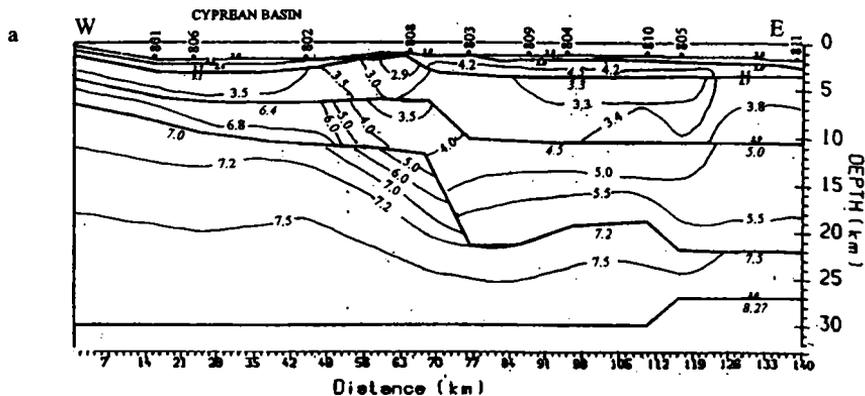


Рис. 2. Сейсмические разрезы земной коры по данным ГСЗ, представленные в изолиниях скоростей

а – профиль VIII Кипр–Ливан; б – профиль IX Эратосфен–Кипр; 1 – донные станции и их номера; 2 – границы слоев; 3 – изолинии скоростей, км/с

лением напряжений различного характера и ориентировки в зонах дробления на границах более крупных плит. Их границами служат выявленные линии тектонической активности. Вертикальные амплитуды разрывных нарушений, ограничивающих указанные блоки, варьируют от

первых десятков метров до 450–500 м и более на основных уступах. Основанием для выделения блоков может служить также различие в составе и мощностях осадочной толщи. Так, некоторые блоки характеризуются существенным уменьшением мощности или полным отсутствием мессинских отложений.

Обработка и интерпретация оригинальных и опубликованных данных сейсморазведки методами ГСЗ, ОГТ и НСП позволили провести сеймо-стратиграфическое расчленение осадочного чехла района, откартировать разломы и зоны тектонических нарушений, определить блоковый характер строения земной коры в восточном сегменте фронта деформации Кипрской дуги. Всё это дало основу для уточнения существующих представлений о глубинном строении и тектонике региона. Предположительно, по линиям основных уступов в результате коллизии сформировались сильные напряжения сжатия между равнозначными по строению структурами. Как следствие продолжающихся усилий сжатия, между основными линиями активности происходит заложение новых тектонических нарушений, которые еще не так явно выражены в морфологии границ и имеют существенно меньшие амплитуды вертикальных перемещений. Примером может служить выступ фундамента на профиле ГСЗ VIII, ограниченный разломами между станциями 9–4 и 10–5, соответствующий блоку между «2-й» и «3-й» линиями тектонических нарушений. Представляется, что указанный блок имеет разные по направленности векторы вертикальных движений по краям: восходящий в восточной и нисходящий в западной части, что выражается грабенообразной структурой к югу от Кипрской депрессии и относительным увеличением мощностей осадочных толщ плиоцен-четвертичного и мессинского комплексов. Линии тектонической активности имеют «кулисообразный» характер, прерываемый поперечными им разрывными нарушениями, что согласуется с предположением о вращении о-ва Кипр против часовой стрелки. Выявленные тектонические нарушения относятся к разным рангам [2]. Их наложение формирует сложный характер геологического строения восточной части поднятия Геката и Кипрской депрессии.

Совместный анализ данных различных методов позволил развить и детализировать представления о строении земной коры структур исследуемого района. Полученные результаты позволили уточнить существующие тектонические схемы региона и были положены в основу построения 3-D модели. Анализ комплекса сейсмических данных подтверждает предположение о блоковом строении фронта деформации Кипрской дуги. Сложный характер взаимодействия микроплит и блоков земной коры формирует тектонику зоны сочленения литосферных плит Африки–Аравии и Евразии в районе Восточного Средиземноморья.

Литература

1. *Зверев С.М.* Особенности строения осадочной толщи и фундамента во фронтальной зоне Кипрской дуги (Восточное Средиземноморье) // *Океанология*. 2002. Т. 42, № 3. С.416–428.

2. Юцис В.В., Булычев А.А., Смойловский О.А., Талицкий В.Г. Кинематика микроплит Восточного Средиземноморья: анализ геофизических данных и тектоническое моделирование // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 1998. С. 298. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.2).
3. Geological structure of the Northeastern Mediterranean (Cruise 5 of the Research Vessel «Akademik Nikolaj Strakhov») / V.A Krashennnikov., J.K Hall. (eds.). Jerusalem, 1994.
4. UNESCO. Geological and geophysical investigations in the Mediterranean and Black Seas. UNESCO Rep. Mar. Sci. 1992. № 56.

В.Б. Соколов¹

Строение блоков континентальной земной коры и разделяющих их зон по результатам комплексных геофизических исследований

Анализируя данные результатов комплексной геолого-геофизической интерпретации на геотраверсе «ГРАНИТ» и сопоставляя их с материалами, собранными о строении земной коры в пределах Канады, США, северной части Южной Америки, Китая, Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформ по 37 геолого-геофизическим профилям в пределах различных геотектонических структур, а также зон, располагающихся между плитами и крупными геоблоками континентальной коры было установлено, что земная кора континентов существенно различается по своим отражательным свойствам. Установлено существование нескольких типов «отражающей» коры:

с равномерным распределением большого количества отражающих элементов,

с интенсивно отражающей верхней частью разреза,

с интенсивно отражающей нижней частью разреза,

с небольшим количеством отражающих элементов по всей мощности разреза.

Кроме того, было установлено, что «отражающая» земная кора исследованных регионов отличается мощностью, а также наличием или отсутствием четкой нижней границы, причем эта граница может и не совпадать с границей Мохо. Наиболее существенное расхождение в положении этих двух границ устанавливается в пределах более молодых структур.

Анализ всего комплекса полученных данных и сопоставление его с особенностями геологического и тектонического строения регионов позволил разработать геодинамическую модель, которая, как представляется, позволяет рассматривать в полном объеме механизм формирования внутриплитной тектоники.

Эта модель объединяет три основных элемента:

¹ Баженовская геофизическая экспедиция, г. Заречный, Россия

межплитную тектонику с формированием межплитных зон; главенствующую роль при формировании тектонического облика таких зон играют тангенциальные тектонические напряжения, которые обеспечиваются энергией сближающихся плит и приводит к формированию покровно-надвиговых поясов и региональных протяженных линейных тектонических зон;

внутриплитную (межблоковую) тектонику с формированием межблоковых зон (они же промежуточные, переходные, transition зоны; некоторые крупные геотектонические структуры, такие как Воронежский кристаллический массив, Токмовский свод, Южно-Татарский свод, Уват-Тавдинский (Уват-Ханты-Мансийский), Кокчетавский массивы, представляют собой ассоциацию тектонически сближенных блоков (террейнов); соприкасающиеся или сближенные краевые части таких блоков несут следы интенсивного динамометаморфизма и широкое развитие складчато-надвиговой тектоники; получают нормальное объяснение процессы так называемой отраженной активизации окраинных частей сближающихся блоков

и *внутриблоковую* тектонику с формированием различных площадных систем дизъюнктивных нарушений или линейных зон; морфология таких зон, как в разрезе, так и в плане зависит преимущественно от $P-T$ условий и петрофизических свойств пород, вовлеченных в тектоническую переработку; чаще всего весь комплекс этих нарушений амагматичен.

Предлагаемая концепция позволяет выстроить непрерывный ряд взаимосвязанных тектонических процессов, начинающихся в межплитных, межблоковых пограничных зонах с их огромным запасом энергии сближающихся плит и собственной архитектурой разрезов их земной коры плит и блоков, формирующихся одновременно или несколько позднее формирования пограничных зон. Таким образом, эти этапы развития континентальной коры образуют единый, развивающийся последовательно геодинамический процесс. По мере изучения геофизическими методами земной коры ряда плит появилась возможность выделить самостоятельный класс внутриплитных тектонических структур – пограничных зон, формирующихся в районах сближения и соприкосновения крупных тектонических блоков земной коры в процессе их дрейфа. При этом процесс формирования может заканчиваться на стадии формирования с образованием сложнопостроенной аккреционной области с механическим скучиванием континентальных или иных блоков. При дальнейшем сближении блоков происходит их коллизия с процессами субдукции краевой части одного из блоков. При столкновении «лоб в лоб» формируются структуры типа *crocodile*.

Интенсивность тектонических процессов в межплитных и межблоковых пограничных зонах оказывает существенное влияние на интенсивность внутриплитных и внутриблоковых тектонических метаморфических и минерагенических процессов. Новым элементом разработанной модели является оценка и учет этой энергии. Процесс формирования

тектонического облика рассматриваемых зон существенно зависит от того, на какой стадии закончилось сочленение блоков:

- надвиганием одного из них на другой и тектонической переработкой фронтальных частей надвигающихся блоков;
- сочленением блоков «лоб в лоб» с образованием зон типа «крокодил»;

- с выдавливанием океанических и/или островодужных комплексов и образованием сутурной зоны. Это может происходить либо с полным отсечением от мантии вулканогенно-интрузивного комплекса – «вулканогенного кома» («захлопывание океана»), или же с сохранением корней зон, представляющих собой фрагменты структур земной коры, существовавших до формирования сутур.

С точки зрения металлогении эти же структуры являются наиболее вероятными местами реоморфизма уже существовавших месторождения твердых полезных ископаемых, или же их новообразования. Сказанное в полной мере относится и к проблеме формирования месторождений нефти, когда преобразование первичного органического вещества в углеводороды, формирование структур аккумуляции УВ и возникновение путей миграции нефти и газа являются единым процессом, обеспеченным энергией, выделяющейся в зоне сближающихся блоков земной коры.

Наиболее интересными в этом плане данными (издана монография) по геотраверсу «ГРАНИТ» является то, что авлакогены, тяготеющие к границам сочленения крупных геоблоков, имеют асимметричное (в разрезе) строение и не имеют под собой каких-либо структурных элементов, которые могли бы рассматриваться как своеобразные «корни». Кроме того, отчетливо проявлены пограничные зоны, разграничивающие эти блоки. Приуроченность к большинству из них землетрясений, располагающихся в верхней части коры лишь укрепляют это впечатление. Кроме того, сейсмическими исследованиями, поведёнными Центром ГЕОН (Москва) на этом же геотраверсе, никакого прогибания границы Мохо под Уралом не установлено.

Проведенные исследования позволили также установить, что внутреннее строение таких крупных платформенных структур, как Воронежский и Уват-Ханты-Мансийский кристаллический массивы, Токмовский свод, Калтасинский авлакоген, состоят из тектонически сближенных блоков, сложенных различными по составу и генезису комплексами пород и разграниченных внутриблоковыми разломами.

Установлено также, что «уральский» тип тектоники с преобладанием наклонных нарушений восточного падения прослеживается на запад до восточной границы Южно-Татарского свода.

Анализ всех имеющихся материалов позволяет утверждать, что Урал как тектоническая структура представляет собой передовую (западную) часть Западно-Сибирской плиты, обдуцированную (и переработанную при этом) на восточную окраину Восточно-Европейской платформы.

Большой Кавказ доальпийский и альпийский: пример связи между структурообразованием и эндогенной активностью

Сравнение горно-складчатых сооружений с существенно разными структурными характеристиками и различными по типу и интенсивности проявлениями эндогенной активности – один из способов анализа природы этой активности. Возможность для такого анализа предоставляет Большой Кавказ, где альпийское складчатое сооружение формировалось поверх доальпийского основания.

Представления о строении этого основания сейчас существенно меняются. Не подтвердилось мнение о широком распространении в зонах Передового и Главного хребта метаморфитов протерозоя. U-Pb датирование (шесть проб) показало, что протолит ортопород Блыбского, Даховского и Бескесского выступов фундамента в зоне Передового хребта – среднепалеозойский, главным образом девонский; их высокобарный субдукционный метаморфизм развивался гетерохронно с позднего девона по средний карбон [7].

Метаморфиты зоны, следовательно, одновозрастны залегающим на них вулканогенно-осадочным островодужным толщам S₂-D-C₁ (урупского и тоханского комплексов, УТК) и поэтому не могут быть их фундаментом. На это указывает и ряд других признаков [7]. Формировавшиеся при субдукции и в период ее завершения породы кристалликума тектонически совмещены с УТК и выступают в тектонических окнах. В разных местах Передового хребта урупский комплекс, не меняя принципиально своего состава, контактирует с кристалликумом Эльбрусской подзоны Главного хребта, в поле которого также нет корней вулканических толщ, что позволяет предполагать, что вулканиты перекрывали кристалликум тектонически. Южнее урупский комплекс представлен девоном литологически сходного, но глубоко метаморфизованного лабинского комплекса («серии») Перевальной подзоны, который, однако, слагает синформу, так что, вероятно, сам тоже аллохтонен. Поэтому корни УТК действительно [1] могут находиться на крайнем юго-западе Главного хребта или под юрой Южного склона. Бластомилониты Чугушского и Атамажинского выступов и выявляемый по ним глубинный надвиг [8] могут маркировать зону этих корней. Важно, что сейчас датирование (А.Кренер, ФРГ) выявило присутствие кислых метамагматитов D₂ и в буульгенском комплексе.

В зоне Главного хребта к докембрию в первую очередь относят гнейс-мигматитовый комплекс (ГМК) Эльбрусской подзоны, поскольку он залегает в основании разреза, а его метаморфизм приближается к гранулитовой фации [2]. Однако U-Pb возраст цирконов из мигматитов, анатекти-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ческих плагиогранитов, апогранитных бластомилонитов и метаморфических кайм цирконов парагнейсов оказался на уровне C_2-C_3 [6], что в целом соответствует возрасту S-гранитов Главного хребта. Возраст магматического протолита ортогнейсов ГМК оказался девонским [3]. Правда, в одном случае получена среднерифейская датировка, но она нуждается в подтверждении, особенно с учетом того, что возраст обломочного ядра циркона из парагнейсов указывает, что исходные осадки ГМК были не древнее венда. Залегающий над ГМК менее метаморфизованный макерский комплекс (МК), по данным U-Pb и Rb-Sr датирования, не моложе нижнего палеозоя. Поэтому МК, вероятно, аллохтонен по отношению к ГМК, - идея, уже высказанная на основании иных критериев [2].

Можно видеть, что доальпийское основание Большого Кавказа имеет коллажное строение, а региональный метаморфизм в его пределах омолаживается и усиливается к югу. Действительно, на севере, в Бечасынской зоне, метаморфизм позднебайкальский; отложения PZ₁₋₂ параплатформенные, не метаморфизованы. В зоне Передового хребта PZ₂ толщи имеют энсиматическое, преимущественно магматическое происхождение, при этом значительная их часть превращена в высокобарные метаморфиты. Основная часть метаморфитов Перевальной подзоны также среднепалеозойская и энсиматическая, тогда как в Эльбрусской метаморфические породы энсиалические и состоят в основном из кислото терригенного и магматического материала. Поэтому здесь при LP/HT метаморфизме выплавились большие массы S-гранитов. Причиной самого метаморфизма, вероятно, была деламинация литосферы как результат ее сжатия и сокращения и последующий подъем кверху астеносферного материала; менее вероятны надсубдукционные процессы. Признаками значительного сокращения на доальпийском Большом Кавказе являются резкие контакты комплексов контрастных P-T и формационных типов, в том числе дизского комплекса Сванетии (D-T) и кристаллиникума Главного хребта, пережимание корней всех крупных покровов, в том числе офиолитового и Ацгаринского, исчезновение к востоку всей зоны Передового хребта и др.

Среди альпийских комплексов Б. Кавказа нет офиолитов и даже единичных тел серпентинит. Региональный метаморфизм здесь не глубже зоны аспидных сланцев. Гранитоиды развиты локально, имеют в основном киммерийский возраст и мантийно-коровое происхождение. Ранне-среднеюрский бассейн на Большом Кавказе был сравнительно простого, а до байоса – симметричного строения, в преобладающей своей части располагался на континентальном основании. Среди альпийских комплексов региона нет экзотических террейнов, разные типы одновозрастных разрезов не контрастны. Стиль альпийских структур складчато-надвиговой, местами чешуйчатый, тектонические покровы развиты ограниченно, вовлечение в них фундамента не установлено. Величина и характер деформаций существенно изменяются как вкрест простирания Большого Кавказа, так и по его простиранию и по стратиграфической вертикали, обнару-

живая зависимость от типа основания и его близости: с приближением к нему деформации становятся резко неоднородными. В преобладающей части региона и особенно на его самых глубоких уровнях складки и разрывы имеют крутое до субвертикального положение и лишь на юго-востоке региона местами выполаживаются. В зонах интенсивной складчатости альпийского чехла вместе с ним деформируется и фундамент, при этом амплитуда совместных складчатых структур достигает нескольких километров [5]. Срывы чехла часты, но маломасштабны.

Такие представления о «вертикальном» структурном стиле значительной части осевых частей Большого Кавказа сейчас начали приниматься многими авторами и подтверждаться геофизическими работами [4]. В частности, «надвиг Главного хребта» интерпретируется как крутой разлом, унаследовавший простирающие структуры Перевальной подзоны, возникший в области резкого флексурного перегиба и опрокидывания к югу поверхности перекрытого чехлом фундамента [5]. Разлом залечен среднеюрскими интрузивами. В позднеальпийское время по нему и его оперению происходили в основном субвертикальные подвижки. Севернее этого «надвига» на Центральном Кавказе собственно альпийские (позднеальпийские) деформации горизонтального сжатия проявились в зачаточной форме, лишь незначительно больше они в Дагестане. Наиболее значительное позднеальпийское сокращение выявляется на юге Большого Кавказа, однако орографически более подняты его осевые и северные зоны. Поэтому далеко не очевидно, что это поднятие обусловлено позднеальпийским сокращением и связано, как принято считать, с поддвижением Закавказского массива, процесса, структурные доказательства которого сейчас поставлены под сомнение [9]. Эпицентры мантийных землетрясений известны только на севере орогена, в районе Грозного, и имеют нелинейное расположение, а мелкофокусных короных – расположены преимущественно в восточной части орогена, формируя в целом широкую, поперечную к его простираению полосу [3].

Таким образом, альпийский Большой Кавказ тектонически резко отличается от доальпийского. В его эволюции не было стадии значительного растяжения с открытием океанического бассейна; складчатость была обусловлена горизонтальным сжатием, но сокращение было намного меньшим, чем на доальпийском этапе, и происходило без крупномасштабной субдукции и глубинных надвигов. Это, очевидно, и определило слабое проявление здесь гранитообразования и отсутствие регионального метаморфизма: можно думать, что такие явления связаны с субдукционными и надсубдукционными процессами и даламинацией, развивающимися именно при большом сокращении геопространства. Аналогами альпид Большого Кавказа являются Пиренеи, Верхоянье, тогда как доальпийский Большой Кавказ сходен с молодыми складчатыми системами Альп, Эллинид, Кубы, Камчатки, где большое сокращение хорошо документировано и где явственна генетическая связь с ним молодых метаморфических и гранитно-метаморфических комплексов.

Работа подготовлена в рамках субпроекта 4.1 Программы 5 ОНЗ и при ее финансовой поддержке, а также при поддержке со стороны ФГУП «Казказгеолсъемка».

Литература

1. *Адамия Ш.А.* // Тектоника и металогения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1984. С.3-104.
2. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелла Д.М.* Докембрийско-палеозойский метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 455с.
3. *Годзиковская А.А.* // Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990, С.106–110.
4. *Расцветав Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А. и др.* // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. С.100–102. (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
5. *Сомин М.Л.* // Докл. РАН, 2000. Т.375. №5, С.662–665.
6. *Сомин М.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006 (в печати).
7. *Сомин М.Л., Лаврицев В.А.* // Докл. РАН. 2005. Т.401, №3. С.370–372.
8. *Сомин М.Л., Смутьская А.И.* // Там же. 2005. Т.402, №3. С.370–374.
9. *Яковлев Ф.Л.* // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С.311–322.

В.Б. Спектор¹, В.В. Спектор¹

Четвертичная тектоника Центрально-Якутской равнины

Территория Центрально-Якутской равнины, занимающая крайне восточную часть области равнин и плато Сибирской платформы на границе с горной областью Северо-Востока Азии, характеризуется активными движениями в четвертичное время. Было установлено, что отложения зырянского возраста, имеющие озерный генезис и характеризующиеся региональным распространением (известны в бассейне р. Алдан и в нижнем течении р. Вилюй) залегают на отметках примерно 300 м. Мощность их около 80–100 м, а общая мощность средне- и верхнеоплейстоценовых отложений достигает 150 м [1].

Таким образом, рассматриваемая территория в среднем и позднем неоплейстоцене испытала отрицательные движения, как минимум, амплитудой около 150 м. Фактическая амплитуда нисходящих отрицательных движений в среднем и позднем неоплейстоцене здесь была существенно выше. Ведь до начала погружения на большей части равнины реконструируется режим, близкий к денудационному плато, с которым связан региональный перерыв в основании среднеоплейстоценовых отложений.

Средний неоплейстоцен с размывом и галечниками в основании залегает на неровной поверхности, представленной разными горизонтами неогена и раннего неоплейстоцена, и коренных дочетвертичных отложениях. Если считать, что досреднеоплейстоценовая поверхность

¹ Институт мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

плато была аналогична современной, то минимальную среднюю высоту ее можно оценить в 300 м, а последующее погружение в 450 м. Начало погружения – 330 т.л.н., окончание – 60 т.л.н., продолжительность погружения 270 т.л., скорость, приблизительно 1,7 мм/год. Последовавший за этим подъем продолжался в течение второй половины позднего плейстоцена (каргинское межледниковье и сартанское ледниковье) и продолжается в голоцене. Если считать, что погружение остановилось на уровне современного базиса эрозии (абс. высота около 90 м), а современное положение кровли аккумулятивной толщи – 300 м, то амплитуда подъема составит 210 м, а скорость подъема – 3,5 мм/год.

Объяснение этих активных переменных движений в среднем и позднем неоплейстоцене кроется в чередовании климатических условий и связанных с ними оледенениях, охватывавших горную область и крайнюю часть платформы. В среднем неоплейстоцене оледенение распространилось от подножия Верхоянских гор на левобережье современных рек Лена и Алдан. Это вызвало изостатическое погружение прилегающей части платформы и привело к образованию Центрально-Якутской равнины. Деградация ледников началась в каргинское время и продолжилась из-за высокой сухости климата в сартанское время. Исчезновение ледникового покрова привело к изостатическому подъему, наблюдаемому и в настоящее время. Мощность ледников, реконструированная в результате решения уравнения изостатического равновесия, могла составить минимум 200 м.

Литература

1. *Спектор В.Б., Спектор В.В.* О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины // Криосфера Земли. 2002. Т. 6., №4. С. 3–12.

В.С. Старосельцев¹

Тектонический контроль размещения сульфидных медно-никелево-платиновых месторождений Сибирской платформы

Уникальные по богатству рудные месторождения северо-западной окраины Сибирской платформы давно привлекают пристальное внимание геологов и геофизиков не только России, но и зарубежных стран. Совокупность факторов, обуславливающих их формирование, неоднократно обсуждалась в специальной литературе. Многие исследователи считают, что такие месторождения могут быть обнаружены не только на крайнем северо-западе Сибирской платформы, но и в других ее районах.

¹ ФГУП «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья» (СНИИГИМС), Новосибирск, Россия

Основанием для подобных прогнозов служат в первую очередь проявления рудных минералов в породах трапповой формации более южных районов западной окраины платформы, включая бассейн нижнего течения р. Нижняя Тунгуска. Поскольку нередко в таких проявлениях содержания меди и никеля достигают нескольких процентов, возникает иллюзия возможности обнаружения богатых медно-никелево-платиновых месторождений. Однако внимательное рассмотрение состава породных парагенетических ассоциаций показывает, что рассматриваемые рудные проявления существенно отличаются от руд крайнего северо-запада платформы. Еще более разительными являются отличия тектонических условий их проявления.

На крайнем северо-западе Сибирской платформы упомянутые месторождения пространственно приурочены к ступенчато по глубинным субпараллельным разломам погруженной зоне северо-северо-восточной ориентировки. В пределах этой зоны за счет глубокого ее погружения и значительной нарушенности разломами облегчалась связь приповерхностных горизонтов земной коры с потенциальными очагами трапповой магмы в верхней мантии. Такая тектоническая позиция на окраине платформы, не являясь чем-то неожиданным, вместе с тем резко отличается от тектонических особенностей внутренних районов платформы, где связь поверхностных горизонтов земной коры с мантийными очагами существенно слабее и не может обусловить появление глубоко дифференцированных интрузий трапповой магмы. Поэтому образование в таких районах месторождений, доступных для промышленного освоения, подобно выявленному в Норильском районе, мало вероятно. Известные в кернах скважин бассейна правого притока р. Нижняя Тунгуска – р. Нимдэ рудопроявления приурочены к туфогенным, а не к интрузивным породам. Дифференцированные трапповые интрузии обнаружены вдоль северо-западной окраины Сибирской платформы от г. Норильска на севере до нижнего течения р. Курейка на юге. При этом их рудоносность существенно уменьшается в южном направлении, а рудопроявления на поверхности в подавляющем большинстве случаев характеризуются господством «стерильного» от никеля серебристого мелкокристаллического пирротина.

Возникает вопрос – какие факторы контролируют наблюдаемые изменения в рудоносности трапповых интрузий и рудопроявлениях на поверхности при том, что состав и стратиграфический объем вмещающих пород на рассматриваемой части северо-западной окраины Сибирской платформы практически не меняется? Сравнительный анализ особенностей геологического строения интересующей нас территории показывает, что наиболее существенны в этом отношении тектонические параметры, особенно глубинность дизъюнктивных зон, положение шарниров синклинальных структур и гипсометрия рудовмещающих интервалов.

Так, наиболее богатые рудоносные интрузивы – Талнахский (включая – с учетом формы «песочных часов» – Октябрьский) и Норильский (I) приурочены к килевой зоне Норильско-Харелахского прогиба, вдоль ко-

торой проходит Норильско-Хараелахский глубинный разлом. Более мелкие из выявленных к настоящему времени рудоносных интрузивов занимают несколько иное структурное положение. Во-первых, они тяготеют к менее крупным, хотя и параллельным Норильско-Хараелахскому, разломам. Во-вторых, они несколько удалены от осевых зон отрицательных пликативных структур, располагаясь на их бортах. По-существу, рудоконтролирующие разломы образуют единую систему северо-северо-восточной ориентировки: Фокинско-Тангаралахский – на западе, Норильско-Хараелахский – в центре и Имангдино-Летнинский – на востоке.

Анализ распределения выявленных рудоносных интрузивов вдоль указанных субмеридиональных разломов показывает, что намечается устойчивая тенденция к возрастанию на север их промышленной ценности. Так, Талнахский рудный узел гораздо богаче Норильского, а на южном продолжении Норильско-Хараелахского разлома вблизи южной центриклинали Норильской мульды, несмотря на специально проведенные поисковые работы, обнаружить даже мелкие месторождения пока не удалось. Вдоль Имангдино-Летнинской зоны разломов от уже выявленного Имангдинского месторождения на юг, судя по проявлениям сульфидных руд в естественных обнажениях, наблюдается тенденция к уменьшению содержания никеля вплоть до появления серебристого мелкочешуйчатого безникелевого пирротина. Севернее Имангдинского месторождения вдоль Имангдино-Летнинской зоны, хотя до сих и не открыто медно-никелево-платиновых месторождений, можно предполагать существование более богатого, чем Имангдинское, месторождения, являющегося коренным источником рудных ледниковых валунов Микчангдинского ореола. Практически аналогичная ситуация наблюдается и вдоль Фокинско-Тангаралахского разлома, где на широте г.Норильска выявлено Далдыканское месторождение, южнее, в бассейне р.Фокина, несмотря на многолетние поиски промышленно значимых месторождений не обнаружено, а севернее, в бассейне р.Дьянгы, по геолого-геофизическим данным можно ожидать существование заслуживающего внимания скопления.

Сравнение рудоносности месторождений, расположенных приблизительно на одной широте, но вдоль различных зон разломов рассмотренной выше системы, показывает, что наиболее богатыми являются месторождения вдоль Норильско-Хараелахской зоны. Среди двух периферийных зон – Имангдино-Летнинской и Фокинско-Тангаралахской – первая контролирует более богатые месторождения. Примером такого субширотного (вернее, западно-северо-западного) поперечного к системе разломов ряда является совокупность Далдыканского, Норильского (I) и Имангдинского месторождений.

Расположение упомянутых месторождений, приуроченных к трем разным разломам северо-северо-восточной ориентировки, на одной линии западно-северо-западного простиранья, скорее всего, не является случайным. В действительности северо-северо-восточная ориентировка разломов в Норильском районе является господствующей. Но после об-

наружения нами в 1959 г. на западных склонах Хараелахских гор системы западно-северо-западных разрывов с вертикальными составляющими амплитуд до 600–650 м их широкое распространение в Норильском районе было подтверждено многими исследователями.

Помимо такой ориентировки разрывных нарушений, она присуща также многим западным окончаниям переуглубленных ледниками фиордобразных долин озер Хантайского, Кеты, Глубокого, Ламы. Нередко в этих частях озерных долин картируются раскрывающиеся на запад-северо-запад антиклинали. Такую же ориентировку имеют и многие речные долины, начиная с наиболее крупной – р.Норилки.

Все изложенное позволяет предполагать, что благоприятными для локализации рудоносных интрузивов Норильского района кроме отмеченных выше тектонических условий, являются узлы пересечения северо-северо-восточных и западно-северо-западных разрывных нарушений, имеющих различную глубину и время заложения. Наиболее древние и глубинные разломы северо-северо-восточной ориентировки играют первостепенную роль в качестве рудоконтролирующих структур. Вторые при пересечении с ними создают более благоприятные условия для локализации рудоносных интрузивов неправильной формы (хонолитов) на фоне синклинальных структур вмещающих пород.

Исходя из намеченных закономерностей пространственного распределения сульфидных медно-никелево-платиновых месторождений в Норильском районе, можно предполагать, что севернее Талнахского рудного узла расположено еще более богатое месторождение. Скорее всего, оно будет расположено в районе пересечения Норильско-Хараелахского разлома с северной цетриклиналью Хараелахско-Иконского прогиба. При этом весьма вероятно значительная (более 2 км) глубина его залегания. Вдоль Имангдино-Летнинской зоны, как уже подчеркивалось, более богатое, чем Имангдинское, месторождение может быть обнаружено вблизи Микчангдинского ореола ледниковых рудных валунов. Разрушение этого интрузива четвертичными ледниками свидетельствует о том, что он расположен на относительно небольшой глубине под четвертичными отложениями. Следовательно, его обнаружение и освоение является первостепенной задачей для расширения сырьевой базы компании «Норильский никель». Постановка геологоразведочных работ на севере Хараелаха целесообразна, в первую очередь, для обнаружения и оценки потенциальных возможностей рудоносного интрузива.

На каждом из предлагаемых участков опережающая оценка может быть выполнена с помощью различных относительно недорогих методов. На Микчангдинском участке это метод поисков по ледниковым валунам и заверочные аэроэлектроразведочные работы, на Северо-Хараелахском – разработанный в СНИИГГиМСе метод прогноза погребенных массивов на основании анализа статистических показателей линейной сети и наземные электроразведочные работы. После их выполнения – бурение поисково-оценочных скважин.

Геодинамика лланвирнских суперплюмовых (?) базальтоидов: фрагменты коры спредингового задугового бассейна Северо-Востока Центрального Казахстана на примере аллохтонов гор Агырек

В докладе представляются материалы по геохимии калиевых базальтоидов района гор Агырек, являющихся составной частью Агырек-Толпакского офиолитового террейна, тяготеющего к восточному борту Шакшанского задугового прогиба [2]. Характер строения и возраст вмещающих их отложений был описан ранее [3], общее тектоническое положение лланвирнских базальтоидов и сопряженных с ними аллохтонных комплексов отображено на рис. 1.

Лланвирнские калиевые базальтоиды по петрогеохимическому (таблица) составу подразделяются на две группы пород: Сpx-Pl гломеропорфирные интерсертальные меланобазальты средне-Y (24), высоко-Ti ($TiO_2 \sim 2,16-3,70$) с $mg-n=31-49$ и Pl афировые, массивные апоинтерсертальные и интерсертальные лейкобазальты высоко-Y (<40)/высоко-Nb (<65), умеренно-Ti ($TiO_2=1,98-2,16$) с $mg-n=(23-33)$. Лейкобазальты по суммарному содержанию щелочей на классификационной диаграмме [5] и их отношениям [7] отвечают кварц-нормативным ультракалиевым фонотефритам, их высокие концентрации калия ($K_2O > 5,42$) контролируются присутствием КПШ в основной массе и его положительной корреляцией с Rb. Меланобазальты отвечают кварц-нормативным тефритам ($SiO_2 < 46,0$ мас. %) и трахибазальтам ($SiO_2 < 50,3$). Все породы резко обогащены магнетитом, титаномагнетитом и ильменитом. Оба типа базальтоидов по содержанию HFSE (Nb, Zr, Y) и их отношениям [6] соответствуют щелочным базальтоидам с внутриплитными геохимическими характеристиками.

На диаграмме Nb/Y-Nb/Zr (рис. 2) их фигуративные точки тяготеют к полю суперплюмовых базальтоидов, относительно таковых они смещены влево, что обусловлено крайне высокими концентрациями Zr (<760). По отношению к суперплюму Анива Сахалинской дуги [9] они менее фракционированы по K и Rb, их тренд несколько смещен относительно хондрита, а отношения $Rb/Nb-K/Nb$ приближаются к составу EM1. Это хорошо согласуется с их высокими $Nb/Y_n=1,2-2,7$, $Zr/Y_n=26-12$ отношениями, а $Zr/Nb=8,3-13,6$ указывают, что они, несомненно, являются производными EM1 [4].

Отсутствие широкого спектра данных по REE, LILE, HFSE и изотопным отношениям Sr, Pb Nd не позволяют однозначно заключить, являются ли лланвирнские базальтоиды производными глубинных плюмов или они формировались в надсубдукционной обстановке.

¹ Вильгельмсхафен, Германия

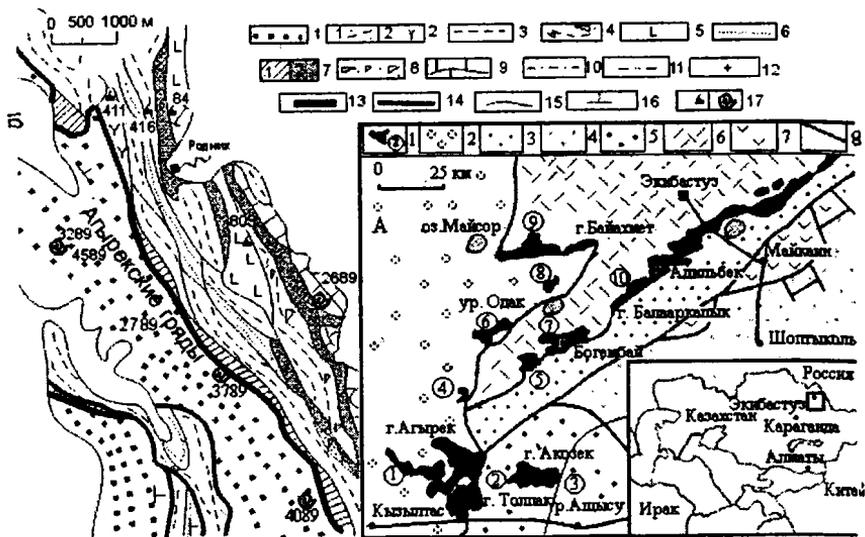


Рис. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений СВ Центрального Казахстана. (А) и геологическая схема района Агрыкских гряд (по В.Г. Степанцу, Н. М. Гридиной, В. Е. Конику (1992 г.) (Б)

На А: 1 – офиолитовые аллохтоны; 2–5 – тектонические покровы с флишоидно-молассовым типом разреза: 2 – Шакшанский ($O_2I_2-S_1$); 3 – Ангренсорский ($O_2I_2-S_1$); 4 – Восточно-Майкаинский ($O_2I_2-S_1$), 5 – Баянаул-Акчатауский ($O_3a\delta-S_1$); 6,7 – покровы вулканических комплексов: 6 – Кендыктинский ($O_1-O_2I_2$), 7 – Майкаинский ($C?-O_2$); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые аллохтоны: 1 – Агрык-Косгомбайский; 2 – Толпаковский; 3 – Караулчекинский паравтохтон; 4 – Бурунчику; 5 – Жаксы-Богембайский; 6 – Одакский; 7 – Жаман-Богембайский; 8 – Кулбалдинский; 9 – Майсорский; 10 – Ангренсорский. На Б: 1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща документирована кораллами $O_3a\delta$ -слои с *Holorynchus giganteus*, в верхах – маломощный горизонт фронтальной олистостромы; 2–7 – аллохтонные толщи: 2 – щелочно-базальт-туфогенно-кремнистая ($O_1a-O_2I_1$): (2.1 – туфогенно-кремнистая пачка; 2.2 – калиевые базальтоиды), 3 – косгомбайские силициты (? $O_1a_1-O_2I_1$), 4 – кремнеобломочная толща, 5 – толеитовые базальты (O_1a), 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика ($O_2?$), 7 – серпентинитовые меланжи: (7.1 – полимиктовый с глыбами глаукофановых сланцев, известняков (ϵ_{1-3} , O_3) и базальтов (ϵ_1); 7.2 – мономиктовый); 8–11 – отложения неоавтохтона: 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки с кораллами $O_3a\delta$ слоев с *Holorynchus giganteus*, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов (O_3), 11 – алевролиты и песчаники (S_1); 12 – гранит-порфиры и фельзиты (D_2); 13 – основание доскладчатого покрова; 14 – орогенные разломы; 15 – границы геологических тел; 16 – элементы залегания; 17 – местонахождение конодонтов и кораллов

Если опереться на высокие концентрации Nb, Zr, Rb, Li базальтоидов, то можно предположить, что они являются производными глубинных мантийных плюмов.

Однако относительно низкие содержания MgO (2,46–1,34), Ni (<30), Cr (<11) фонотэфритов указывают на их образование в условиях высоких

Таблица. Химический состав (в мас. %) и содержания микроэлементов (в г/т) лланвирнских базальтоидов западного склона Агырекских гряд

№ пр	4	6	6а	7	613-1	613-2	613-3	613-4	613-5	613-60	613-71
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	48,63	50,22	49,90	43,70	49,60	48,60	50,80	50,30	46,00	49,50	48,40
TiO ₂	2,05	2,12	2,15	3,20	2,04	1,98	2,10	2,16	3,70	3,02	3,3
Al ₂ O ₃	15,32	15,68	15,62	13,52	16,20	15,50	16,20	16,90	15,30	14,05	15,20
Fe ₂ O ₃	4,14	4,94	5,25	6,17	4,78	6,00	5,30	7,28	5,10	5,8	7,83
FeO	4,29	3,70	3,91	4,06	3,71	2,61	4,32	2,81	3,42	1,58	3,31
MnO	0,13	0,10	0,09	0,14	0,12	0,13	0,13	0,10	0,13	0,13	0,14
MgO	2,01	2,20	2,31	5,18	2,06	1,34	2,46	2,16	3,4	2,39	2,57
CaO	6,84	5,29	5,18	9,12	5,39	6,70	4,23	5,44	8,82	9,02	6,50
Na ₂ O	2,56	3,12	3,30	2,58	1,06	3,58	2,04	3,58	3,16	3,78	3,28
K ₂ O	6,24	6,08	5,60	2,58	8,52	5,42	6,80	3,30	3,40	2,99	2,70
P ₂ O ₅	1,08	1,12	1,10	0,94	1,05	1,64	1,08	1,12	0,69	0,49	0,77
П.п.п	5,65	4,28	4,39	7,35	4,66	6,05	4,10	4,00	6,93	6,69	5,01
Сум.	98,94	98,85	98,80	98,82	99,19	98,95	99,56	99,15	100,05	99,44	99,01
CO ₂	3,37	2,05	1,93	4,39	2,33	4,05	1,23	0,97	4,14	4,49	2,20
Собщ.	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
f	69,1	67,5	67,7	51,0	68,6	77,0	67,5	70,9	56,9	61,5	69,3
Li	<10	<10	<10	35	15	<10	15	20	25	20	20
Rb	72	75	65	30	75	47	70	35	30	40	35
Y	20	37	37	24	30	40	33	34	30	32	34
Zr	520	540	510	350	710	730	760	680	370	660	400
Nb	54	56	55	35	30	65	65	50	35	64	48
Cr	12	11	11	160	10	11	10	11	30	98	10
Ni	36	32	30	140	29	23	25	30	60	54	50
Sr	210	350	340	400	160	190	200	610	480	390	360

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ПГО «Центрказгеология»: 1–3, 5–7 – фонотефриты; 4, 9 – тефриты; 8, 10, 11 – трахибазальты.

концентраций флюидов хлора. Последние стабилизируют ферришпинеливую фазы и способствуют выносу магния, никеля и хрома из базальтового расплава и стабилизации хромшпинеливой фазы в остаточном ультраосновном расплаве [8]. Это дает основание предполагать, что на раннем этапе магматизма мантийный диапир находился в области влияния

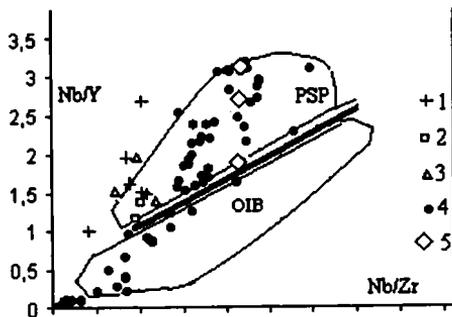


Рис. 2. Диаграмма Nb/Y-Nb/Zr

1–3 – лланвирские калиевые базальтоиды Агырекских покровов: 1 – фонотефриты (полевошпатовые), 2 – тефриты (базальтоидные), 3 – трахибазальты, 4,5 – вулканы суперплюмов: 4 – Анива, Сахалин; 5 – поднятия Шатского; Контурами показаны поля: PSP – Полинезийского суперплюма и OIB – базальтов океанических островов по: [9]

зоны субдукции, поставляющей не только морскую воду, обогащенную солями хлора, но и продукты плавления океанической плиты, о чем свидетельствуют высокие концентрации Nb, Zr, Rb, Li.

Тефриты и трахибазальты залегают, как правило, в верхах разреза. По отношению к фонотефритам они обогащены TiO_2 (<3,70), характеризуются постепенным повышением MgO (2,39–5,18), Ni (30–140), Cr (30–160) и понижением Nb (>35) и Zr (>350) вверх по разрезу. Это указывает, что по мере закрытия, отмирания зоны субдукции водонасыщенность пододвигаемой плиты постепенно понижается, это ведет к уменьшению роли флюидов хлора в магматических процессах, протекающих над зоной субдукции.

Выводу о надсубдукционной природе лланвирских базальтоидов гор Агырек не противоречат низкие концентрации Sr (160–480, 610), что ниже, чем в производных глубинных плюмов, как свидетельствует статистический анализ [9]. Это вывод также согласуется с величиной дискриминанты D1 <210, что значительно ниже предельных величин плюмовых океанических ассоциаций [1].

Литература

1. *Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В.Г и др.* Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т.1, № 6. С. 457–476.
2. *Степанец В.Г.* Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Караганда, 1990. С. 50–65.
3. *Степанец В. Г., Гридина Н. М., Кеммер А. Г.* Строение гор Агырек-Косгомбай и стратиграфия конседиментационных тектонических покровов (Центральный Казахстан) // Современные вопросы геологии: 2-е Яншинские чтения М.: Научный мир, 2002. С. 333–336.
4. *Hofmann A. W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V.385. P. 219–229
5. *Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Woolley A. R.* The construction of the total alkali-silica chemical classification of the volcanic rocks // Mineralogy and Petrology. 1992. V.46. P. 1–22.

6. *Meschede M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chem. Geol.* 1986. V.16. P. 207–218.
7. *Peccerillo A.* Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications // *Geology.* 1999. V.27. P. 315–318.
8. *Stepanov W. G., Kemmer A. G.* Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolites as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // *GEO2002, 2002.* № 21. S. 321–322.
9. *Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., Klaus A.* Geochemical evidence for amid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1998. V. 26, №.2. P. 151–154.

В Т. Съедин¹, Ю.И. Мельниченко¹, И.Н. Котляр²

Особенности строения и вулканизма хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море)

Хребет Кюсю-Палау (КП) в Филиппинском море протягивается от о-ва Кюсю к югу до архипелага Палау почти на 2700 км и разделяет его на две практически равные симметричные части – западную (Западно-Филиппинская котловина) и восточную (котловины Паресе-Вела и Сикокку). Хребет КП с севера на юг дважды меняет свое направление. После глубоководного бурения большинство геологов считают хребет КП остаточной островной дугой. По нашему мнению, хребет КП представляет собой сложное сочетание трех трансструктурных тектонических зон (линеаментов) различного простирания, которые являются составными частями регматической сети разломов Земли. В пределах этих линеаментов в кайнозой происходили активные тектономагматические процессы. Преобразованные в разной степени фрагменты этих линеаментов и представляют в настоящее время Северное (о-в Кюсю – 24° с.ш.), Центральное (23°–14° с.ш.) и Южное (14° с.ш. – о-в. Палау) звенья Кюсю-Палау. Наиболее изученной является южная часть хребта (12–17° с.ш.) в зоне его стыка с другой известной структурой Филиппинского моря – Центральным разломом. В конце прошлого века здесь проведены детальные полигонные геолого-геофизические исследования [1, 2].

Северный КП представляет собой фрагмент линеамента, который уверенно протягивается в северо-западном направлении с Филиппинского моря через Японские острова и Японское море в пределы континентальной суши. Основная часть хребта на этом отрезке представлена цепочкой отдельных возвышенностей. Некоторые из них образованы выведенными на поверхность интрузивными телами, сложными породами гранодиорит-гранитного натриевого ряда (тоналиты–плагиограниты). Согласно данным изотопного возраста (пять определений)

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

время формирования этих тел соответствует среднему эоцену – раннему олигоцену (31,2–48,5 млн лет). В некоторых местах Северный КП пересекается короткими хребтами субширотного простираения, имеющими наложенный характер. На двух из них подняты базальты и, скорее всего, эти хребты являются вулканическими сооружениями, состоящими из короткой цепи вулканов. По данным глубоководного бурения (скважина DSDP 296), вулканизм в них проявился в позднеолигоценовое время. Таким образом, в пределах Северного КП можно выделить два периода магматизма – эоценовый (формирование основного тела хребта) и позднеолигоцен-раннемиоценовый (образование наложенных вулканических сооружений). Материалы геолого-геофизических исследований позволяют предположить, что Северный КП представляет в настоящем остаточную глыбовую морфоструктуру (линейный горст) вулканического происхождения. Его формирование главным образом завершилось в эоценовое время. В период формирования соседней котловины Сикоку в позднеолигоцен-раннемиоценовое время эта морфоструктура активизировалась, подверглась тафрогенной деструкции и осложнена вулканическими сооружениями.

Центральный КП представляет собой фрагмент линеамента северо-восточного простираения. Некоторые геологи протягивают его разломные зоны через Идзу-Марианскую островную систему в северо-западную часть Тихого океана. Большая северная часть Центрального КП (23°–16°30' с.ш.) образована цепочкой отдельных возвышенностей. Они представляют собой вулканические сооружения, сформированные вдоль одной разломной зоны ССВ (15–27°) простираения. Имеющаяся информация не позволяет уверенно говорить о геологическом строении этой части Центрального звена КП. Скорее всего, образующие ее возвышенности представляют собой долгоживущие вулканические сооружения с толеит-щелочной эволюцией. Подобная вулканическая постройка, расположенная непосредственно на простираении северной части Центрального КП, изучена нами на 16°30' с.ш. Меньшая южная часть Центрального КП (16°30'–14° с.ш.) представляет собой сложное сочетание структур двух направлений. Первое (ЮЮВ-ССВ) унаследовано от северной части Центрального КП. Второе (меридиональное) согласуется с простираением Южного КП.

Южный КП является, по нашему мнению, фрагментом меридионального трансструктурного линеамента. Некоторыми авторами он протягивается вдоль 140° в.д. через Японские острова, Сахалин и Северо-Восток Азии в Арктику (подводный хребет Ломоносова). Западная граница этого линеамента в Филиппинском море, вероятно, и выражается структурой Южного КП. Южный КП отделяется от Центрального КП четко выраженной в рельефе вулканотектонической депрессией, расположенной в районе 14° с.ш. Сюда же к депрессии со стороны Западно-Филиппинской котловины подходят Центральный и Широтный разломы [3].

В зоне сочленения с Центральным разломом между 17°–12° с.ш. южный сегмент хребта представлен отдельными возвышенностями и впа-

динами, которые расположены на общем цоколе. Над прилегающими равнинами глубоководных котловин он возвышается до 1,5–2,0 км. Рельеф этой части хребта образован вулканическими постройками и вулканотектоническими депрессиями. Среди вулканических построек выделяется три типа: 1 – щитовые вулканы, 2 – стратовулканы 1-го типа (конусообразные вулканы), 3 – стратовулканы 2-го типа (куполообразные вулканы). Каждый тип вулканических построек в морфоструктуре хребта занимает определенное место, отражающее отдельную стадию и геодинамические условия его морфотектонического развития.

Щитовые вулканы представляют собой платообразные поднятия. Они расположены на 14° с.ш. в западной части хребта ближе к Западно-Филиппинской котловине и исключительно севернее стыка КП с Центральным разломом. Это наиболее крупные сооружения хребта. Их платообразные поверхности находятся на глубинах 3000–3500 м. На двух из них на фоне обширной выровненной поверхности были обнаружены локальные поднятия с превышением до 300 м с четко выраженными впадинами-кальдерами диаметром до 4–6 км. На щитовых вулканах подняты осадочные и вулканические породы. Последние представлены серией пород от базальтов до Na трахитов (48–64% SiO₂). Обломки базальтов иногда характеризуются пористой текстурой (до 15% объема) и наличием стекловатой корки закалывания. Это свидетельствует о близкповерхностном характере извержений. Базальты характеризуются высоким уровнем железа (до 16,5%), повышенным TiO₂ (в основном 1,2–1,7%) при умеренном уровне калиевого (K₂O до 1,6%). По своим особенностям базальты наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий или к толеитам гавайского типа. Считается, что такие вулканические породы образуются в зонах растяжения земной коры. Щитовые вулканы – наиболее древние сооружения этой части КП. Они вряд ли выходили на дневную поверхность. Их перекрывают осадочные породы, возраст которых на одном из вулканов по радиояриям (определение С.В. Точиной) соответствует маастрихту – раннему палеоцену (62,5–60,0 млн лет). Для вулканических пород, поднятых с двух других вулканов, получены определения изотопного возраста: базальт – 8,4±0,7 млн лет (ИГЕМ РАН); трахит – 30±3 млн лет, базальты – 12,0±4; 10,0±3; 9,0±2 млн лет (СВКНИИ ДВО РАН). Определения изотопного возраста указывают на наличие двух стадий вулканизма – позднеолигоцен-раннемиоценового и позднемиоценового. Вероятно, основная стадия формирования щитовых вулканов завершилась в позднем мелу. Их последующая активизация (кальдерная стадия) проявилась после значительного перерыва как минимум дважды – в позднем олигоцене и в позднем миоцене.

Конусообразные вулканы (стратовулканы 1-го типа) формируют основное тело хребта КП в интервале от 12° до 16° 20' с.ш. Севернее 14° с.ш. они всегда расположены восточнее щитовых вулканов, ближе к котловине Паресе-Вела. Их вершины характеризуются меньшими глу-

бинами, чем вершины щитовых вулканов. Севернее 14° с.ш. они располагаются на глубинах около 2000 м, а южнее 14° с.ш. – на значительно меньших глубинах (до 500м). Изучено около 10 построек вулканов этого типа. На них подняты вулканические, интрузивные, метаморфические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы, среди них – спекшился туфы и рифогенные известняки. Вулканические породы, поднятые на этих стратовулканах, формируют ряд пород от базальтов до риодацитов (48–72,5% SiO₂) и относятся к образованиям островодужного типа. Вулканизм такого типа отвечает режиму преобладающего сжатия. Время образования вулканитов островодужного типа на хребте определяется как позднеэоцен-раннеолигоценовое на основании данных по скв. DSDP 448. Такой возраст фиксируется по стратиграфическому разрезу и двум радиоизотопным определениям возраста базальтов (31,5 и 34,0 млн лет). Вероятно, стратовулканы этого типа формировались в позднеэоцен-раннеолигоценовое время в режиме преобладающего сжатия. Набор пород указывает на то, что их вершины когда-то были на поверхности, а извержения протекали в условиях суши. Позднее вулканы погрузились под воду до современного уровня.

Куполообразные вулканы (стратовулканы 2-го типа) образуют отдельные возвышенности и короткие хребты. Они приурочены к структурам близширотного (СВ 50–70°) простирания. Они трассируют разломные зоны, пересекающие хребет практически вкрест простирания. Постройки этих вулканов достоверно установлены в районе 14° и 16° 30' с.ш. На них подняты вулканические, вулканогенно-осадочные и осадочные породы. Вулканические породы формируют ряд от базальтов до К-На трахитов (48–62% SiO₂) и относятся к образованиям щелочного типа. Такие породы формируются в условиях растяжения. На основании двух изотопных определений возраста – 30,0 ± 3 млн лет (базальт, СВКНИИ) и 25,6 ± 1,2 млн. лет (трахит, ИГЕМ) – образования этих вулканов относятся к позднеолигоцен-раннемиоценовому времени. Высокая (до 40%) пористость базальтов и признаки подводных излияний в породах свидетельствуют о близповерхностном подводном характере извержений. Эти вулканы, скорее всего, никогда не выходили на поверхность. Формирование построек этих вулканов происходило в условиях растяжения и отражает, вероятно, начальную стадию тафрогенной деструкции хребта КП. Как и на Северном КП, она совпадает с первыми эпизодами рифтогенеза котловин Сикоку и Паресе-Вела.

Литература

1. Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Точилина С.В. Особенности строения и эволюции южной части хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море) // Геология морей и океанов: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1999. Т. 2. С.362–363.
2. Melnichenko Y. et al. Geomorphologic characteristics of the Kyushu-Palau Ridge, Philippine Sea. // Z. Geomorphologie. 1999. V.118. P.183–192.
3. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Широтный разлом Филиппинского моря // Геология морей и океанов: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2001. Т.1. С.212–213.

Каледонский коллизионный ороген Скандинавии: история становления

Введение. Каледонский сложнопостроенный складчатый пояс является одним из наиболее детально изученных коллизионных орогенов, образованных в результате столкновения двух континентальных плит относительно крупной Лаврентии и небольшой Балтики в палеозое. Длина складчатого пояса составляет почти 2000 км, а ширина в обнаженной части до 300 км. Полоса надвигов в шельфовой части Норвежского моря продолжается на запад еще на 200–300 км. Высота гор достигает почти 2,5 км, однако это не реликты древних палеозойских хребтов, они образовались в ходе поднятия сопряженного с открытием Гренландского и Норвежского морей в третичный период. Ороген состоит из ряда аллохтонов, перемещенных с СЗЗ на многие сотни километров на ВЮВ, на платформенные образования Балтоскандинавской границы [4,5,7].

Основные черты строения Каледонского орогена Скандинавии. Скандинавские каледониды целиком перемещены и состоят из бесчисленного количества надвиговых пластин различного происхождения и метаморфической переработки (до эклогитовой фации). Постепенное сближение двух континентов, Балтики и Лаврентии, в результате привело к их столкновению и к субдукции края Балтики под Лаврентию во временном интервале поздний силур – ранний девон [4]. К Балтике были собраны вместе различные шельфовые и миогеосинклинальные образования пассивного края Балтоскандии, а также океанические и островодужные террейны океана Япетус и инородные террейны. Все они составляют пакеты аллохтонных пластин, перемещенные далеко на ВЮВ на кристаллические образования архея и протерозоя Фенноскандинавского щита и на покрывающий их маломощный (обычно менее 200 м) чехол из вендско-кембрийских осадочных пород в автохтонном залегании [1]. Весь коллизионный ороген разделяется на четыре крупных аллохтона, каждый из которых состоит из множества надвиговых пластин [5,7]. В состав пластин часто включены линзы и участки докембрийских комплексов, нередко с чехлом осадочно-вулканогенных пород протерозойского и палеозойского возраста [10].

Проведенные в последние 30–35 лет исследования показали, что нижний и средний аллохтон представлены в основном пластинами шельфовой зоны и окраины континента Балтика. Здесь присутствуют породы осадочного чехла с возрастом от венда до силура: аркозы, кварциты, граувакки, алевролиты, сланцы, филлиты, известняки, доломиты и тиллиты вместе с различными метаморфическими и магматическими породами среднего и раннего протерозоя и архея. Среди них встречаются

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония

ся слюдястые сланцы и гнейсы, графитистые сланцы, мраморы, кварциты, эклогиты; составы интрузивных пород меняются от кислых до ультраосновных, вулканических – от основных до кислых [7].

Верхний аллохтон содержит ассоциации океанического дна, краевых бассейнов и вулканических дуг переходной зоны континент–океан, представленные неопротерозойскими и раннепалеозойскими гранат-слюдястыми сланцами, кварцитами, мраморами, амфиболитами, метадолеритами, включая комплекс параллельных даек, ультраосновными породами, габбро и эклогитами, а также более древними магматическими породами, которые были перемещены сюда с неопределенных мест океана Япетус. Самый верхний аллохтон состоит из инородных надвиговых пластин, которые раньше принадлежали континенту Лаврентия [11]. Магматические породы имеют нижнепалеозойский возраст и состав от гранитов до ультраосновных, включая комплекс параллельных даек. Метаморфизованные осадочные породы представлены слюдястыми сланцами и гнейсами, мраморами, кварцитами, конгломератами и амфиболитами [7]. Самыми молодыми породами зоны каледонид Скандинавии являются девонские и частично силурийские красноцветные песчаники и конгломераты района Хорнелен, которые представляют собой новый автохтон в виде отложений межгорных грабенов [6].

Основные этапы развития каледонид Скандинавии. Хотя надвиговое строение каледонид Скандинавии было известно уже более 120 лет назад [4], еще в конце 60-х годов прошлого столетия считали, что все складчато-надвиговые деформации происходили здесь в один главный этап, кульминация которого пришла на конец силура – начало девона [4,11 и др.]. Сейчас в истории становления орогена установлено до пяти последовательных фаз [2,11 и др.].

Считается, что 1000–1100 млн. лет тому назад формировался суперконтинент Родиния, частью которого была Протобалтика. Хотя около 800 млн лет назад начался распад Родинии, Балтика осталась соединенной с Лаврентией до того момента, пока их не разделил океан Япетус. Океан начал образоваться сначала между Лаврентией и Южной Америкой, постепенно распространился к северу и в период 570–550 млн. лет назад разделил Балтику и Лаврентию [2].

Финмаркенская фаза проявилась на севере Норвегии, ее максимум приходился на этап в 505 млн лет назад, когда метаморфизм достиг эклогитовой фации. В это время край Балтики столкнулся с вулканической дугой, образованной над зоной субдукции, погружающей в сторону моря [10]. Максимальной ширины океан Япетус достиг только на границе кембрия и ордовика, около 490 млн лет назад [2].

Трондхеймская фаза происходила во временном интервале 480–475 млн. лет и отмечала следующий важный этап деформаций и метаморфизма орогена, включая обдукцию офиолитов и метаморфические парагенезисы голубых сланцев. В это время Балтика начала вращаться против часовой стрелки и постепенно отделилась от Сибири [11].

Таконская фаза проявилась лучше всего в самом верхнем аллохтоне в террейнах Кели, где в центральной Норвегии впервые и были выделены [11]. В юго-восточной Норвегии, в районе Бергена, аккреция офиолитых и дуговых комплексов на континентальный край осуществилась в период 470–465 млн лет и считается связанной с этой фазой [9]. Среднеордовикская таконская фаза происходила одновременно с грампианскими деформациями в Северной Британии и в Ирландии [12].

Скандская фаза является основной фазой, которая придала каледонским аллохтонам Скандинавии характерные черты [3]. Ее рассматривают как результат косой коллизии между плитами Балтика и Лаврентия в период от позднего силура до раннего девона. Она включала в себя субдукцию Балтоскандинавского края Балтики под континент Лаврентия. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о том, что время скандских деформаций существенно различается как поперек орогена, так и по латерали. Эта разновременность выростала из характера и последовательности самого процесса: сначала произошла косая коллизия между островными дугами, затем выступающими мысами континентальных плит и блоками континентов. Изотопные исследования, которые были проведены в Западном гнейсовом регионе, показали, что как субдукция гнейсов до глубины 125 км около 407 млн лет назад, так их эксгумация были очень быстрыми процессами. Метаморфизм и деформации в любом из отдельно взятых точек орогена не продолжались более 10 млн лет [11,13]. В скандские деформации был охвачен весь орогенный пояс, включая и те участки, где проявились более ранние движения.

В районе Кильписъярви, где скандские деформации были единственными, они проявились в условиях зеленосланцевого метаморфизма, во всех породах образовались линейная ориентировка по движению надвиговых пластин, продольные и поперечные складки, а также пластовые, продольные и поперечные системы тектонических трещин. В автохтоне, в основании надвигов эти деформации совсем не проявлены [1].

Солундская фаза деформаций проявляется в южной части каледонид и связана сменой режима сжатия на растяжение в период 405–395 млн лет назад. В это время в надвигах образовались открытые складки, а в межгорных грабенах формировался новый девонский автохтон [8,11].

Заключение. Сложная история становления Каледонского орогена Скандинавии заняла более 110 млн лет и богата различными деформационными и метаморфическими событиями, которые хорошо подтверждены геологическими фактами и геохронологическими данными. Этот опыт может быть использован при трактовке внутреннего строения и истории становления более древних складчатых поясов, особенно раннедокембрийских.

Полевые работы в районе Кильписъярви-Халти были проведены в 2002–2003 гг. при финансовой поддержке LAPBIAT (гранта HPRI-CT-2001-00132), подготовка–доклада при поддержке Научного фонда Эстонии, грант № 5921.

Литература

1. Сыстра Ю.Й. // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 248–251. (Материалы XXXIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
2. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. // Earth.Sci. Rev. 2005. V.72. P. 39–66.
3. Gee D.G. // Am. J. Sci. 1975. 275A. P. 468–515.
4. Gee D.G. Europe: Scandinavian Caledonides (with Greenland) // Encyclopedia of Geology. Elsevier. 2005. V.2. P. 64–74.
5. Gee D.G., Kumpulainen R., Roberts S., Stephens M.B., Thon A., Zachrisson E. Scandinavian Caledonides: Tectonostratigraphic map 1:2 000 000. 1985. SGU BA 35.
6. Fossen H., Dallmeyer, R.D. // Tectonophysics. 1998. V. 285. P. 119–133.
7. Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V., Nordgule O., Wenneström M., Korhonen J. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. 2001.
8. Krabbendam M., Dewey J.F. // Geol. Soc. Ldn Spec. Publ. 1998. V. 135. P. 159–181.
9. Pedersen R.B., Furnes H. // J.Geodyn. 1991. V. 13. P. 183–203.
10. Rice A.H.N., Frank W. // Tectonophysics. 2003. V. 374. P. 219–236.
11. Roberts D. // Ibid. 2003. V. 365. P. 283–299.
12. Soper N.J., Ryan P.D., Dewey J.F. // J. Geol. Soc. Ldn. 1999. V. 156. P. 1231–1236.
13. Terry M.P., Robinson P., Hamilton M.A., Jercinovic M.J. // Amer. Miner. 2000. V. 85. P. 1651–1664.

Д.А. Тараско¹, В.А. Симонов¹, А.В. Котляров¹

Магматические комплексы Тесхемского и Чонсаирского участков в истории формирования Агардагского палеобассейна

Агардагская офиолитовая зона (Южная Тува) расположена на северо-западном обрамлении Сангиленского блока, входящего в состав Тувино-Монгольского микроконтинента.

В Агардагской офиолитовой зоне можно выделить четыре основных участка, располагающихся последовательно с запада на восток и содержащих различные фрагменты палеоокеанической коры: Агардагский, с преобладанием гипербазитов основания офиолитов; Карашатский, представленный дунит–верлит–пироксенитовым комплексом + габбро + дайковые серии; Тесхемский – дайки + лавы (кускунугская толща); Чонсаирский – габбро + дайковый комплекс (чонсаирская толща) [4].

Особое внимание было уделено изучению Тесхемского и Чонсаирского участков, в исследовании которых был использован комплексный подход: в том числе, с применением дистанционных методов (или данных дистанционного зондирования). К многозональным снимкам AS-TER применялся многоуровневый подход, начиная с предварительной обработки, классификации, и заканчивая преобразованием изображений по трем каналам видимого и ближнего инфракрасного диапазона VNIR и шести каналам коротковолнового инфракрасного диапазона SWIR.

¹ Институт геологии ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

Как подтверждение целесообразности использования дистанционного метода на этой территории, были выделены линейные (дайковые тела, разрывные нарушения) и складчатые структуры. При дальнейшем дешифрировании исследуемого района наиболее удачный результат был достигнут при работе методом минимального расстояния (*minimum distance*), способом классификации с обучением по эталонным участкам [3]. Это позволило составить обновленную схему геологического строения данных участков, выяснить особенности взаимоотношений слагающих их структур.

Петрогеохимические исследования магматических комплексов Тесхемского и Чонсаирского участков позволили интерпретировать формирование и развитие Агардагского палеоокеана в венд-кембрийский период.

В целом, при формировании комплексов пород на Тесхемском участке фактически действовали две основные магматические системы. Одна тесно связана с образованием офиолитовых габбро-гипербазитовых расчлененных ассоциаций, а в ходе эволюции другой системы происходило формирование дайковых серий и лав в эффузивно-осадочных толщах [2]. Что касается Чонсаирского участка, то здесь установлено сходство магматических систем офиолитов с магматизмом типа N-MORB.

В целом, Агардагский палеобассейн формировался в ходе рифтогенно-спрединговых процессов в результате вендского (570 млн лет) растяжения, приуроченного к рифтогенной пассивной окраине Сангиленского микроконтинента при развитии структур Красноморского типа. Причем, эволюция магматических систем при формировании бассейна происходила при участии высокотитанистых расплавов типа «OIB» с формированием на заключительном этапе коры океанического типа и расплавов N-MORB [1].

Литература

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9.
2. Котляров А.В., Симонов В.А., Тараско Д.А., Колмогоров Ю.П. Новые данные по геохимии пород Тесхемского участка, Агардагской офиолитовой зоны (Южная Тува): Тез. докл. Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: НГУ – ОИГГМ СО РАН, 2004. С. 95–96.
3. Тараско Д.А., Котляров А.В., Симонов В.А. Строение Тесхемского участка Агардагской зоны в Южной Туве: данные дистанционного зондирования // Металлогения древних и современных океанов – 2005.. Миасс: ИМин УрО РАН. 2005. С. 163–164 (Материалы XI научной студенческой школы; Т. 2).
4. Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I., Kroner A., Todt W. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.

Опыт прогнозирования сейсмичности на основе компьютерной программы распознавания образа «СКИД-прогноз»

Компьютерная технология комплексного анализа геолого-геофизических данных по программе «СКИД-прогноз» разработана сотрудниками отдела математических методов ВостСибНИИГГиМСа [4]. В течение многих лет она использовалась для прогнозирования различных объектов минерального сырья [1,2]. Составлены карты прогноза на золото территорий юга восточно-азиатской части России (масштаб 1:500 000), на комплекс полезных ископаемых – территорий Иркутской и Читинской областей, Бурятии и, частично, Монголии (1:500 000 – 1:200 000). Проведенные на ряде объектов заверочные работы подтвердили высокую степень достоверности прогнозов.

Информационную базу данных программы составляют 47 специальных карт, разносторонне и равнопредставительно характеризующих признаковое пространство типовых (эталонных) объектов и исследуемых территорий.

Информация с карт снимается на матрицу с географическими координатами точек, расположенных по сети 0,5x0,5 см в масштабе карт. Аналогичным способом готовится информационная база данных по типовым (эталонным) объектам, расположенным как внутри исследуемого района, так и вне его.

Операции по прогнозированию начинаются с изучения признакового пространства эталонных объектов. Для них определяется значимость каждого признака в отдельности и комбинаций признаков в сочетаниях по два и по три. При 100%-м участии признака или его комбинаций с другими признаками информативность приближается к 1.0.

Методика прогнозирования предусматривает процедуру его оценки на достоверность. Она заключается в многовариантности прогнозов по разным эталонным объектам и их комбинациям, в первую очередь, по районам с хорошо разведанными месторождениями.

В результате исследований отчетливо проявилась и получила объяснение известная зависимость: с различными типами строения земной коры закономерно соотносятся определенные объекты минерального сырья.

Для прогнозирования сейсмичности использована вышеохарактеризованная база данных. В качестве эталонных (рис 1) приняты эпицентральные части землетрясений, произошедших в регионе в 1957–1999 гг.³ Установлено, что все эти объекты характеризуются общностью признаковых пространств. Для них наиболее специфичны признаки глубин-

¹ ООО «Уралсибгео», Иркутск, Россия

² Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

³ Информация о параметрах землетрясений представлена сотрудником ИЗК СО АН д.г.-м.н. В.С. Имаевым

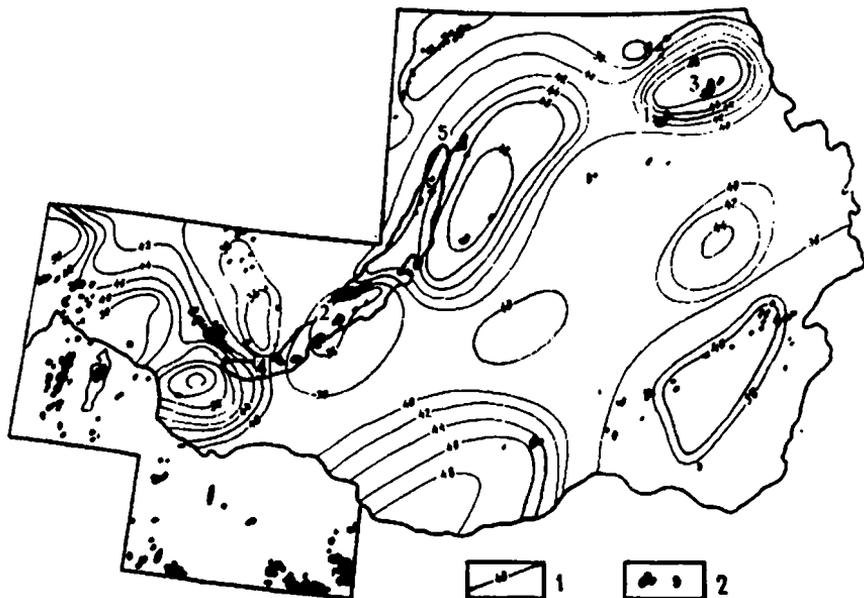


Рис. 1. Прогнозная карта сейсмичности Прибайкальского региона.

1 – изолинии глубин залегания поверхности Мохоровичича, км; 2 – сейсмоопасные участки, в том числе известные (использованные в качестве эталонных): 1 – Муйский; 2 – Среднебайкальский; 3 – Чарский; 4 – Южно-Байкальский; 5 – Северо-Байкальский.

ного строения и морфометрии современного рельефа. Вместе с тем, эпицентры землетрясений существенно различаются по значимости отдельных признаков и их комбинаций, что видно из сопоставления признаков моделей двух близрасположенных эпицентров, Среднебайкальского и Южно-Байкальского (таблица).

В связи с этим можно говорить об относительной уникальности геолого-геофизических моделей каждого сейсмоактивного объекта и этим объяснять прерывисто-локальный характер их расположения в рассматриваемом регионе. Совмещение прогнозируемых сейсмоактивных объектов с различными картами информационной базы данных не обнаруживает между ними явно выраженных закономерных соотношений. Сравнительно более заметен их контроль элементов строения поверхности Мохо (см. рис. 1).

Учитывая, что гипоцентры землетрясений могут располагаться на глубинах до 60 км от земной поверхности, логично предполагать связь сейсмичности с процессами, происходящими на планетарном уровне. Авторы связывают землетрясения с процессами перестройки фигуры Земли, обусловленными изменениями положения её оси вращения [3].

Таблица. Информативность признаков Среднебайкальского (СБ) и Южно-Байкальского (ЮБ) землетрясений

Информативность			Информативность сочетаний трех признаков							
Признаки	СБ	ЮБ	Признаки			Информативность	Признаки			Информативность
			СБ				ЮБ			
			26	0,567	0,309	26	22	25	0,802	24
21	0,517	0,311	26	22	4	0,789	24	28	21	0,870
29	0,456	0,417	26	22	27	0,785	24	28	26	0,8865
22	0,398	0,366	26	22	6	0,780	24	28	34	0,828
31	0,310	0,556	26	22	41	0,774	24	28	31	0,821
24	0,294	0,345	26	22	1	0,772	24	28	45	0,819
32	0,174	0,510	26	22	28	0,769	24	28	41	0,819
44	0,252	0,362	26	22	30	0,761	24	28	22	0,815
33	0,252	0,391	26	22	34	0,759	24	28	33	0,810
23	0,241	0,469	26	22	24	0,751	24	28	32	0,809
42	0,207	0,320	26	22	21	0,740	24	28	42	0,805
34	0,196	0,239	26	22	29	0,738	24	28	29	0,804
45	0,158	0,294	26	22	31	0,727	24	28	44	0,803
43	0,138	0,202	26	22	23	0,727	24	28	46	0,800
46	0,130	0,290	26	22	32	0,726	24	28	30	0,792

Примечание. Номера и содержание признаков в таблице: 1 – ориентированность полей Δg ; 4 – ориентированность складчатых структур; 6 – плотность разрывных нарушений; 21 – Δg ; 22 – $\Delta T(a)$; 23 – современный рельеф; 24 – поверхность Мохо; 25 – Δg стандарт; 26 – Δg среднестатистическое; 27 – Δg вторые разности; 28 – $\Delta T(a)$ стандарт; 29 – $\Delta T(a)$ среднеарифметическое; 30 – $\Delta T(a)$ вторые разности; 31 – рельеф стандарт; 32 – рельеф среднеарифметическое; 33 – рельеф вторые разности; 34 – поверхность Мохо стандарт; 41 – 46 – коэффициенты корреляции: 41 – Δg – $\Delta T(a)$; 42 – Δg – современный рельеф; 43 – Δg – поверхность Мохо; 44 – $\Delta T(a)$ – рельеф; 45 – $\Delta T(a)$ – поверхность Мохо; 46 – рельеф поверхность Мохо

Согласно палеомагнитным данным (рис 2), угловая скорость миграции полюсов и земной оси составляет $0,34^\circ$ в 1 млн лет. Именно этим обуславливаются процесс непрерывающегося изменения фигуры Земли, соответствующие циклически меняющиеся возрастание напряженности в земной коре и её разрядка, проявляющиеся в смене планов деформаций и в виде землетрясений.

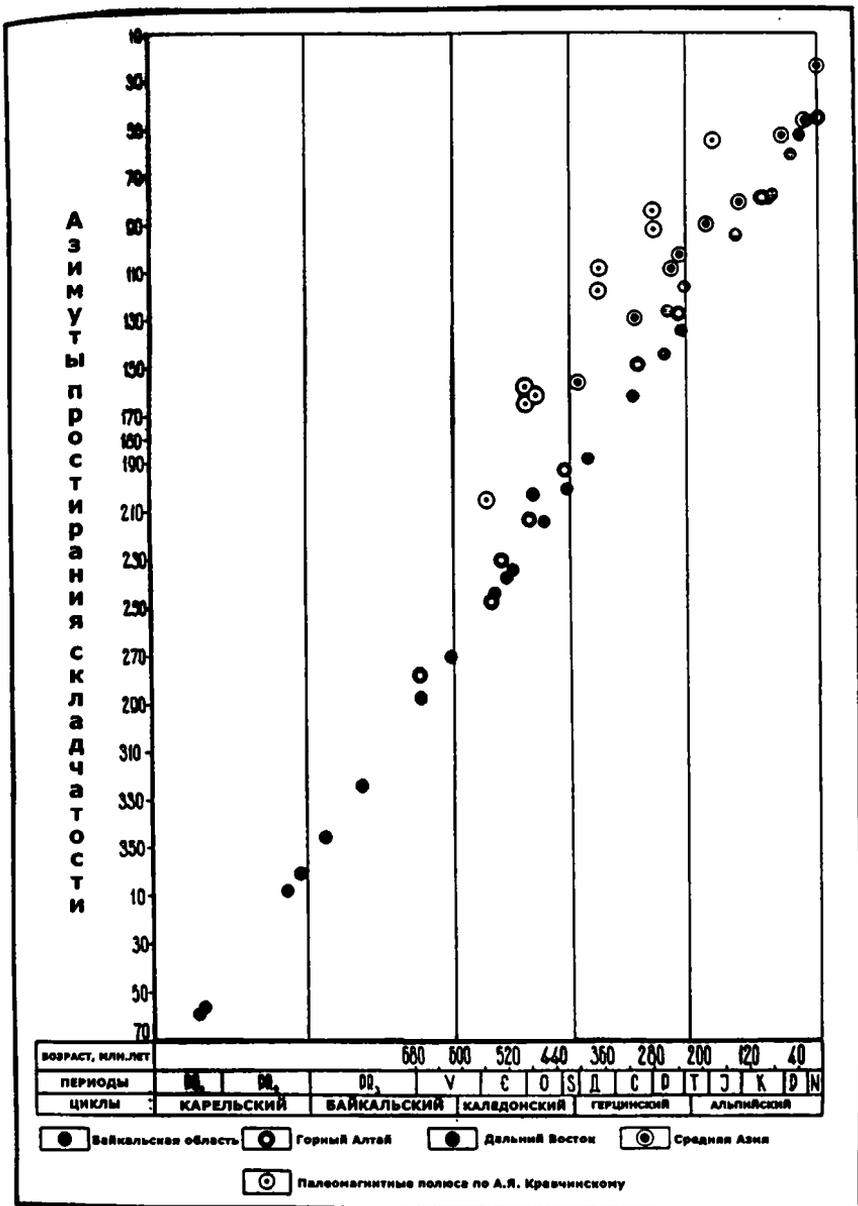


Рис. 2. Диаграмма простираний складчатости в тектонических областях России и Средней Азии

Выявлено три главные зоны современной сейсмичности: Восточно-Саяно–Северо-Монгольская, Байкальская и Южно-Становая. Наиболее напряженной (насыщенной участками прогнозной сейсмичности) является Саяно-Монгольская сейсмическая зона СЗ простираения, построенная из ряда кулисно расположенных меридиональных сейсмических зон более высокого порядка, одной из которых является Хубсугульская. Менее напряженная Байкальская сейсмическая зона СВ простираения также построена из ряда кулисно расположенных меридиональных сейсмических зон, ограниченных с юго-востока Северо-Становой зоной разломов и ее юго-западным продолжением по южному ограничению Байкальской рифтовой зоны (Байкало-Баргузино-Муйский тектонический шов). Более узкая Южно-Становая сейсмическая зона СВ простираения протягивается вдоль южного края Алдано-Станового щита и Малхано-Яблонового поднятия Забайкальской ветви Урало-Монгольского подвижного пояса. Практически полное отражение в выявленной системе сейсмических зон новейших рифтовых структур в виде отдельных преимущественно меридионально ориентированных цепочек определяется общим рифтогенным режимом территории в условиях преимущественно широтного растяжения. Рифтовые структуры в неоднородной геологической среде формируются как элементы более крупных зон сдвиговых деформаций – правосдвиговой Элементно-Саяно–Северо-Монгольской и левосдвиговых Байкальской и Южно-Становой.

Литература

1. *Тверитинов Ю.И.* Опыт «компьютерного» прогнозирования полезных ископаемых в Восточной Сибири // Труды VI Международного симпозиума по использованию математических методов и компьютеров в геологии и металлогении. Прага, октябрь 1997, МА 20.
2. *Тверитинов Ю.И.* Опыт прогнозирования месторождений полезных ископаемых с использованием компьютерной программы распознавания образа «СКИД-ПРОГНОЗ» //Полярный Урал – Стратегия освоения (Труды II Полярно-Уральской научно-практической конференции). Тюмень, 2004. С. 252–263.
3. *Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю.* Геодинамика тектонических перестроек // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 71–82.
4. *Чагин М.М., Хомякова А.Н.* Компьютерная технология комплексного анализа данных: В 2 ч. Иркутск, 1995. Ч.1. 45 с.; Ч.2. 40 с.

Т.Ю. Тверитинова¹, А.В. Викулин^{2,3}

Вихревые системы литосферы

Проблема вихревых структур в геологических процессах, впервые обозначенная Ли Сы-гуаном [4], получила в последние годы новое развитие [1, 6–8 и др.]. Вихревые структуры возникают в тектоносфере

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

³ Камчатский государственный университет, Петропавловск-Камчатский, Россия

в процессе ее самоорганизации [5] и являются такими структурами, которые «не могут быть созданы внешними источниками движения в виде дрейфующих материков или смещений по планетарным разломам» [7]. По нашему мнению, эти структуры литосферы Земли представляют собой один из примеров известных вихревых движений вещества при различных физических состояниях и различных пространственно-временных масштабах и отражают свойство любого элемента Вселенной иметь «спин», т.е. момент количества «собственно-го» вращательного движения. Это понятие «собственного вращательного движения» отличается от Эйлерового вращения, соответствующего в тектонике поступательному перемещению литосферных плит вдоль сферической поверхности.

Вихревые структуры на геологических и тектонических картах проявляются «закрученными» спиралевидными («нарушенными» кольцевыми, дуговыми и радиальными) структурно-кинематическими и тектодинамическими рисунками внутри блоков литосферы, а также вдоль их границ в виде разновозрастных систем сдвиговых деформаций. Границы литосферных плит разного типа можно рассматривать как планетарные зоны сдвиговых деформаций (рис. 1). Для дивергентных границ плит примером правосдвиговой трансформационной зоны является рифтовая система Срединно-Атлантического хребта (рис. 1а), конфигурация которой требует правостороннего смещения разделяемых ею плит или их относительного вращения против часовой стрелки. Для конвергентных границ примером левосдвиговой трансформационной зоны является конвергентная система Средиземноморско-Гималайского альпийского складчатого пояса – зоны левостороннего Тетического кручения [3] (рис. 1б), строение которой не может быть объяснено только одним поперечным сжатием и требует привлечения механизма левостороннего сдвига или вращения по часовой стрелке плит Северного полушария относительно плит Южного. Если для дивергентных границ литосферных плит главный структурный рисунок их организации определяется достаточно четко, то более сложные, вследствие пространственно-временных неоднородностей литосферы, структурные рисунки конвергентных границ литосферных плит сочетают в себе признаки разнонаправленных движений. Это характерно как для Средиземноморско-Гималайского, так и для Тихоокеанского подвижных поясов. В условиях общепланетарного полярного меридионального сжатия на участках СВ простираения большинства границ литосферных плит преобладают признаки левосдвиговых смещений, на участках СЗ простираения – правосдвиговых. Вместе с тем, в условиях общепланетарных напряжений и деформаций литосферы региональные напряжения и деформации отличаются от общепланетарных вследствие автономного развития структур. Анализ распределения деформаций различного кинематического типа вдоль современных границ плит показывает, что для рифтовых зон вне зависимости от их ориентировки более характерны правосдвиговые

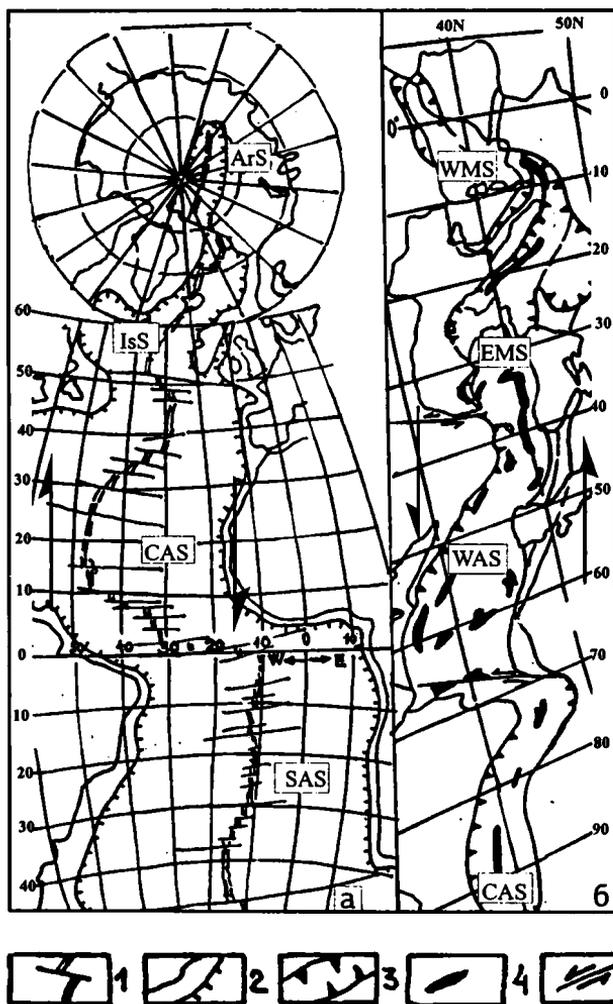


Рис. 1. Срединно-Атлантическая рифтовая зона как планетарная зона правого сдвига (а) и Средиземноморско-Гималайский альпийский пояс как планетарная зона левого сдвига (б):

1 – рифтовая зона и трансформные разломы; 2 – граница континентальной и океанической коры; 3 – краевые надвиги Средиземноморско-Гималайского альпийского пояса; 4 – главные офиолитовые структуры; 5 – крупные континентальные сдвиги. Буквами обозначены сегменты Срединно-Атлантического (ArS – Арктический, IsS – Исландский, CAS – Центрально-Атлантический, SAS – Южно-Атлантический) и Средиземноморско-Гималайского (WMS – Западно-Средиземноморский, EMS – Восточно-Средиземноморский, WAS – Западно-Азиатский, CAS – Центрально-Азиатский) поясов.

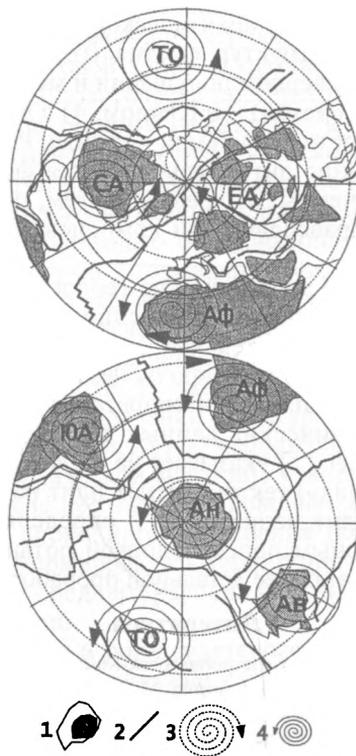


Рис. 2. Система литосферных плит и связанные с ними вихревые структуры
 1 – контуры континентов и древние платформы в их пределах; 2 – линейные структуры сжатия и растяжения по границам литосферных плит; 3,4 – вихревые структуры: 3 – полярный правозакрученный вихрь, 4 – литосферные левозакрученные вихри. Литосферные плиты: СА – Северо-Американская; ЮА – Южно-Американская; ЕА – Евразийская; Аф –Африканская; Ан – Антарктическая; ТО – Тихоокеанская, Ав – Австралийская

смещения, в то время как вдоль двух главных конвергентных зон (Тихоокеанского и Средиземноморско-Гималайского подвижных поясов) вне зависимости от существования механизма меридионального сжатия более характерны левосдвиговые смещения.

Для объяснения наблюдаемой картины распределения структурных рисунков на поверхности Земли выдвигается гипотеза о взаимодействии в литосфере общепланетарной правозакрученной полярной вихревой системы деформаций и противодействующих ей региональных «внутренних» левозакрученных вихревых систем (рис. 2). Правозакрученная полярная вихревая система проявляется в виде: 1) приэкваториальной зоны левосдвигового Тетического кручения; 2) левосдвиговых зон широтного простираения более высоких северных и южных широт (лево-

сдвиговая система Циркумантарктического океана и др.); 3) преобладания меридиональных структур сжатия (горно-складчатых сооружений, зон субдукции) в Северном полушарии и меридиональных структур растяжения (рифтовых систем) – в Южном; 4) в северо-западной ориентировке форм поверхности ядра Земли и геоида. Реакцией на общее правостороннее закручивание литосферы является формирование ряда региональных левозакрученных вихревых систем, определяющих появление дополнительной правосдвиговой компоненты вдоль активных тектонических границ.

Экспериментальные и теоретические геологические и тектонические данные [4,5,7] подтверждают наше предположение о том, что механизмы, определяющие вращательное движение блоков литосферы, действительно имеют собственную природу, независимую от Эйлераового перемещения литосферных плит. Интерпретация в рамках развиваемого подхода геолого-геофизических данных для вращающихся микроплит Пасха и Хуан-Фернандес [2] указывает на то, что процесс «зарождения» (и, очевидно, «отмирания») тектонических плит на планете в геологическом смысле происходит непрерывно и определяется самосогласованным упругим планетарным полем волновой ротационно-обусловленной природы. Вопрос требует более детальной проработки в дальнейшем.

Литература

1. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. 297 с.
2. Геолого-геофизический атлас Тихого океана. М.; СПб: Межправительственная океанографическая комиссия, 2003. 120 с.
3. *Кэрри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной: История догм в науках о Земле / Пер. с англ. М.: Мир, 1991. 447 с.
4. *Ли Сы-гуан.* Вихревые структуры Северо-Западного Китая. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1958. 132 с.
5. *Лукьянов А.В.* Нелинейные эффекты в моделях тектогенеза // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
6. *Мелекесцев И.В.* Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.
7. *Слензак О.И.* Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наук. думка, 1972. 182 с.
8. Тектоника и геофизика литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. 368 с.; Т. 2. 378 с. (Материалы XXXV Тектонич. совещ.).

Ал.В. Тевелев¹, Н.В. Правикова¹

Судетский тектогенез на Южном Урале: масштабы и роль в формировании структуры Восточно-Уральской мегазоны

В структуре Восточного Урала традиционно выделяются две мегазоны: Магнитогорская и Восточно-Уральская, разделенные практически на

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

всем протяжении узкой шовной зоной сдвиговой природы (Уйско-Новооренбургской). От Зауральских структур Восточный Урал отделен Копейской шовной сдвиговой зоной. Судетская (внутривизейская) фаза тектогенеза фиксируется практически повсеместно в пределах Восточно-Уральской мегазоны по резкому несогласию в основании терригенно-карбонатной толщи поздневизейско-серпуховского возраста. В Магнитогорской мегазоне, напротив, несогласие четко не выражено, но судетская фаза косвенно проявлена в завершении вулканической деятельности и начале повсеместного карбонатного осадконакопления. Упомянутое несогласие отмечалось многими исследователями, проводившими крупномасштабное геологическое картирование еще в 70-е годы прошлого века, однако принципиального значения ему не придавалось [1]. Новые данные, полученные в последние 10–12 лет при проведении среднемасштабного геологического доизучения [2, 3], указывают на существенную роль судетского тектогенеза в формировании структуры Восточного Урала.

Судетская фаза характеризуется кардинальной перестройкой всей структуры Восточно-Уральской мегазоны и внедрением синколлизийных гранитоидов. После нее наступил довольно продолжительный (около 10 млн лет) этап спокойного прогибания (квазиplatformенный), в течение которого и сформировалась терригенно-карбонатная толща, перекрывавшая к началу среднего карбона весь Восточный Урал, включая и Магнитогорский прогиб.

Для анализа масштаба и роли судетского тектогенеза были построены обобщенные палеогеологические схемы и профили для различных временных срезов «предсудетского» и «послесудетского» времени: 1) конец фаменского века; 2) середина визейского века; 3) конец визейского века; 4) конец серпуховского века.

Строение Восточно-Уральской мегазоны в «предсудетское» время. В преддверии судетской фазы тектогенеза Восточно-Уральская мегазона вероятно представляла собой микроконтинент [5] и имела отчетливо двухъярусное строение. Фундамент был погружен на глубину не менее 2 км и представлял собой гигантскую цепочку блоков (сегментов), разделенных широтными разрывами. В строении фундамента принимали участие дислоцированные рифейские и раннепалеозойские стратифицированные образования: гнейсы и кристаллические сланцы среднего рифея (?), углеродистые кварциты чулаксайской свиты среднего рифея (?), граувакки рымникской свиты раннего ордовика, метааркозы маячной свиты раннего–среднего ордовика. Эти породы были прорваны крупными плутонами гранитоидов неплюевского комплекса (Суундукским, Неплюевским и др.), для которых хорошо доказан позднеурнейско-ранневизейский возраст – 346–340 млн лет с последовательным омоложением от ранней фазы к поздней [6].

В строении чехла участвовали две формации – терригенная параличская угленосная турне-ранневизейская (брединская свита и ее возрастные аналоги) и высокотитанистых натриевых базальтов средневизей-

ская (березняковский вулканический комплекс и его аналоги). Следует отметить, что угленосная формация была распространена почти повсеместно, а вулканогенная – локально: от р. Уй на севере до р. Нижний Тогузак на юге. Синхронные вулканогенные комплексы (правда, несколько отличающиеся по составу от восточноуральских) хорошо известны и в Магнитогорской мегазоне. Детальное изучение раннекаменноугольных вулканитов показало, что, скорее всего, они имеют рифтогенную природу [4, 7]. Правда, первоначальное положение этих рифтов определить трудно, поскольку в современной структуре вулканические комплексы слагают аллохтоны.

Формирование чехла происходило в условиях мелководного моря. На обеих окраинах микроконтинента в позднефранское время сформировались вулканические пояса (шошонит-абсарокитовая и шошонит-латит-плагиориодацитовая формации).

Строение Восточно-Уральской мегазоны в «послесудетское» время. Сложность изучения проявлений судетского тектогенеза заключается в том, что структура, сформированная к концу раннего карбона, впоследствии была сильнейшим образом переработана [4]. Тем не менее, судетское несогласие в основании поздневизейско-серпуховских терригенно-карбонатных комплексов (солнечная и биргильдинская толщи) отмечается в пределах Восточно-Уральской мегазоны почти повсеместно, что позволяет с высокой достоверностью реконструировать строение мегазоны к концу раннего карбона, хотя и в самых общих чертах.

Наиболее четко судетское несогласие картируется в двух местах:

– в восточной части Восточно-Уральской мегазоны, севернее Успенковского серпентинитового массива (северный берег р. Средний Тогузак), где фаунистически охарактеризованные известняки биргильдинской толщи не только несогласно перекрывают нижележащие образования, но и запечатывают надвиг, по которому на средневизейские вулканы надвинута угленосная брединская свита [4];

– в западной части Восточно-Уральской мегазоны, на северном окончании Суундукского массива, где детальными работами и бурением доказано перекрытие гранитоидов неплюевского комплекса грубообломочными породами (валунно-глыбовые конгломерато-брекчии) солнечной толщи, возраст которой охарактеризован фауной фораминифер [2]; конгломерато-брекчии содержат обильную гальку и глыбы гранитоидов неплюевского комплекса, преимущественно – плагиогранитов.

Таким образом, строение Восточно-Уральской мегазоны к концу раннего карбона также представляется двухъярусным (чехол и фундамент, состоящий из двух подъярусов). Нижний подъярус «послесудетского» фундамента в целом соответствовал описанному выше «досудетскому» фундаменту, а верхний был представлен формациями «досудетского» чехла, дислоцированными, собранными в пакеты тектонических пластин. На восточной окраине микроконтинента в структуру фундамента была включена серия интрузивов тоналит-плагиогранитной фор-

мации (кособродский плутонический комплекс), внедрившихся до формирования чехла.

В качестве «послесудетского» чехла выступала терригенно-карбонатная толща, которая перекрывала как верхний подъярус фундамента, так и выступы нижнего подъяруса. Следует отметить, что базальная грубообломочная пачка чехла прослеживается далеко не везде, а слагает локальные участки, вероятно, бывшие конуса выноса.

Судетская фаза тектогенеза. Анализ фактического материала и выполненных построений приводит к выводу, что суть судетской фазы тектогенеза на Восточном Урале состоит в наращивании мощности земной коры как за счет деформации «досудетского» чехла (смятие, шарьирование) и включения его в состав фундамента, так и за счет внедрения гранитоидных интрузивов.

Как это было показано ранее [4], оба процесса происходили в условиях общей левосторонней транспрессии. Главные сдвиговые зоны при этом имели северо-северо-восточное (в современных координатах) простирание, локальные зоны растяжения – меридиональное, а локальные зоны сжатия – широтное. В этих кинематических условиях рифтогенные прогибы, выполненные средневизейскими вулканитами, были тектонически перекрыты шарьированными на них угленосными комплексами турне – нижнего визе, а вблизи главной сдвиговой зоны на востоке микроконтинента в локальные зоны присдвигового растяжения внедрялись многофазные интрузивы гранитоидов.

Возможно, в условиях общей транспрессии на отдельных участках формировались зоны активного воздымания, в пределах которых на поверхность постепенно выводились комплексы «досудетского» фундамента. Однако, если принять во внимание, что глубина формирования Суундукского массива составляла не менее 10 км [6], то за время судетского тектогенеза (скорее всего, не более 10 млн лет) должно было быть смыто не менее 12 км горных пород. Вместе с тем, никаких следов такого гигантского события нигде не зафиксировано. Объем терригенного материала солнечной толщи и ее аналогов на пару порядков меньше требуемого. Это заставляет искать другие объяснения приведенным фактам.

Наиболее вероятным процессом выведения на поверхность глубоко залегающего плутона в данном случае представляется его тектоническая эксгумация, связанная с дальнейшим развитием или реактивацией той же левосторонней сдвиговой системы. Продолжающееся развитие меридиональных зон растяжения могло приводить к локальному утонению коры и частичному «откапыванию» плутона, который за счет небольшой плотности еще и имел тенденцию к всплыванию.

Литература

1. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Кошелева И.А.* Тельбесский и саурский тектогенез в Центральном Казахстане и на Восточном Урале (сравнительный анализ) // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 218–220 (Материалы XXX Тектонич. совещ.)

2. *Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. 2-е изд. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. (в печати).
3. *Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. 2-е изд. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XIX. СПб: ВСЕГЕИ, 2000. (в печати).
4. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с. (Тр. лабор. складч. поясов.)
5. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
6. *Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В. и др.* Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.
7. *Тевелев Ал.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике: В 2 т. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.

Арк. В. Тевелев¹

Странная кинематика сдвигов

Введение. До настоящего времени общеизвестные представления о кинематике сдвигового разлома сводятся к тому, что крылья такого разлома движутся горизонтально, параллельно его простиранию и, притом, в противоположные стороны. Такое представление кинематической картины развития разрывно-сдвиговой деформации безусловно справедливо (т.е. соответствует *формальному определению* сдвиговых структур), но это только малая часть правды. Важно то, что существуют два разных семейства сдвиговых структур, в которых деформации развиваются в различной последовательности. Первый случай – это случай наложенного, последовательного сдвигания, обычного для сколовых сдвигов Андерсона или Риделя. Второй случай – это случай синкинематического сдвигания, сдвигания одновременного с образованием структур растяжения (или сжатия), обычного для трансформных и трансферных сдвигов. В реальной жизни эти способы формирования сдвиговых ассоциаций не разгорожены стеной, и зачастую, одни и те же сдвиговые зоны по одному набору приразломных структур могут представляться наложенными, а по другому – синкинематическими. Тем не менее, по сути, эти два способа сдвигания настолько отличаются друг от друга, что даже единой терминологии для описания их кинематики не существует, и чем дальше мы уходим в анализ этих структур, тем более неожиданные, непривычные результаты получаем.

Кинематические характеристики сдвигов, включенных в сложные деформационные системы, зависят в целом от самых различных факторов.

А.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

В целом, они могут быть сведены к параметрам, которые описывают изменение геометрии порождающих такой сдвиг активных областей. Этих параметров очень немного. Это, во-первых, скоростные характеристики активных зон разрастания или поглощения, сопряженных со сдвигом, во-вторых, степень асимметрии скоростей разрастания (поглощения) в отдельных активных зонах и, в-третьих, глубинная геометрия активных зон.

Развитие синкинематических сдвигов областей растяжения. Вилсоновские сдвиги, интегрированные в срединно-океанические хребты, наиболее распространены, и именно их структурно-кинематические особенности послужили основой понятия «трансформный разлом». Функционирование этих сдвигов в вилсоновской модели связано с разрастанием литосферы в относительно узких, кулисно-смещенных и, в целом, независимых зонах. Хотя по отношению к зонам разрастания (спрединг-овым центрам) трансформные разломы обычно считаются вторичными, пассивными образованиями, в эволюционном плане их удобно рассматривать как особые, долговременно устойчивые структуры, которые, приспособляясь к конкретным динамическим условиям, могут менять длину (растягиваться и сокращаться), изменять знак движения, быть закоренными или свободно мигрировать вдоль трассы разломной зоны. Подобные изменения геометрии зоны трансформного сдвига можно представить как результат деформирования за счет продольного нагружения сдвиговой зоны, приложенного к ней как к единому геологическому телу.

Соответственно этим представлениям, кинематическое поведение сдвигов следует описывать двумя наборами данных. Во-первых, это традиционные сведения о кинематике *крыльев разлома*, которые включают скорость относительных движений берегов сдвига, распределение скоростей сдвига вдоль разрыва, знак движений и накопленную амплитуду сдвиговых смещений, и, во-вторых, сведения о *системной кинематике* сдвиговых зон, которая описывает скорости и направления деформаций сдвиговой зоны как единого целого. Моделирование пространственно-временной эволюции вилсоновских сдвигов показывает, что существует пять различных сценариев их развития, определяемых соотношениями скоростей разрастания активных зон, связанных трансформой (в случае СОХ – скоростей спрединга) и степенью их симметричности.

Системы симметричного разрастания. В случае симметричных равноскоростных зон разрастания кинематическая реализация трансформ наиболее проста. Активное сдвигание имеет место только в центральном отрезке разлома, расположенном между изначально смещенными стационарными активными зонами. Предположим, что, как и обычно, амплитуду движений по сдвигу мы определим по плановым смещениям одновозрастных маркеров, например смещениями одновозрастных магнитных аномалий. За пределами активной области, в крыльях неактивных отрезков трансформ, расположены целых четыре таких маркера, по одному в каждом из квадрантов, которые выделяются пересечениями активных зон и трансформным разломом. Соответственно, появ-

ляются четыре варианта измерения их относительных смещений. Наиболее привычный случай, – смещения маркеров в разных крыльях разлома по одну сторону от зоны разрастания не является, однако, результатом сдвигания, и расположение маркеров здесь соответствует исходной плановой конфигурации активных зон. Смещения между маркерами в разных крыльях разлома по разные стороны активной области, несомненно, включают сдвиговую компоненту, но не одно из этих смещений не отражает реальной амплитуды движений по сдвигу. И, наконец, в случае, когда оба маркера находятся в одном крыле разлома (что нелегко для сколовых сдвигов), расстояние между маркерами совпадает с истинной амплитудой движений в трансформном разломе (за время после образования маркеров), хотя, понятно, никаких сдвиговых движений между этими маркерами не было.

Системная кинематика трансформных сдвигов типа дуга-дуга наиболее прозрачна – по мере эволюции спрединг-трансформной системы трансформация не меняется в длине и не меняет пространственного положения. Так как конфигурация спрединг-трансформной системы со временем не меняется, а накопленная амплитуда движений на трансформе пропорциональна времени, она может в итоге как угодно превосходить длину разлома, что также является важным свойством синкинематических сдвигов.

Системы несимметричного разрастания. Неравномерное разрастание реализуется в разных модах, одна чуднее другой. Самое простое кинематическое поведение наблюдается в случае трансформ, соединяющих спрединг-центры с одинаково асимметричными скоростями разрастания. Равномерное латеральное смещение осей обеих активных зон приводит к соответствующему латеральному смещению активной части трансформы. Длина активной части трансформного сдвига остается постоянной, и сам разлом не заякорен, целиком мигрирует в сторону более низких скоростей. Длина пассивной части (следа) трансформы увеличивается со скоростью полного разрастания.

Эволюционная история трансформы, соединяющей зоны асимметричного, и притом противонаправленно асимметричного разрастания, более сложна. Здесь активные зоны смещаются в противоположные стороны, меняя длину трансформы. Крайне трогательный момент в этой истории – это момент, когда области разрастания соединяются в единую структуру, т.е. длина трансформы уменьшается до нуля, а затем снова начинают расходиться. Хотя с момента сегментации временно или первоначально единого хребта между его отрезками функционирует *левый* сдвиг, сегменты, тем не менее, сдвигаются *вправо*! Для сколовых сдвигов такая ситуация нелегко.

Наиболее экзотичными является случай, когда трансформы сочленяют зоны спрединга с однонаправленной асимметрией, но полностью разными скоростями разрастания. Трансформация сначала уменьшается в длину (до нуля), а затем снова увеличивается. При этом, понятно, трансформный сдвиг не заякорен ни в одной точке, и, меняясь в длине

и меняя знак движения, дрейфует в сторону более низких скоростей разрастания.

В условиях асимметричного разрастания «схлопывающиеся» трансформы эволюционно неустойчивы и, рано или поздно, переходят в трансформы растягивающиеся. Поэтому зоны трансформ типа хребет-хребет сравнительно редко содержат структуры продольного сжатия (например, внутритрансформные хребты). Долинная, «рифтовая» морфология большинства трансформ этого типа соответствует преобладающему режиму продольного растяжения. Легко показать, что в эволюции и сдвигов областей сжатия также преобладает режим продольного растяжения и соответствующая ему «щелевая» морфология сдвиговой зоны.

Обсуждение. Простая кинематика крыльев сдвиговых зон и сходство структурных рисунков вмещающих сдвиги территорий порождают иллюзию простоты сдвигов как геологических объектов. Тем не менее, реальные режимы развития сдвиговых зон, моды их пространственно-временной эволюции имеют крайне причудливый характер, поскольку в сильнейшей степени контролируются скоростными характеристиками более крупных деформационных систем, элементами которых сдвиги и являются. Кинематика сдвигов – это отражение общей системной кинематики всей деформационной области и вне ее не существует. Развитие большинства новейших сдвиговых зон, как океанских, так и континентальных, описывается моделями синкинематического разломообразования в неоднородной среде, в которых структурная история сдвигов связывается с общими и локальными изменениями геометрии деформируемой литосферы. Поэтому представляется естественным описывать кинематическое поведение сдвигов двумя наборами данных – кроме простой кинематики крыльев разлома, рассматривать также системную кинематику сдвиговых зон, которая описывает скорости и направления деформаций разломной зоны как единого целого. При таком подходе сдвиговые зоны представляются едиными геологическими тела, которые, приспосабливаясь к условиям деформирования, могут растягиваться или уменьшаться в длину, менять знак движения в постоянных динамических условиях, и мигрировать как по простиранию разрывной зоны, так и поперек нее.

Обобщенными характеристиками системного кинематического поведения сдвигов являются их размерная устойчивость и пространственная стационарность. Эти характеристики находят прямое отражение в структуре сдвиговых зон. Большая часть сдвигов является неустойчивыми и по мере эволюции меняет линейные размеры. При этом режим «схлопывания» для сдвигов любой механики и любых тектонодинамических обстановок нестабилен и рано или поздно переходит в режим растягивания, увеличения длины разломной зоны. Поэтому большинство сдвигов развиваются в условиях продольного растяжения и имеют соответствующие этому режиму щелевую, «рифтовую» морфологию, которая обеспечивается за счет развития пулл-апартовых и некоторых других структур продвигового растяжения.

Планета земля – проблема углекислоты

Дифференциация нашей планеты включает в себя, среди прочего, исход CO_2 из ее центральных областей – к поверхности. В частности, над Восточно-Тихоокеанским поднятием констатированы массовые потоки CO_2 с примесью ^3He в малой, но устойчивой пропорции («метка глубинности») [10].

Параллельно идет *изъятие* CO_2 из атмосферы и гидросферы (по содержанию CO_2 это – сообщающиеся резервуары): во-первых, благодаря фотосинтезу из CO_2 получается биоорганика (по сути, – углерод, уголь), во-вторых, морские организмы переводят CO_2 в рифы и раковины (карбонат кальция, магнезия), слагающие пласты известняка и доломита. Два противоположных процесса – приход CO_2 и изъятие – не обязательно гасят друг друга. *Юра* явила момент избытка CO_2 : из-за подкисленности вод «кислыми дымами» вулканов, биосадка карбонатов была затруднена, появились диатомеи с кремневым скелетом; фотосинтез шел хорошо, но органика перепревала быстро, возвращаясь вновь в воздух в виде CO_2 . *Карбон* был временем интенсивного фотосинтеза (на основе притоков CO_2) и такого же интенсивного угленакопления – условия захоронения были хороши. При этом, поскольку в уголь уходит только ~1/4 веса молекулы CO_2 [27%], а ~ 3/4 остается в виде кислорода, атмосфера тогда стала кислородной, и на порядок более плотной (о чем говорит факт гигантских стрекоз карбона) [размер насекомых лимитируется пассивным газообменом в их трахеях].

Неуклонное «складирование» CO_2 вызывает вопрос – а не случится ли когда-нибудь обратное высвобождение? Мощь *органики*, в плане такой планетарной перестройки, ограничена: даже если найти и сжечь ее столько, что истратится весь кислород воздуха, давление его подыметься всего на 0,7 атм. Иные масштабы являют *карбонаты*: тут речь о росте атмосферы в десятки и сотни раз!

Между тем, кроме спуска CO_2 из гидросферы в коровые карбонаты, восходящие планетарные токи CO_2 напрямую «складируются» под корой, поглощаясь верхними «холодными» ($T < 500^\circ\text{C}$) базитами литосферы [3]; объем этого запаса CO_2 [«магма в ступке»] такой же – лишь бы не больше, – как и в карбонатах. Эмиссия CO_2 – как из одной, так и из другой формы фиксации – происходит при нагреве сверх $500\text{--}600^\circ\text{C}$. [На иных возможных формах фиксации CO_2 – таких, как связывание CO_2 по образцу шампанского, адсорбция фрактальной губкой геосреды, образование газогидратов, гидрокарбонатов, растворение в воде – я задерживаться не стану.].

Ознакомление с положением вещей убеждает: исторжение погребенных запасов CO_2 в атмосферу не только возможно, но и неизбежно, и вопрос лишь «как скоро?».

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

чтобы лучше понять происходящее, стоит немного остановиться на базовых закономерностях геосреды.

Дело в том, что геосреда может принимать одно из двух состояний – либо *пассивное*, малопроницаемое, монолитное, либо *активизированное*, с повышенной проницаемостью, – что открывает поле действия положительной обратной связи. Факторы активизации возможны разные – нагрев, вторжение стороннего флюида и др., но далее нам будет особенно важно в этой роли снятие общего давления, с эффектом распора изнутри.

Логика процессов в геосреде такова, что в ней быстро формируются большие сквозные каналы, а также развивается фильтрационная конвекция. В подтверждение сказанного обратимся к термической съемке морей Тетиса [1]. Величины теплопотока варьируют от 1 до 1000 мВт/м². Но теплопроводность пород не знает такого разброса значений! Ясно, что тут – эффект отдельных флюидных струй. А наличие почти нулевых значений теплопотока, хотя в глубине – общая разогретость, говорит, что действует *фильтрационная конвекция*, и в этих местах – ее нисходящие ветви.

Первоисточником тепла служат метастабильные гидриды в ядре, разлагающиеся с экзотермическим эффектом; они возникли еще на предпланетной стадии; всесторонняя сдавленность и закупоренность способствует их сохранению [5].

Возьмем вулканизм вокруг величайшей водной впадины. «Венец» Великого весьма выразителен: контур Пацифики никак не создает впечатления движения единой («глобальной») конвективной массы, он весь рассыпается в цепочку отдельных «горячих пятен», фестонов индивидуально существующих островных дуг. В то же время, исходя из формулы Пуазейля [8, с. 180] можно показать, что течение флюида вязкостью 0,003–0,01 пуаз по пучку каналов, даже тонких, 0,1 мм, в тысячи раз эффективнее движения тысячекилометровой «мегаструи» в среде вязкостью 10²³ пуаз. Несомненно, перед нами прежде всего именно *флюидотечение*, концентрирующееся в отдельные плотные струи, подчас – огромной мощи [11].

Режим и структурирование в геосреде обуславливаются действием положительной обратной связи, саморегуляцией. В ходе пульсаций и спадов флюидной струи возникает своего рода «козел в домне» – закупорка, автоблокирование огненного потока, и «пламя» прорывается по периферии, по периметру, по половине периметра, – получается *дуга*. Да и «пламенеющий пояс Пацифики» подобен подкове ...

Почему абрис Океана трассируется огнем? Потому что тут смыкаются чуждые друг другу части целого – флюидотечение тяготеет к зоне, где соприкасаются две разнородные среды: основное (гипербазитовое) тело Земли, которое «выпирает» в тихоокеанском полушарии, и сиалический «чехол», который покрыл и «подмял под себя» это тело в противоположном полушарии (выклиниваясь по периметру). Стыковка разнородных сред не располагает к монолитному единству, и флюидные потоки используют ослабленную зону сочленения (отмечаемую сейсмологами как зона Голицина–Беньофа).

Обратимся теперь к центральному пункту рассмотрения. Если какой-то участок долгое время пребывал в покое и накопил много CO_2 в связанной форме – допустим в виде толщи известняка – а затем испытает вулканомагматическое воздействие, с прогревом выше 600°C , то эмиссия, улетучивание связанного углекислого газа (а его весовая доля в составе известняка близка к половине!) вызовет значительное и резкое уменьшение весовой нагрузки в данном месте; удаление «гнета» означает падение сдвленности геосреды во всем данном секторе, вплоть до уровня ядра, эффект декомпрессии, «вскипание», резкое повышение проницаемости. Приток раскаленных флюидов глубин еще более усилит сброс CO_2 .

Но есть и сдерживающий фактор – вода: во-первых, происходит трата тепловой энергии на парообразование, во-вторых, усиленная фильтрационная циркуляция в верхних горизонтах вносит в очаг холодную гидросферную воду. Кто пересилит – декомпрессионная активизация или водная модерация – вот в чем ключевой момент.

Спасает также то, что сейчас каждый очаг вулканизма окружен «защитной» истощенной зоной. Но по мере старения планеты ее оболочка испытывает твердение («склероз»); пространство, где имеют место проявления вулканизма, сокращается, а сами они становятся все более редкими (давая время для накопления связанной углекислоты!), хотя и все более резкими, – что и приближает планету к фатальному финалу.

В этом плане атомные энергоустановки, с их ксеноэнергетическим, надбалансовым воздействием на планету, дают серьезные основания, чтобы задуматься. В то же время традиционные топливные энергоустановки вписываются в естественное циклирование «фотосинтез органики (~охлаждение) – окисление органики (~нагрев)», и «теплого загрязнения» не создают. [Разумеется, ветросиловая установка – осеввертикальная, вихресевастичная, с ее ветросвязностью (в отличие от ветрорубящего пропеллера) – еще желаннее с точки зрения экологии!]

Следует также коснуться ходового толкования углекислоты как парникового газа. Здесь мы имеем чудовищное, вопиющее заблуждение. Знакомство с учебником [2, с. 202, 243–245, рис. 70, 89] показывает, что главный парниковый газ – водяной пар. И дело не только в том, что водяной пар поглощает 30% теплового излучения, а углекислота – только 15%, но и в том, что спектр поглощения последней представляет компактную плотную полосу, где поглощение уже близко к насыщению, и зону высочайшей прозрачности, которая начнет действовать лишь при повышении концентрации CO_2 на несколько порядков. Водяной же пар, с его пологими очертаниями зон спектрального поглощения, он-то вот действительно наращивает парниковый эффект по мере повышения своего присутствия в атмосфере – а это, в свою очередь, с неизбежностью следует в ответ на каждую калорию, выделяемую атомным котлом.

В природе существует поучительный объект – планета Венера, которая наглядно показывает будущее Земли (плотная горячая атмосфера, $P = 800 \text{ атм}$, $T = 600^\circ$; состав – углекислый газ с примесью серной ки-

слоты). Ожидающее Землю исторжение «складированной» углекислоты (а затем и халькосферной серы, в виде оксида), будучи частью общего процесса дифференциации планетного тела, несколько похоже на формирование других оболочек – базальтовой, гранитной, гидросферной, где тоже вначале происходила аккумуляция на некоторой глубине (образование своего рода «депо»), но сулит быть более резким, единоразовым актом, и явится поистине метаморфозом, перестройкой планеты.

Исторжение воды, с образованием гидросферы, ознаменовало некогда начало развития водной жизни, – освоившей затем и сушу, – а исторжение «складированной» углекислоты обозначит конец этой жизни.

Литература

1. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий... М.: Наука, 1996. 134 с.
2. *Зверев А.С. и др.* Курс метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1951. 888 с. (см. с.с. 202, 243–245, рис. 70, 89)
3. *Калинкин А.М., Калинкина Е.В.* «Магма» в ступке // *Природа*. 2005, № 4. С. 3–8.
4. Карта теплового потока и гидротермального оруденения в Мировом океане. Мингео, 1986.
5. *Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1975. 100 с.
6. *Телепин М.А.* Энергофлюидный процесс и структурирование в активной среде с памятью. // Флюидные потоки в земной коре и мантии // *Материалы Всерос. симпоз.* 26–28 фев. 2002 г., Москва, РАН. М., 2002. С. 142–148.
7. *Телепин М.А.* Движущие факторы и механизмы эволюции литосферы: Тез. Второй междунар. конф. «Геодинамика нефтегазовых бассейнов» 19–21 окт. 2004 г., РГУ им. И.М.Губкина. М., 2004. Т. 1. С.216–220.
8. *Фриш С.Э., А.В.Тиморева.* Курс общей физики. Т. 1. М.;Л.: Гостехиздат, 1953.
9. *Evans K.F. et al.* Permeability creation and damage due to massive fluid injections into granite at 3.5 km. *J. Geophys. Res.* 2005, V.110B, №4. P. B04203 (1–19).
10. *Resing J.A. et al.* CO₂ and ³He in hydrothermal plumes: implications for mid-ocean ridge CO₂ flux. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226, № 3/4. P. 449–464.
11. *Stein J.S. et al.* Multiple scales of hydrothermal circulation in Middle Valley, northern Juan de Fuca Ridge // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106 B, № 5. P. 8563–8580.

**В.Ю. Тимофеев¹, Б.Ф. Шевченко², П.Ю. Горнов², Д.Г. Ардюков¹,
А.Н. Пересторонин²**

Приморская сеть GPS-станций для геодинамических исследований и современная кинематика Центрального Сихотэ-Алинского разлома

Исследования современных движений Приморья (Сихоте-Алинь, Дальний Восток России), начиная с 2003 г., проводятся с использованием технологий космической геодезии. Целью работы являлось получение поля скоростей современных движений земной коры. Современная картина смещений для этой территории определяется несколькими эф-

¹ Институт геофизики (ИГФ) СО РАН, г. Новосибирск, Россия

² Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

фактами – тектоническими, связанными в основном с влиянием зоны субдукции, процессами на востоке Евроазиатской плиты и возможными явлениями, связанными с подготовкой землетрясений. Количественное определение значений смещений, а также их распределение в пространстве и во времени является важной задачей геодезии, геофизики и тектоники. Оно позволяет рассматривать модели явления, отражающие распределение напряжений, смещений и деформаций на границах блоков земной коры (в зоне глубинных разломов).

Сети постоянных и временных станций на территории Азии для измерений с использованием различных модификаций методов космической геодезии развиваются с начала 90-х годов прошлого века. В настоящее время сети станций охватывают территорию Киргизии, Казахстана, Российской Федерации, Монголии, Китая, Индии, Японии и Кореи. Для определения положения на основной части станции используется GPS-технология, а также методы VLBI, DORIS и SLR [1–3]. Приморская геодиническая сеть была заложена в 2003 г. силами Института геофизики СО РАН и Института тектоники и геофизики ДВО РАН. На конец 2004 г. сеть насчитывала шесть пунктов. Она простирается с севера на юг и далее поперек Сихотэ-Алиня и включает основные структурные элементы территории (глубинные разломы) [4]. Профиль (рисунки) пересекает границу двух крупных тектонических элементов – Центрально-Азиатского тектонического пояса и Тихоокеанского тектонического пояса. Граница между ними в пределах нашего профиля проходит по Арсеньевскому разлому. В целом изучаемый район находится в пределах современной Амурской литосферной плиты. В более детальном тектоническом плане пункты наблюдений расположены следующим образом. Пункт 1 находится в пределах Матвеевского выступа фундамента докембрийского Ханкайского массива (микроконтинента). Пункт 2 – среди образований Сихотэ-Алинского позднемезозойского орогенного пояса в пределах Самарко-Ванданской зоны. Далее в пределах этого же орогенного пояса в Лужкинской зоне расположен пункт 3. Между этими двумя пунктами проходит Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Следующие два пункта наблюдений – 4 и 5 находятся в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского позднемезозойского-палеогенового вулканического пояса – структуры взаимодействия Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов.

Известно, что точность полученных результатов при использовании геодезических двухчастотных приемников TRIMBLE 4700 при одновременном многосуточном сетевом опросе и последующей обработке может достигать десятых долей миллиметра. При измерениях использовались два приемника TRIMBLE 4700 с антеннами типа Microcenter. Один комплект работал в режиме постоянной станции (пункт ZMEY), второй комплект использовался для временных измерений на пунктах Приморской сети. Высоты пунктов измерений составляют от десятков метров на севере в равнинной части до нескольких сотен метров на юге исследуемой территории.

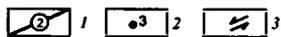
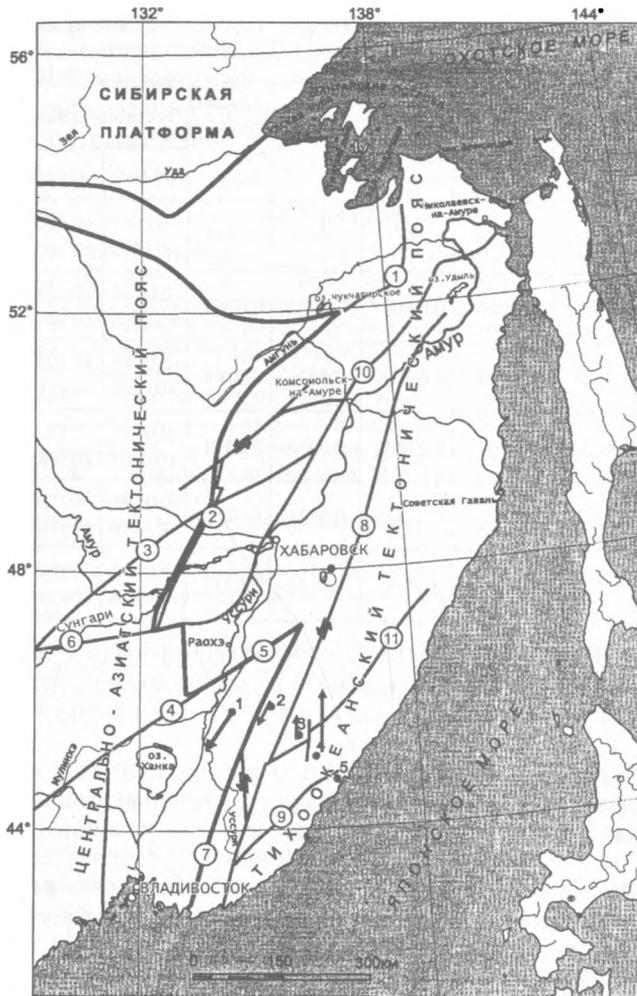


Рис. Главные тектонические подразделения региона (по Л.П. Карсакову и др., 2005 г.) с упрощениями

1 – основные разломы региона: 1 – Пауканский, 2 – Куканский, 3 – Итунь-Иланский (Тан-Лу), 4 – Дунми, 5 – Алчинский, 6 – Наолихэ, 7 – Арсеньевский, 8 – Центральный Сихотэ-Алиньский, 9 – Прибрежный, 10 – Амурский, 11 – Колумбинский; 2 – пункты GPS-наблюдений: 0 – ZMEY, 1 – MALI, 2 – EAST, 3 – BURS, 4 – NEBO, 5 – PLAS (с 2004 г.). Пункт ZMEY (юго-восточнее Хабаровска, в таблице – пункт КНАJ) при сетевых измерениях работал в режиме опорной станции. Эпоха 2003–2004 гг.. Относительные изменения длин линий в мм: ZMEY-MALI +9,4; ZMEY-EAST +1,5; ZMEY-BURS –3,0; ZMEY-NEBO –13,0; 3 – кинематика разломов по геологическим данным

Таблица. Координаты постоянных станций Азии на средних широтах (от Урала до Сахалина)

Пункт	Широта	Долгота	NNR-Nuvel-1a vel (lat)	NNR-Nuvel-1a vel (long)	APKIM 2000 vel (lat)	APKIM 2000 vel (long)	Экспериментальные данные		
							vel (lat)	vel (long)	vel (vert.)
ARTI	56,43	58,56	+0,0026	0,0247	0,0063	0,0251	+0,0053 ±0,0002	+0,0252 ±0,0003	0,0014 0,0007
NVSK	54,84	83,24	-0,0044	0,0246	-0,0001	0,0265	-0,0024 ±0,0001	+0,0249 ±0,0002	0,0006 0,0004
KSTU	56,00	92,79	-0,0070	0,0236	-0,0026	0,0261	-0,0043 ±0,0001	+0,0245 ±0,0002	0,0008 0,0004
IRKT	52,22	104,32	-0,0098	0,0228	-0,0056	0,0262	-0,0083 ±0,0001	+0,0248 ±0,0001	0,0013 0,0001
KHAJ	48,32	135,03	-0,0152	0,0181	-0,0121	0,0232	-0,0150 ±0,0006	+0,0240 ±0,0008	-0,0069 0,0018
YSSK	46,83	142,72	-0,0159	0,0168	-0,0132	0,0222	-0,0138 ±0,0006	+0,0121 ±0,0002	0,0019 0,0004

Примечание. Показаны скорости плитных смещений пунктов (в м) для различных моделей: NNR-Nuvel-1a, APKIM2000 и экспериментальные данные с ошибкой наблюдений. + – на север, на восток, вверх; -- на юг, на запад, вниз - к центру Земли

Обработка результатов измерений по сети проводится с использованием специальных программ относительно постоянных станций Евразии [5–8]. Высокая точность достигается после учета различных поправок (приливных, за движение полюса и спутниковых) в процессе постобработки данных. Далее получаем скорости смещения станций, которые включают скорости смещения плиты в целом (т.е. вращение на сфере, таблица) и аномалии скоростей, связанные со смещениями и деформированием земной коры в тектонически активных регионах. Аномальные скорости получаем вычитанием эффекта движения плиты, при этом используется либо модель вращения плиты, либо решение по близкой постоянной станции. В последнем случае полагаем, что пункт отражает движение плиты в этом регионе и минимально деформируется. При анализе в различных научных центрах используются специальные программные пакеты, наиболее распространенные GAMIT-GLOBK. Конфигурация сети станций позволяет также использовать программный геодезический пакет GPSurvey. Результаты, полученные с помощью последнего пакета, изображены на рисунке стрелками. По отношению к пункту ZMEY пункты MALI и EAST смещаются в юго-западном направлении. Остальные пункты наблюдений (BURS и NEBO), находя-

щиеся за Центральным Сихотэ-Алинским разломом, смещаются в северо-восточном направлении. Результаты обработки по программе GAMIT-GLOBK соответствуют этим данным. Следовательно, в настоящее время вдоль разлома развивается левосторонний сдвиг. Имеющаяся информация по сейсмичности данного района не противоречит нашим построениям.

Литература

1. *Calais E. et al.* GPS Measurements of active crustal deformation in Central Asia (Baikal-Mongolia-Altay): Report for 2-d International Symposium on the Geodynamics and Environmental Problems of High-mountain Regions, Bishkek, Kyrgyztan, October, 2002.
2. *Timofeev V.Y. et al.* Altay GPS and gravity network for geodynamic studies // Proceedings of the International Seminar «On the Use of Space Techniques for Asia-Pacific Regional Crustal Movements Studies», APSG-Irkutsk, RAS IA, GEOS, M., 2002. P.127–134.
3. *Boucher C. et al.* The ITRF 2000 // IERS Technical Note. 2001. № 31.
4. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:1500 000 (Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцин, М.В. Горошко и др.) Хабаровск; Владивосток: ДВО РАН, 2005. 264 с.
5. *Boucher C., Altamimi Z., Sillard P.* Results and analysis of the ITRF97// IERS Technical note. 1999. V. 27.191 p.
6. *Drewes H.* Combination of VLBI, SLR and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models. // Geodynamics, M.Feissel (Ed.) IAG Symposia. Springer, 1998.
7. *De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. V. 101.
8. *Argus D.F., Gordon R.G.* No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1 // Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. P.2039–2042.

**П.Л. Тихомиров¹, Е.А. Калинина², Э. Накамура^{2,3},
И.Ю. Черепанова³**

Мантийные источники мелового вулканизма Западной и Центральной Чукотки: новые данные о микроэлементном составе пород

В период интенсивного геологического изучения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) в 60-е – 80-е годы накоплен значительный объем данных о химическом составе пород. Однако, в соответствии с традициями и производственными инструкциями, информация о содержаниях элементов-примесей пополнялась почти исключительно за счет полуколичественного спектрального анализа. Чаще всего этот метод применяется для решения поисковых задач и недостаточно точен для петрологических исследований. В результате, несмотря на огромные

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

² Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University (ISEI), Мисаса, Япония

³ ЗАО «Чаунское горно-геологическое предприятие» (ЧГПП), Певек, Россия

масштабы ОЧВП, наши знания об источниках и особенностях эволюции магм, породивших слагающие его образования, остаются во многом неполными и однобокими.

В настоящей публикации приводятся краткие результаты интерпретации новых геохимических данных, полученных в институте ISEI (г. Мисаса, Япония) при поддержке программы COE-21. Для исследования отбирались образцы вулканитов средне-основного состава из нескольких участков в пределах Центрально-Чукотского и Анадырского секторов ОЧВП (согласно схеме районирования В.Ф.Белого [1]). Опробованием охвачены, в частности, нижние стратоны вулканического пояса (саламихинская свита в бассейнах рек Правый Чимчемемель и Вэрнытаваам), средняя и верхняя части разреза «внешней», тыловой, зоны ОЧВП (коэквиунская и эмунеретская свиты), верхняя часть разреза «внутренней», фронтальной, зоны (коэквиунская и энмываамская свиты). Изучены также образцы альбской этчикуньской свиты – подразделения, которое в настоящее время принято рассматривать вне состава ОЧВП и связывать с более ранним рифтогенным событием [2].

Содержания петрогенных оксидов определялись методом XRF на спектрометре Philips PW2400, элементов-примесей (29 шт.) – методом ICP MS на установке Agilent 7500сs. Погрешность анализа – не более 3%.

На петрохимических диаграммах исследованные породы представляют ряд средне-высококалийных базальтов, андезибазальтов и андезитов, вполне обычных для активных окраин андийского типа. Содержания MgO в большинстве проб не превышают 6%, что указывает на длительное фракционирование и, следовательно, значимые отличия состава пород от состава первичных магм. Титанистость вулканитов также невысокая (TiO_2 не более 1,3%) – типичная черта большинства известково-щелочных серий. Из общего ряда заметно выделяются шошониты «допоясовой» этчикуньской свиты – содержаниями K_2O (5–6%), а также оливиновые базальты эмунеретской (?) свиты с левобережья р. Малый Анюй – максимальной для всей изученной выборки магнезиальностью (MgO–7–10%) при наименьшей щелочности. В остальном, что касается петрогенных элементов, выборка достаточно однородна.

Анализ на элементы-примеси позволил выявить множество новых петрогенетических нюансов. Всем изученным породам присуще относительное обогащение крупноионными элементами и хорошо выраженный Ta-Nb минимум (рисунок), что считается доказательством связи магматитов с надсубдукционными системами [7]. Породы этчикуньской свиты, в целом наиболее обогащенные несовместимыми элементами, не являются исключением – напротив, их Ta-Nb минимум наиболее контрастный, что противоречит версии о связи этих вулканитов с континентальным рифтогенезом. Более подходящей обстановкой для формирования этих пород была бы тыловая зона окраины андийского типа, либо ареал остаточного вулканизма над отмирающей зоной субдукции при закрывшемся океаническом бассейне.

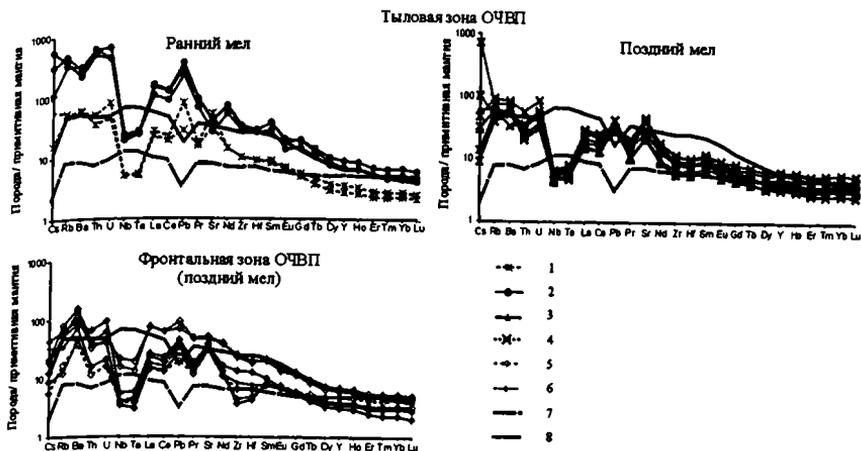


Рис. Спайдеграммы меловых вулканитов Центральной и Западной Чуоктки (в качестве эталона для нормирования использован состав примитивной мантии из [5])

1 – саламихинская свита (бассейн р. Правый Чимчемемель); 2 – этчикунская свита (бассейн р. Этчикунь); 3 – эмунеретская свита (бассейн р. Малый Анюй); 4 – козквуньская свита (там же); 5 – энмываамская свита (бассейн р. Левый Кайэнмываам); 6 – козквуньская свита (бассейн р. Чинейвеем); 7, 8 – средние составы океанических базальтов [5]; 7 – E-MORB, 8 – OIB

Породы саламихинской свиты из бассейна р. Правый Чимчемемель не обнаруживают никаких существенных геохимических отличий от прочих пород вулканического пояса, что ограничивает возможность их связи с «допоясовыми» событиями [3]. Оливиновые базальты эмунеретской (?) свиты, венчающие разрез внешней зоны ОЧВП в бассейне р. Малый Анюй, несколько обеднены несовместимыми элементами, что не совсем обычно для эволюции магматизма подвижных поясов (гораздо чаще поздние базиты отличаются сравнительным обогащением). Возможно, это обусловлено удалением несовместимых элементов из источника магм в ходе предшествовавшего цикла эндогенной активности. Породы энмываамской свиты, верхнего стратона фронтальной зоны ОЧВП, оказались неоднородны по источнику магм: образцы из нижней части деступного разреза по большинству признаков подобны прочим изученным вулканитам, а верхняя часть разреза отличается относительным обогащением, что вполне закономерно для эволюции магматических систем подобного рода. От пород этчикунской свиты, также обогащенных, верхнеэнмываамские базиты отличаются повышенными содержаниями Ba при умеренной роли Rb, что указывает на различия в качественном минеральном составе источника [4]. И, наконец, анализ диаграмм La – La/REE [6] показал, что в формировании изученных вулканических серий кристаллизационное фракционирование

рование играло подчиненную роль. В большей мере разнообразие состава вулканитов может быть связано с вариациями степени плавления источника.

Выводы.

1. Все без исключения изученные породы являются производными магм, зародившихся при непосредственном участии субдукционных процессов – главным образом, вероятно, в области мантийного клина.

2. Существенные геохимические различия обнаруживают только наиболее молодые вулканиты фронтальной и тыловой зон ОЧВП: в тыловой зоне они обеднены несовместимыми элементами, во фронтальной, наоборот, обогащены. Соответственно, генетическая связь этих базитов маловероятна.

3. Геохимические характеристики мантийного источника под исследованной частью ОЧВП в целом однородны. Колебания ряда показателей объясняются вариациями степени плавления субстрата при подчиненной роли процессов кристаллизационного фракционирования.

Приведенная информация носит предварительный характер и впоследствии будет дополнена данными по изотопному составу свинца, стронция и неодима, а также определениями возраста пород.

Работа проводится при поддержке РФФИ (проект № 03-05-64623) и программы СОЕ-21 Министерства образования, культуры, спорта, науки и технологии Японии.

Литература

1. *Бельй В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
2. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
3. *Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В.* Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006 (в печати)
4. *Class C., Goldstein S.* Plume-lithosphere interactions in ocean basins: constraints from the source mineralogy // *Earth Planet.Sci.Lett.* 1997. V.150. № 3–4. P. 245–260.
5. *Sun S.-S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins / A. D. Saunders, M. J. Norry. (Eds.). Geol. Soc. Spec. Publ.. V.42. P. 313–345.*
6. *Weaver J.C., Langmir C.H.* Calculation of phase equilibrium in mineral-melt systems // *Computers and Geosciences.* 1990. V.16. № 5. P. 1–19.
7. *Wilson M.* *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach.* Springer, 1989. 496 p.

Древняя и новейшая тектоники Саратовского тектонического узла

Под тектоническим узлом понимается локализованное в пространстве пересечение либо сочленение ряда тектонических нарушений близкого ранга, различного возраста, генезиса и морфологии, определяющих блоково-складчатую структуру фундамента, осадочного чехла, амплитуду новейших тектонических движений и распределение поля напряжений. Ранг тектонического узла соответствует рангу создающих его тектонических нарушений и определяет размер блоковой структуры. В соответствии с этим различаются тектонические узлы планетарные, внутриплитные, региональные, локальные и т.д., вплоть до микротрещин [11, 12].

На каждом из уровней изучения тектонических узлов в качестве приоритетных выступают различные факторы и методы исследования. Так, при выделении региональных и локальных тектонических узлов большое значение имеет выяснение истории геологического развития и, в частности, характера унаследованности, а также отражения в современном рельефе и неотектонической позиции «Современное положение всех тектонических структур, которое они занимают в пространстве, независимо от времени заложения и истории геологического развития, обязано проявлению новейших тектонических движений» [3, с.309].

Теоретический и практический интерес к тектоническим узлам объясняется тем, что в местах их развития в неоген-четвертичное время формируются своеобразные ландшафты, привлекательные для создания поселений, которые в последующем разрастаются в города, агломерации, конурбации, со всеми вытекающими в их границах инженерно-геологическими, гидрогеологическими и социально-экологическими проблемами.

Примерами крупных городов, приуроченных к региональным тектоническим узлам в Центральной России, являются: Москва, Санкт-Петербург, в Нижнем и Среднем Поволжье: Самара, Балаково, Волгоград, Саратов и т.д.

Саратов расположен на пересечении четырёх крупных структурных элементов юго-востока Русской плиты: древнего Пачелмского (Рязано-Саратовского) авлакогена, грабенообразной структуры на уровне поверхности кристаллического фундамента, погребённой под чехлом палеозойских отложений; мезозойского Ульяновско-Саратовского прогиба; Присаратовского мегавала – крупной изометричной новейшей структурной формы Волго-Уральской антеклизы. К южному склону мегавала примыкает Латырь-Карамышская впадина – новейшая структурная форма, принадлежащая Ломовско-Цимлянскому мегапрогибу. Каждый из указанных тектонических элементов имеет характерные особенности истории геологического развития и присущую ему разрывную и пликативную тектонику.

¹ Саратовский государственный университет (СГУ), Саратов, Россия

Глубинное строение Пачелмского авлакогена, освещённое в многочисленных работах, позволяет судить о его сложной мозаично-блоковой структуре [8], представляющей собой на юго-востоке реликт «Саратовского тройного сочленения палеорифтов» [7]. Амплитуда краевых разломов, отделяющих авлакоген от Воронежского и Токмоковского сводов, оценивается в 0,5–1,5 км. Для юго-восточной части авлакогена характерны «клиновидные и полигональные в плане широкие блоки – горсты, окружённые узкими шовными грабенами извилистых очертаний» [7, с.19]. Один из них, Елшанский, имеющий широтное простираение, располагается непосредственно в северной части г. Саратова.

Не вдаваясь в подробности рифейской и палеозойской истории развития этой структуры, следует отметить, что в палеозойском разрезе на месте древнего грабена сформировался сложный субширотный Елшано-Сергиевский вал, в пределах которого выделяется ряд нефтегазоносных структур (Елшанская, Грузиновская, Песчано-Умётская и т.д.), приуроченных к приподнятому крылу Елшано-Сергиевской флексуры [9].

Елшано-Сергиевская флексура, а точнее: флексурно-разрывная зона, представляет собой новейшую структурную форму, развитую вдоль древнего разлома в фундаменте, проявленную в современном рельефе, в распределении выходов морских мезозойских и кайнозойских отложений и в амплитудах новейших тектонических движений. В пределах северного крыла флексуры амплитуда неотектонических движений, определённая по величине денудационного среза, достигает 875 м (Елшано-Курдюмская антиклиналь), в то время как на южном, опущенном крыле, амплитуды не превышают 300–400 м.

Анализ структурных планов дорифейского [8], палеозойского [9] и новейшего [5] времён свидетельствует о тесной связи древней разрывной тектоники с новейшей тектоникой. Более того, детальные структурно-неотектонические исследования, выполненные в пределах Елшано-Курдюмского, Степновского, Песчано-Умётского ПХГ, Соколовогорского, Гусёлковского и других месторождений нефти и газа [1,2], выявили сложную блоковую структуру этих антиклиналей. При этом ряд тектонических нарушений проявляется в линейно-вытянутых аномальных содержания гелия в газовых и водных пробах, в распространении киновари, халькопирита и других минералов гидротермального генезиса в аллювии речных долин, связанных с тектоническими нарушениями [6, 10].

Дифференциация амплитуд новейших движений, наличие сконцентрированного на площади размещения древних и новейших тектонических нарушений, выраженных в современном рельефе, а также формирование новообразованных структур типа Присаратовского мегавала и Латырь-Карамышской впадины свидетельствуют об активизации тектонических движений в новейшее время на юго-востоке Русской платформы в целом и в пределах Саратовского тектонического узла, в частности.

Практическая значимость выявления трещино-разрывной тектоники в пределах крупного города и его окрестностей неоспорима.

Как показало моделирование полей напряжений [4], вблизи разломов происходят максимальные перепады напряжений как по горизонтали, так и по вертикали, т.е. происходит разгрузка напряжений, при этом максимальные напряжения возникают на концах разломов. Знание и прогнозирование трещино-блоковой структуры городской территории, в пределах которой размещены подземные хранилища газа, полигоны подземного захоронения промстоков, подземные и тяжелые наземные сооружения, является важной задачей, требующей всесторонней оценки.

Литература

1. *Ваньшин Ю.В., Токарский О.Г.* Принципы районирования территории Саратовского промзла и прилегающих районов по условиям захоронения промстоков в недра Земли // Проблемы подземного захоронения промстоков / Под ред. Ю.В.Ваньшина. Саратов: ГУНЦ «Колледж», 2000. С. 36–42.
2. *Ваньшин Ю.В., Токарский О.Г., Токарский А.О.* Неотектоническая трещиноватость как фактор, определяющий размеры и конфигурации СЗЗ на полигонах подземного захоронения промстоков // Ресурсовспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр. М.: РУДН. 2003. С. 273–274. (Материалы Второй Междунар. конф.)
3. *Востряков А.В.* Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго востока Русской платформы. Саратов: СГУ, 1967. 354 с.
4. *Калинин Э.В., Панасьян Л.Л., Широков В.Н. и др.* Моделирование полей напряжений в инженерно-геологических массивах. М.: МГУ, 2003. 261 с.
5. Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья. М-б 1:500 000 / Под ред. Ф.И.Ковальского. Саратов: Изд-во СГУ, 1981.
6. *Лихоман О. А., Ваньшин Ю. В., Токарский О.Г., Юшина З.А.* Минералы-индикаторы неотектонических процессов в пределах платформенных и складчатых областей (Поволжье, Южный Урал, Фергана) // Минералогическое общество и минералогическая наука на пороге XXI века: Тез. докл. к IX съезду Минералогич. о-ва при РАН. СПб.: СПбГУ, 1999. С. 84–85.
7. *Рихтер Я.А.* Очерки региональной геодинамики Прикаспийской впадины и её обрамления. Саратов: Научная книга, 2003. 85 с.
8. Структурная карта поверхности фундамента Прикаспийской впадины. М-б 1:1 000 000. / Гл. ред. Л.И.Ровнин, С.Е.Чакабаев. КГП ПГО «Центргеология», 1986.
9. Схема тектоники юго-востока Русской и Предкавказской платформы. М-б 1:500 000. (А.К. Машкович). 1970.
10. *Тищенко В.А., Молчанова Л.П.* О первых находках киновари и других сульфидных минералов на территории Саратовского Поволжья // Докл.АН СССР. 1970. Т.192, №4. С.885–887.
11. *Токарский О.Г.* Некоторые аспекты термофлуктуационной концепции прочности при решении инженерно-геологических и геоморфологических задач// Геологические науки–99: Избр. тр. Межвед. науч. конф. Саратов: Изд-во ГУНЦ «Колледж», 1999. С. 83–86.
12. *Токарский О.Г.* О гомологическом ряде трещин и их классификации // Материалы научной межведомственной конференции «Геологические, геофизические и геохимические исследования юго-востока Русской платформы» г.Саратов, 2–4 апреля 2001 г. Изд-во СО-ЕАГО, 2001. С.27.

О роли пластических деформаций в процессах эклогитизации

Причиной эклогитизации базитов принято считать высокие давления. Такие представления имеют убедительное экспериментальное и четкое логическое обоснование и являются общепризнанными. Весьма популярны представления о субдукционной природе эклогитов, распространяемые и на поздний архей [1; 2]. И хотя то, что высокие давления являются достаточным условием для образования минералов высокой плотности (пирропа и омфацита) сомнений не вызывает, необходимость этого условия не очевидна. Факты локальных проявлений эклогитизации, свидетельствующие о том, что она определяется не глубиной метаморфизма, либо не только ею, стимулировали разработку новых моделей образования эклогитов [3–5]. Однако, значение других факторов, например, сдвиговой пластической деформации, в процессах эклогитизации остается неясным.

В районе с. Гридино (Центральная часть Беломорского подвижного пояса) нами установлено, что эклогитизация базитов различного состава, выраженная в глубокой структурно-метаморфической переработке пород с образованием высоконапоровых клинопироксенов (указывающих на достижение условий эклогитовой фации [6]) и магнезиальных гранатов, приурочена к зонам пластических сдвиговых деформаций, локализованных в поле развита пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

На о-ве Избная Луда эклогитизация разновозрастных (PR_1 и AR_2 ?) даек и класталитов базитов приурочена к сдвиговому зонам, ограничивающим реликтовый (архейский) структурный домен [7]. Одна из зон имеет ширину около 100 м. Среди эклогитизированных пород здесь отмечены как железистые, так и магнезиальные базиты.

В объекте, расположенном к северу от с. Гридино, гнейсограниты рассеяны тремя дайками железистых базитов близкого состава. По соотношениям даек четко устанавливается последовательность их внедрения. Здесь отчетливо проявлен структурный контроль эклогитизации: породы самой молодой дайки, приуроченной к зоне сдвига, превращены в симплектитовые апоэклогиты, в которых сохраняется ранний эклогитовый парагенезис $Omph$ (до 36% Jd)– Grt (до 23% Prp) [8], тогда как ранняя дайка, не нарушенная деформациями, сохраняет массивную текстуру и реликты магматической структуры пород.

В западной части о-ва Воротная Луда дайка железистых габбро сечет дайку магнезиальных габброноритов. Секущая дайка, приуроченная к зоне сдвига, деформирована и сложена апоэклогитами. В 2–метровой полосе вдоль контакта с ней (в той же зоне сдвига) деформации и эклогитиза-

¹ Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

цию испытали также и породы ранней габброноритовой дайки. Здесь они имеют метаморфические структуры, характеризующиеся слабо вытянутыми по сланцеватости порфиробластами граната $Grt_{pp44,9-40,5}$ и ориентированными в плоскости сланцеватости призматическими зернами клинопироксена $Omp_{jd22,1-27,3}$. Вне зоны сдвига для габброноритовой дайки характерны секущие интрузивные контакты с зонами закалки, массивные текстуры, гипидиоморфнозернистые, коронитовые структуры пород.

Четвертый объект, уже рассматривавшийся в публикациях [8 и др.], находится вблизи восточного окончания полуострова, на котором расположено с. Гридино. Здесь обнажается тело оливиновых габброноритов, по-видимому, отторженное от крупной дайки северо-западного простирания в зоне сдвига близкой ориентировки. Тело очень неравномерно метаморфизовано. Для большей его части характерны массивная текстура, гипидиоморфнозернистая магматическая и коронитовая структура, первичные магматические оливин и пироксены. В краевых частях тела оливиновых габброноритов на контактах с гнейсогранитами развиты амфиболиты и эклогиты с парагенезисом $Grt_{pp42,3-44,0} + Omp_{jd21,4-24,2}$, характеризующиеся метаморфическими структурами и четкой деформационной линейностью.

Во всех описанных выше случаях эклогитизация пород приурочена к зонам сдвига. Этот структурный факт определенно указывает на то, что рассматриваемые эклогиты не являются реликтами в поле интенсивной ретроградной амфиболитизации, а представляют собой новообразованные породы с эклогитовыми парагенезисами, приуроченные к тектоническим зонам. Но в рассмотренных зонах сдвига нет таких неоднородностей, с которыми могло бы быть связано повышение давления в метаморфизируемых базитах. Иначе говоря, минералы, образующиеся в экспериментах при высоких давлениях, образовались в сдвиговых зонах, строение которых не допускает повышения давления. Это свидетельствует в пользу того, что пластическая деформация приводит к «запуску» процесса эклогитизации в зонах сдвига в то время, когда боковые породы испытывают метаморфизм амфиболитовой фации.

Некоторые вопросы связи проградного метаморфического минералообразования с зонами сдвигов рассмотрены в работе М.Г.Леонова [9], где сделан вывод о том, что степень метаморфических преобразований пород может быть связана со степенью интенсивности сдвиговых пластических деформаций. Созвучно с этим выводом содержание работ Т.Г.Остапенко [10] и других авторов, в которых показано, что в условиях анизотропных полей напряжений метаморфические минералы образуются в условиях меньших давлений, чем это следует из экспериментальных данных.

Для российской части Балтийского щита показано, что проградные метаморфические преобразования могут быть приурочены к зонам интенсивных деформаций (сдвиговым зонам) как для гнейсов [11], так и для пород основного состава [12]. Проградные метаморфические преобразования глиноземистых пород с образованием кианит-гранат-биотитовых гнейсов по гранат-биотитовым также связаны с дискретными сдвиговыми

деформациями [13]. Более того, в сдвиговых зонах кианит образуется в породах как с высокой, так и с умеренной глиноземистостью [14].

Наши данные свидетельствуют о том, что пластические деформации в локальных сдвиговых зонах (даже незначительные) могут вызвать эклогитизацию пород. Роль флюида в процессе эклогитизации пород для рассмотренных случаев крайне проблематична. Гидроксилсодержащие минералы, свидетельствующие о присутствии флюида, характерны как для интенсивно эклогитизированных, но помещенных в зоны сдвига пород, так и для пород вне зон сдвига, сохранивших магматические минералы, структуры и текстуры.

Особенности рассмотренных объектов – различный химический состав эклогитизированных базитов (в одних случаях – магнезиальных, в других – железистых), приуроченность эклогитизации к зонам локальных пластических сдвигов и отсутствие признаков эклогитизации на небольшом удалении от них позволяют утверждать, что именно пластические деформации в локальных зонах сдвига обусловили процесс эклогитизации.

Сказанное приводит к выводу, что локальные пластические деформации могут быть достаточными для образования эклогитов на глубинах, соответствующих условиям амфиболитовой фации метаморфизма.

Литература

1. *Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Кониллов А.Н., Кузнецко Т.И.* Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // *Петрология*. 2004. Т.12, № 6. С. 609–631.
2. *Щипанский, А.А., Кониллов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикова С.Ю.* Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // *Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: в 2 т.* М.: ГЕОС, 2005. С. 389–392 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 2).
3. *Русин А.И.* Континентальный рифтовый и коллизионный метаморфизм орогенных областей // *Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты: В 2 т.* М.: ГЕОС, 1998. С. 16–138 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т.2).
4. *Jamtveit B., Austrheim H., Malthe-Sorensen A.* Acceleration hydration of the Earth's deep crust induced by stress perturbations // *Nature*. 2000. V. 408. №. 2. P. 75–78
5. *Филатова В.Т., Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н.* Тектонофизика внутриплитного коллизии: концептуальные подходы и результаты моделирования эволюции коровых астеносферно-террейновых ансамблей Балтийского щита // *Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 1.* Апатиты: КНЦ РАН, 2002. С. 57–73.
6. *Кориковский С.П.* Фации глубинности коровых эклогитов // *Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков».* Т. 2. М.:ООО «Связь-Принт», 2002. С. 108–109.
7. *Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С.* Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов-габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // *Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 262–264.* (Материалы Междунар. (X всерос.) петрограф. совещ. «Петрография XXI века»; Т. 3).
8. *Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С., Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В., Бабарина И.И.* Архейские и апалеопротерозойские друзиты района с.Гридино (Белое море) // *Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции).* Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2005. С. 60–74.

9. Леонов М.Г. О формах и природе вещественных преобразований горных пород в зонах метаморфического течения // Тектоника и метаморфизм: Тез. докл. М.: ГИН РАН 1994. С. 49–53.
10. Остапенко Г.Т. Рекристаллизация минералов в условиях стресса // Геохимия. 1968. № 2. С. 234–236.
11. Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации P-T параметров тектоно-метаморфизма в зоне пластического сдвига // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 3. С. 370–374.
12. Козлова Н.Е., Реженева С.А. Генезис эклогитоподобных пород Лапландского гранулитового пояса // Там же. С. 378–380.
13. Ручьев А.М. О некоторых особенностях параgneйсов чупинской свиты (Беломорский комплекс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 73–81.
14. Щербакова Т.Ф., Терехов Е.Н. Геохимическая характеристика глиноземистых плагиогнейсов: к вопросу о происхождении кианитсодержащих пород Беломорского пояса // Геохимия. 2004. № 6. С. 611–631.

**В.Г. Трифонов¹, А.Е. Додонов¹, Е.В. Артюшков², Д.М. Бачманов¹,
А.В. Миколайчук³, Ф.А. Вишняков³, А.А. Зарщик⁴**

Возрастание скорости новейшего горообразования в позднем плиоцене–квартере и его причины (на примере Центрального Тянь-Шаня)

По данным С.С. Шульца, О.К. Чедия, В.И. Макарова, С.А. Несменянова, Н.И. Николаева, К.Е. Абдрахматова, А.В. Миколайчука, Денг Кидонга и других исследователей, горное сооружение Тянь-Шаня развивалось с олигоцена в условиях поперечного или косоугольного к простиранию хребтов сжатия и укорочения. Продолжение этого процесса проявляется подвижками по активным разломам и землетрясениями и фиксируется данными космогеодезии. О.К.Чедия и В.Н.Крестников отмечали, что контрастность рельефа со временем нарастала и средняя скорость воздымания гор за олигоцен–квартер ниже, чем за четвертичное и тем более позднечетвертичное время. Наша задача состояла в определении параметров этого ускорения в Центральном Тянь-Шане (ЦТШ) и его возможных причин.

Ускорение новейших восходящих движений ЦТШ обосновывается изучением фаций и мощностей новейшей молассы в межгорных и предгорных впадинах, структурных перестроек в ходе новейшего тектогенеза и ярусности рельефа.

Эпипалеозойское платформенное развитие ЦТШ продолжалось до эоцена. Собственно орогенный комплекс представлен четырьмя сериями молассы: киргизской (олигоцен – средний миоцен), тяньшаньской

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии (ИГ) НАН Кыргызстана, Бишкек, Кыргызстан

⁴ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

(средний миоцен – верхний плиоцен), шарпылдакской (самые верхи плиоцена и эоплейстоцен) и плейстоцен-голоценовой. Нижняя часть красноцветной киргизской серии сложена конгломератами, обычно мелкогалечными, гравелитами и песчаниками, которые в центральных частях крупных впадин сменяются песчано-глинистыми отложениями с гипсом. Верхняя часть серии более тонкообломочная и содержит прослои карбонатов, гипса и местами галита. Это указывает на выравнивание рельефа и появление обширных периодически осушавшихся озер. Тяньшаньская серия, пестроцветная в нижней и палео-серая в верхней частях, сходна с верхней частью киргизской серии, но эвапоритов стало меньше. Отмечается погрубение отложений вверх по разрезу, особенно на юго-востоке региона, в Текесской и Каркаринской впадинах.

Олигоценые отложения накапливались при небольшой (обычно ≤ 1 км) высоте поднятий, откуда сносился материал. Эта разница уменьшилась во время накопления верхней части киргизской и тяньшаньской серий. Вместе с тем, погрубение обломочного материала со временем свидетельствует о возрастании контрастности рельефа.

Обстановка осадконакопления резко изменилась в эпоху накопления шарпылдакской серии, повсеместно сложенной серыми конгломератами, до валунных, с прослоями гравия, песка и алеврита. Грубый состав отложений указывает на резкое возрастание выноса обломочного материала, отражающее интенсивный рост горных хребтов. Впадины вовлекаются в поднятие, и бассейновый режим аккумуляции сменяется в них эрозией и формированием плейстоценовых террас. Заполнение прогибающихся участков сохраняется лишь местами в Чуйской, Илийской и Иссык-Кульской впадинах.

Об изменении темпа вертикальных движений со временем можно косвенно судить по средним скоростям бассейновой аккумуляции. В эпоху эоценового платформенного осадконакопления ее средняя скорость обычно не превышала 0,01 мм/год и лишь в немногих участках будущих впадин достигала 0,01–0,03 мм/год. Во время формирования киргизской серии скорость составила сотые доли миллиметра в год, а в «тяньшаньскую» эпоху возросла до 0,1–0,4 мм/год. Поскольку в эоплейстоцене большинство впадин было вовлечено в поднятие, скорости бассейновой аккумуляции удалось получить лишь для Чуйской и Иссык-Кульской впадин, где они втрое возросли по сравнению с предыдущей эпохой. Единственная подобная оценка для плейстоцена сделана в Чуйской впадине, где скорость аккумуляции достигла 1 мм/год, т.е. стала еще выше, чем в эоплейстоцене.

Эоплейстоцен был временем структурных перестроек. Если более древние серии молассы, как правило, перекрывают друг друга без существенных несогласий, и следы «трансгрессивного» залегания отмечаются лишь в краевых частях некоторых впадин, угловые несогласия до первых градусов в основании шарпылдакской серии присутствуют почти повсеместно. Происходит расширение поднятий, причем на юге оно

начинается раньше. Так, перемычка между Туюнской и Аксайской впадинами на юге ЦТШ возникает еще в плиоцене и запечатана шарпылдакскими отложениями, тогда как перемычка между Атбашинской и Нарынской впадинами, поднятая над поверхностью их фундамента на несколько километров, оформилась в рельефе только к плейстоцену. На востоке между эшелонированно расположенными хребтами перемычки сохранились отложения киргизской и тяньшаньской серий в фациях, удаленных от источников сноса. Нет следов воздымания и в отложениях тяньшаньской серии, граничащих по разломам с западной частью перемычки. Шарпылдакские отложения присутствуют лишь вблизи противоположных от нее бортов впадин и не содержат обломочного материала с этого поднятия. Такие же соотношения отмечаются вблизи перемычки между Джумгольской и Кызылойской впадинами. С конца плиоцена оформляется как рамп, заполняется конгломератами с соседних поднятий и деформируется зона Минкуш–Каракиче, совпадающая с «линией Николаева» на границе Северного и Среднего Тянь-Шаня.

К началу олигоцена на территории ЦТШ завершилось формирование предорогенного денудационного пенеплена, в целом немного поднятого над аккумулятивным пенепленом Западного Тянь-Шаня. Размах рельефа этой предорогенной поверхности оценивается в первые сотни метров. Согласно составленной карте вершинной поверхности, которая в первом приближении может рассматриваться как карта суммарного воздымания хребтов, а также данным о строении впадин, превышения осевых частей хребтов над днищами соседних впадин составляют 3–4 км, а максимальный размах современного рельефа доорогенной поверхности достигает 10 км. Для оценки распределения этих движений в течение новейшего этапа проанализирована ярусность рельефа. В горных хребтах ЦТШ выделяют три яруса, верхний из которых коррелируется с киргизской серией; средний, образованный двумя ступенями, – с тяньшаньской и шарпылдакской сериями и нижний, контролируемый цикловыми террасами горного сооружения, – с послезоплейстоценовыми бассейновыми отложениями Чуйской и Илийской впадин. В.И.Макаров определил амплитуды олигоценовых врезов в хребтах ЦТШ в 200–400 м. О.К.Чедия оценил глубины врезов верхнего яруса рельефа величинами до 700 м среднего яруса – до 1500 м, из которых больше половины приходится на нижние врезы, коррелятные шарпылдакской серии, и нижнего – до 1500 м. Близкие значения дали В.Н.Крестников и его соавторы.

По приведенным величинам, с учетом длительности эпох накопления коррелятных серий, рассчитаны условные средние скорости врезания для разных ярусов и подъярусов рельефа хребтов ЦТШ, которые в первом приближении отражают скорости их воздымания. Скорости врезов составили 0,02–0,03 мм/год за время формирования нижней части киргизской серии, около 0,03 мм/год за время отложения всей киргизской серии, 0,05–0,08 мм/год за время отложения тяньшаньской серии, 0,5–0,7 мм/год за «шарпылдакское» время и до 2–3 мм/год в плейстоцене. По

данным В.Н.Крестникова, средняя скорость врезания в позднем плейстоцене – голоцене возросла примерно вдвое по сравнению со средним плейстоценом, достигнув 3–4, а на юго-востоке 6 мм/год. Таким образом, в конце плиоцена на фоне постепенного ускорения врезания произошел скачок – скорость возросла в 10 раз, а в плейстоцене еще больше, превысив в позднечетвертичное время среднюю скорость «дошарпылдагского» времени примерно в 100 раз. Скорости четвертичного врезания в межгорных впадинах были примерно в 1,5 раза меньше.

Итак, с конца плиоцена и в большей мере с плейстоцена ЦТШ испытал интенсивное поднятие, наибольшее на юге и особенно на юго-востоке горного сооружения. Это ускорение воздымания не было обусловлено только ускорением горизонтальных движений, поскольку их средние скорости с олигоцена поныне (2–2,5 мм/год) уступают скоростям позднелейстоцен-голоценовых движений (5–7 мм/год) лишь в 2–3 раза.

По данным сейсмологии, гравиметрии, геотермии и магнитно-теллурического зондирования, земная кора ЦТШ имеет наибольшую мощность (55–65 км) в Северном и Южном Тянь-Шане и сокращена до 40–45 км под Нарынской, Атбашинской, Чуйской и Илийской впадинами. Выделяются коровые волноводы. В верхней мантии скорости продольных волн понижены до 3% от средних значений, а плотности уменьшены на 0,1–0,2 г/см³. Мантия аномально разогрета, что обеспечивает ее повышенную пластичность. В этих условиях могли проявиться такие механизмы восходящих движений, как компенсация изостатической неуравновешенности, возникающей из-за эрозионно-аккумулятивных процессов, и преобразование погребенных фрагментов древней океанской коры (серпентинизация перидотитов и ретроградный зеленосланцевый метаморфизм эклогитов). Однако действие указанных механизмов ограничено.

Главный механизм ускорения воздымания представляется нам следующим образом. Значительная часть океанской коры каледонского и герцинского Тянь-Шаня была эклогитизирована и пополнила уплотненную в ходе становления континентальной коры реститовую мантийную часть литосферы региона. Горизонтальные перемещения в ходе неотектонической активизации привели к расслоению литосферы. Ее отслоенная плотная мантийная часть, потеряв сцепление с земной корой, стала погружаться и замещаться аномальной, т.е. менее плотной разогретой астеносферной мантией. Разуплотнение мантии, сопровождавшееся понижением плотности граничащих с ней объемов коры в результате их теплового расширения, фазовых и вещественных преобразований, привело к интенсивному воздыманию горного сооружения. Хотя исходные причины этого процесса могли начать действовать раньше, само воздымание проявилось только в позднем плиоцене и квартере. Тот факт, что подошва аномальной линзы, охватывающей самую верхнюю часть мантии, погружается к югу, где сливается с астеносферной мантией, может указывать на проникновение аномальной мантии с юга, от Памира и Тибета, повышенное теплосодержание которых обусловлено присутствием

под континентальными литопластинами океанской литосферы Мезо- и Неотетиса. Памир, Тибет и Гималаи, под которыми также присутствует аномальная мантия, испытали аналогичное ускорение воздымания в позднем плиоцене и квартере.

Работа была поддержана проектом 6.1 Программы 5 ОНЗ РАН и проектом 4.4 Программы 7 ОНЗ РАН.

В.А. Трофимов¹, А.П. Петров¹, Ю.А. Романов¹, С.В. Трофимова¹

Строение и геодинамика крупных тектонических элементов Волго-Камской антеклизы (по данным глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ на геотраверсе «Татсейс-2003»)

В 2003–2005 гг. на геотраверсе, пересекающем с северо-запада на юго-восток по маршруту Воротиловская СГС – Пижма – Яранск – Мари-Турек – Кукмор – Альметьевск – Стерлитамак практически всю Волго-Камскую антеклизу и названном впоследствии «Татсейс-2003», были проведены глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ².

Их главной задачей являлось изучение особенностей строения земной коры Северо-Татарского свода, Казанско-Кажимского авлакогена, Котельнического свода и юго-восточной части Московской синеклизы в сравнении с нефтеносным Южно-Татарским сводом и, на этой основе, выявление связей размещения нефтяных месторождений с глубинным строением земной коры.

В результате проведенных исследований были получены высокоинформативные сейсмические временные разрезы, характеризующие строение литосферы до глубин 60–70 км. Главной, доминирующей особенностью волнового поля на этих разрезах является наличие наклонных, восстающих в юго-восточном направлении отражателей, имеющих тектоническую природу и пространственно приуроченных к областям, где расположены нефтяные месторождения (рисунок). Судя по современной тектонической активности нефтяных районов Татарстана (Прикамская, Альметьевская зоны), отображаемые на временных разрезах разломы также являются активными в настоящее время. Столь явные связи их размещения с глубинным строением земной коры и верхней мантии дали веские основания вполне обоснованно провести западную границу Волго-Уральской нефтегазоносной провинции по Казанско-Кажимскому авлакогену, а также наметить участки, перспективные для

¹ Институт геологии и разработки горючих ископаемых (ИГиРГИ), Москва, Россия

² Работа выполнена в рамках госконтракта с МПР РФ. Полевые наблюдения производились ОАО «Татнефтегеофизика». Научно-методическое руководство работами и обработка данных осуществлялось ИГиРГИ.

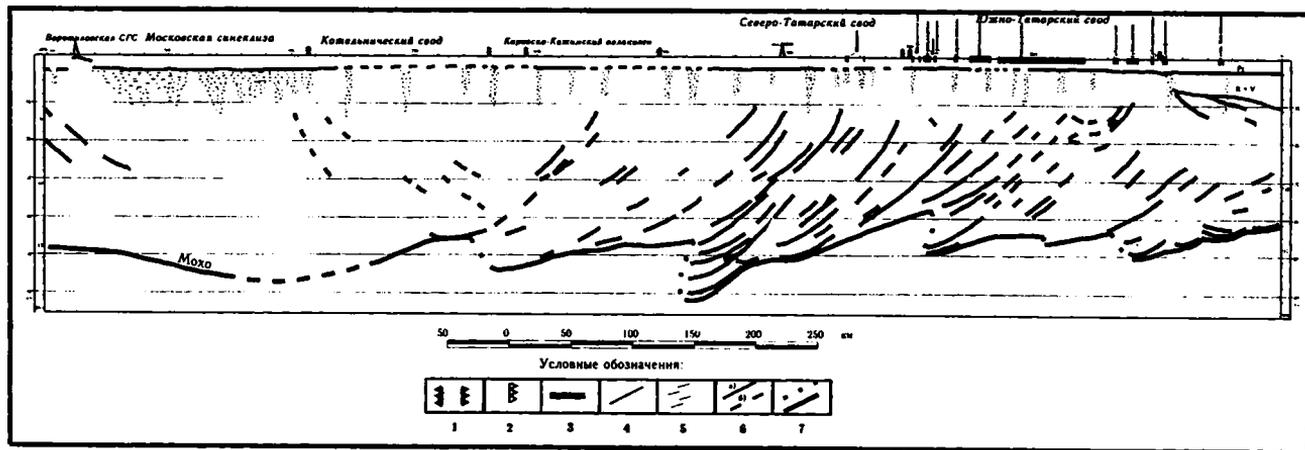


Рис. Сейсмогеологический разрез земной коры по геотраверсу «Татсейс-2003»

1 – границы тектонических элементов первого порядка; 2 – уточненные границы тектонических элементов; 3 – нефтяные месторождения; 4 – Поверхность кристаллического фундамента; 5 – предполагаемые субвертикальные зоны деструкции; 6 – отражатели в консолидированной коре: а – уверенные, б – неуверенные; 7 – подошва расслоенной зоны – возможная граница М

дальнейших нефтепоисковых работ. Вместе с тем, проведенные глубинные сейсмические исследования позволили взглянуть в рамках единого сейсмического разреза на строение и характер сочленения пересекаемых геотраверсом крупных тектонических элементов.

Московская синеклиза достаточно уверенно выделяется в интервале профиля 785–950 км по погружающейся в западном направлении поверхности фундамента. Погружение составляет 400–450 м и выполнено верхнепротерозойскими отложениями. Палеозойские отложения, напротив, сокращаются в мощности и имеют восстание в западном направлении.

Граница Московской синеклизы на временном разрезе выделяется по разлому (785 км) и неплохо согласуется с принятым тектоническим районированием. В палеозойском чехле разлому (с некоторым смещением к западу) соответствует флексура.

Своей западной частью (интервал 950–1001 км) геотраверс пересекает уникальную кольцевую геологическую структуру - Воротиловский выступ. Сверхглубокой Воротиловской скважиной фундамент здесь вскрыт на отметке -415 м. Палеозойские отложения здесь отсутствуют. Непосредственно на архейском фундаменте залегают юрские отложения.

Природа Воротиловского выступа является предметом дискуссии. Одни исследователи его образование связывают с трубкой взрыва, другие – с импактным событием. Полученные временные разрезы однозначного ответа на этот вопрос пока не дают, но склоняют к мысли об эндогенной природе этого объекта. Необходимы дальнейшие сейсмические исследования в этом районе.

Котельнический свод, как известно, относится к погребенному типу и прослеживается по поверхности фундамента и нижним горизонтам осадочного чехла. Как уже говорилось выше, с Московской синеклизой он сопрягается по разлому на 785-м километре профиля. Восточная его граница (граница с ККА) носит пликвативный характер и проводится нами по относительно резкому погружению фундамента в интервале 650–640 км ($t_0=0,98-1,0$ с). Тем самым, по сравнению с принятым тектоническим районированием, размеры Котельнического свода по отработанному геотраверсу уменьшаются на 30–40 км.

Казанско-Кажимский авлакоген согласно существующему тектоническому районированию, находится в интервале профиля 500–610 км. Судя по полученным по геотраверсу данным, его западная граница смещается на 640 км. Не исключено, что восточная сместится к востоку на 20–30 км. Основанием для изменения границ Казанско-Кажимского авлакогена является рисунок осей синфазности, свидетельствующий об увеличении мощности нижней терригенной толщи и возможном появлении верхнепротерозойских отложений, что согласуется с данными бурения Скв. 1-Илеть.

Интересной особенностью строения Казанско-Кажимского авлакогена является наличие резкой флексуры по горизонтам осадочного чехла, которой соответствует глубинный разлом. Эта флексура трассируется по площади, но ее характер существенно меняется. Так, в северной части авлако-

гена направление надвигания западное. Это говорит о еще более сложном строении авлакогена, чем представлялось ранее, а в связи с его перспективами нефтеносности – о целесообразности его специального изучения.

Южно-Татарский и Северо-Татарский своды, существовавшие до конца 70-х годов как Альметьевская и Кукморская вершины единого Татарского свода, затем были выделены в самостоятельные тектонические элементы 1-го порядка на основе анализа мощностей палеозойских комплексов и следовавших отсюда различий в основных этапах формирования. Построенный по геотраверсу сейсмогеологический разрез (данные для его построения по территории Татарстана и Башкортостана были предоставлены геологической службы ОАО «Татнефтегеофизика», за что авторы выражают ей свою признательность) показывает, что в современном плане по поверхности фундамента и по горизонтам палеозойского осадочного чехла они представляют собой крупную единую положительную структуру. Отмеченные в предыдущих разделах особенности волнового поля на больших временах, наличие глубинных тектонически активных наклонных границ в земной коре и под Южно-Татарским и Северо-Татарским сводами могут свидетельствовать и о единой геодинамической обстановке их формирования и современного развития, что также говорит о целесообразности их объединения в единый Татарский свод с его Кукморской и Альметьевской вершинами. Хотелось бы заметить, что высказанное предложение – не возвратом к старому, а реализация нового подхода к тектоническому районированию с учетом современной геодинамики.

По нашему мнению, должна быть пересмотрена и юго-восточная граница Татарского (Южно-Татарского) свода. По существующему тектоническому районированию (например, «Тектоническая карта нефтегазоносных территорий СССР», 1983 г.) он простирается вплоть до Предуральского прогиба. По результатам работ на Геотраверсе «Татсейс-2003» более обоснованно эта граница должна быть проведена на 100-м километре (в нескольких километрах от г. Туймазы). Это обосновывается следующим:

1) здесь проходит древний разлом, юго-восточнее которого находится Бавлинско-Балтаевский грабен (по Л.Н. Горюнову, 1987 г.), выполненный мощной тощей рифейских отложений;

2) здесь наблюдается смена наклонов отражателей в земной коре, т.е., вероятно, происходит смена геодинамической обстановки;

3) по горизонтам палеозоя здесь, с некоторым смещением на северо-запад, наблюдается довольно резкая флексура и смена градиента погружения слоев;

4) смена геодинамической обстановки отображается и в строении месторождений. Так, на Туймазинском месторождении крутым является юго-восточный склон, а на Серафимовском, расположенном юго-восточнее от предлагаемой границы свода – северо-западный;

5) в пользу юго-восточного ограничения свода в этом районе может говорить и резкая смена простираения элементов 2-го порядка. Однако

для проведения этой границы в плане требуются площадные обобщения геолого-геофизических материалов.

Таким образом, геотраверс «Татсейс-2003», пересекающий Волго-Камскую антеклизу, позволил получить важные сведения для решения фундаментальных проблем нефтяной геологии и по-новому взглянуть на тектонику этого региона.

В.П. Трубицын¹

Модель эволюции активных тектонических окраин Тихого океана

Впервые предлагается количественная модель длительной эволюции Тихого океана, которая объясняет активную тектонику окраин Евразии, Северной и Южной Америк. Модель самосогласованно описывает процесс формирования краевых морей на окраинах Евразии, процесс отката зон субдукции (back-rolling), смену напряжения растяжения на сжатие, приведшую к образованию складчатых структур Северной и Южной Америк, поглощение срединно-океанического хребта на окраине Северной Америки. Модель согласуется с имеющимися данными палеореконструкции дрейфа континентов после распада Пангеи [1].

Структура современного Тихого океана и его эволюция существенно отличаются от расширяющегося Атлантического океана. Тихий океан несимметричен. Его срединно-океанический хребет проходит не посередине, а приближен к Южной Америке и касается Северной Америки. Тихий океан окружен кольцом зон субдукции. Но только на его Евразийской окраине имеются краевые моря.

После распада Пангеи одновременно с расширением Атлантического океана стал закрываться Тихий океан. При этом континенты Евразия, Северная и Южная Америки стали двигаться внутрь Тихого океана с различными скоростями.

В работе проведено численное моделирование длительной эволюции дрейфа континента с начальным положением, соответствующим состоянию после распада суперконтинента [2]. Вначале континент начинает, затягиваясь ближайшим нисходящим мантийным потоком, приближаться к зоне субдукции. Если размеры континента больше конвективной ячейки, то мантийные течения под ним имеют разные направления, и скорость континента в несколько раз меньше скорости мантийных течений в зоне субдукции. В результате на активной окраине континента возникает зона растяжения и от континента откалываются фрагменты, которые быстро уезжают и останавливаются над нисходящим мантийным потоком как в ловушке. Континент продолжает медленно приближаться к зоне субдукции. При

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

этом наклон погружения океанической литосферы, вместо вертикального, становится наклонным. Этот этап эволюции соответствует современному положению Евразии с краевыми морями и островными дугами [3].

Взаимодействие континента с мантией вызывает процесс отката зоны субдукции (back-rolling) в сторону океана. В дальнейшем континент все-таки достигает зону субдукции и некоторое время они движутся вместе. При этом краевые моря закрываются, и на активной окраине континента возникает напряжение сильного сжатия. Это состояние соответствует современному положению Южной Америки. При дальнейшей эволюции дрейфа континент вместе с зоной субдукции достигает срединного хребта и частично наезжает на него. Это состояние соответствует Северной Америки, которая первой откололась от Пангеи и успела пройти этапы и Евразии и Южной Америки [4]. Большая и медленнодвигающаяся Евразия все еще находится на первой стадии эволюции закрытия Тихого океана. Эти результаты моделирования количественно согласуются с палеореко-струкциями дрейфа континентов Северной Америки и Южной Америки, отколовшихся от Пангеи 170 и 110 млн лет, соответственно, и Евразии, которая сама образовалась из отдельных фрагментов лишь 200 млн лет и затем долго стояла на мощном нисходящем мантийном потоке.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 05-05-64029).

Литература

1. Трубицын В.П. Тектоника плавающих континентов // Вестник РАН. 2005. № 1. С. 10–21.
2. Trubitsyn V.P., Mooney W.D., Abbott D.H. Cold cratonic roots and thermal blankets: How continents effect mantle convection // Int. Geol. Rev. 2003. V. 45, № 6. P. 479–496.
3. Trubitsyn V.P., Kaban M.K., Mooney W., Reiber Ch., Schwintzer P. Models for the interaction between moving continents and the convective mantle: simulation of active tectonic processes // Geophys. J. Int. 2006. (в печати).
4. Morgan J.W. Hotspot tracks and opening of the Atlantic // Tectonophysics. 1983. V. № 94. P. 123–129.

**М.И. Тучкова¹, Э.Л. Миллер², Дж. Джерелс³, Х.П. Торо⁴,
Д. Амато⁵, С.М. Катков⁶**

Палеореко-струкции триасового бассейна Западной Чукотки по результатам датирования цирконов

На Западной Чукотке широко распространены триасовые (пермо (?)-триасовые) терригенные отложения, которые рассматриваются как оса-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford Univ., Stanford, CA, USA

³ Department of Geosciences, Univ. of Arizona, Tucson, AZ, USA

⁴ Department of Geology and Geography, West Virginia Univ., Morgantown, WV, USA

⁵ Department of Geological Sciences, New Mexico State Univ., MSC 3AB, PO Box 30001, Las Cruces, NM, USA

⁶ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

дочный чехол крупного микроконтинента Чукотка –Аляска [1–3]. В это время отложения накапливались в условиях пассивной окраины Палеоарктического бассейна. На протяжении позднего палеозоя и мезозоя регион претерпел ряд последовательных перестроек, связанных со сменой различных геодинамических режимов, что позволяет считать его удачным объектом для изучения тектонической эволюции пассивной окраины.

Триасовые отложения Западной Чукотки представлены тремя комплексами: нижне-среднетриасовым, верхнетриасовым карнийским и норийским. Каждый комплекс обладает рядом индивидуальных литологических черт, свидетельствующих о смене фаций, указывающих на изменение угла наклона материкового континентального склона и проградации шельфа в течение триаса. Анализ минерального состава осадочных комплексов, слагающих триасовые отложения, позволяет предполагать последовательный размыв единого комплекса метаморфических пород от низко-(ранний триас) к высокометаморфизованным (норийский ярус).

По химическому составу песчаники триаса делятся на две группы. Одна из них имеет сходные петрохимические характеристики и образует компактное поле, а другая – не дает единого поля. В целом, в течение триаса в песчаниках наблюдается понижение титановой и железистой составляющих и некоторое смещение данных из поля вулканокластических песчаников в поле полимиктовых (по диаграмме Коссовской, Тучковой, 1988г.). По составу REE песчаники первой группы также практически идентичны, что позволяет предполагать единый крупный источник сноса.

В связи со слабой стратиграфической изученностью терригенных отложений и для характеристики источников сноса литологические исследования проводились в совокупности с U–Pb датированием цирконов. Был определен возраст детритовых цирконов из карнийских отложений правобережья р. Малый Анюй (обр. СН 2.6, рисунок), правобережья р.Каральвеем (обр. СН 3.1 В) и руч.Угол (левого притока р.Кытеп-Гуйтеньрывеем, обр. СН 26.5). Анализ полученных данных показал, что в образцах присутствует несколько популяций циркона, пики возрастов которых на гистограммах достаточно близки. Возраст наиболее молодой популяции практически совпадает во всех трех образцах и составляет 230–250 млн лет. В других, более древних популяциях, пики гистограмм не совпадают, хотя наблюдается некоторое сближение пиков в определенных геохронологических интервалах (360-380, 440-460 млн. лет, 1,6–1,8 млрд лет, см. рисунок). Исходя из полученных данных, можно предполагать, что молодая популяция цирконов во всех трех проанализированных образцах принадлежит единому источнику сноса, размываемые породы которого доминируют в составе песчаных пород триаса. Поскольку ни в одной из популяций не отмечен возраст моложе 200 млн лет, продолжительность седиментации в карнийском бассейне Западной Чукотки предполагается от 230 до 200 млн лет. Считается, что возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления, если во время седиментации поблизости имела место синхронная вулкани-

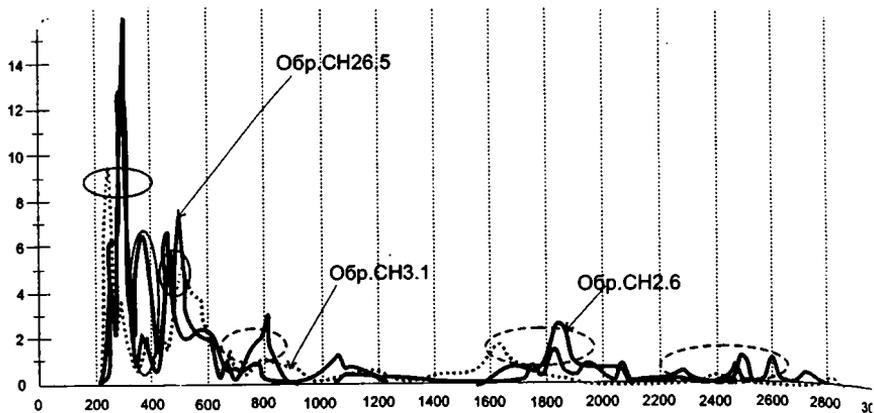


Рис. Результаты распределения U-Pb возраста различных популяций цирконов из верхнетриасовых отложений Западной Чукотки

На верхней гистограмме пики разновозрастных популяций из трех образцов объединены. Штриховой линией показан возраст несовпадения пиков, сплошной – совпадения. По оси «х» – возраст, млн лет; по оси «у» – частота встречаемости

ческая активность [4,5]. Действительно, в регионе известны проявления ранне-среднетриасового магматизма, в виде даек и силлов диабазов, залегающих в отложениях палеозоя и нижнего триаса [6–8].

Выводы. Анализ полученных разными методами схожих характеристик терригенных триасовых толщ, развитых в разнообразных ландшафтных зонах, позволяют предполагать единый палеобассейн, в пределах которого формировались осадочные терригенные комплексы большой мощности. Их накопление было связано с крупной речной системой, выносящей в бассейн огромные массы терригенной кластики. По-видимому, шельфовая зона бассейна в течение раннего–среднего триаса была достаточно узкой и осадки, не накапливаясь на шельфе, перемещались в более глубоководные участки. В результате происходило наращивание шельфовой зоны, ее проградация в сторону глубоководья, и выполаживание континентального склона. При этом ширина шельфа к концу триаса (в нории) существенно увеличилась, но была весьма пологой. Источником кластики служил единый метаморфический комплекс, продукты размыва которого накапливались практически на всей территории Чукотского микроконтинента. Изменение состава терригенной кластики в песчаниках триаса может указывать на размыв все более метаморфизованных пород (от периферической части к центру комплекса). При этом не отрицается присутствие других, более древних источников сноса, количество которых увеличивается в южном направлении, но их влияние на осадконакопление было не столь значительным.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-65052, 03-05-64915).

Литература

1. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии// Гетектоника. 1993. № 1. С.68–78
2. Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J.P., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East// Tectonics. 1999. V. 18, № 6. P.977–1003
3. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка)// Докл. РАН. 2001. Т.276, №1. С.7–11.
4. Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission-trac ages for detrital zircon// American J. Sci. 1992. V. 292. P.565–636.
5. Garver J.L., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission track thermochronometry// Physics and Chemistry of the Earth. Pt A. 2000. V. 25? № 6–7. P.565–570/
6. Гельман М.Л. Триасовая диабазовая формация Ануйской зоны (Чукотка)// Геология и геофизика. 1963. № 2. С.127–134/
7. Садовский А.И. О магматических формациях и металлогении Ануйского мегантиклинория (Чукотка) // Там же 1966. № 4. С.41–59.
8. Тильман М.С. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск.: Наука, 1973. 325 с.

В.П. Уткин¹

Структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса

Восточно-Сихотэ-Алинский магмо-металлогенический пояс (ВСАММП) сформирован в меловом периоде и характеризуется магмо-металлогенической зональностью, проявленной с запада на восток (рис. 1), которая рассматривается [2, 3] как отражение вертикальной зональности, эксгумированной косым эрозионным срезом пояса. Наклон ВСАММП на ЮВ произошел в неогене в результате формирования Япономорской рифтогенной впадины. Метод исследования косых эрозионных срезов широко используется при изучении вертикальных разрезов стратифицированных образований, но в отношении крупнейшего вулканоплутонического сооружения применен впервые.

Синхронные магматизм и металлогения развивались от альба до палеоцена. В альбе – раннем сеномане сформирована зона гранитоидных плутонов (см. рис. 1), локализованных под и в низах берриас-альбской толщи терригенных осадков (рис. 2), выполнявшей роль структурного экрана для глубинных гранитизирующих флюидов, восходящих по сдвиговым зонам. Очаги интрузивного магматизма формировались в обладавших декомпрессионным эффектом ядрах складчато-сводовых структур, что подтверждается уплощенной формой гранитоидных тел и их, вместе с

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

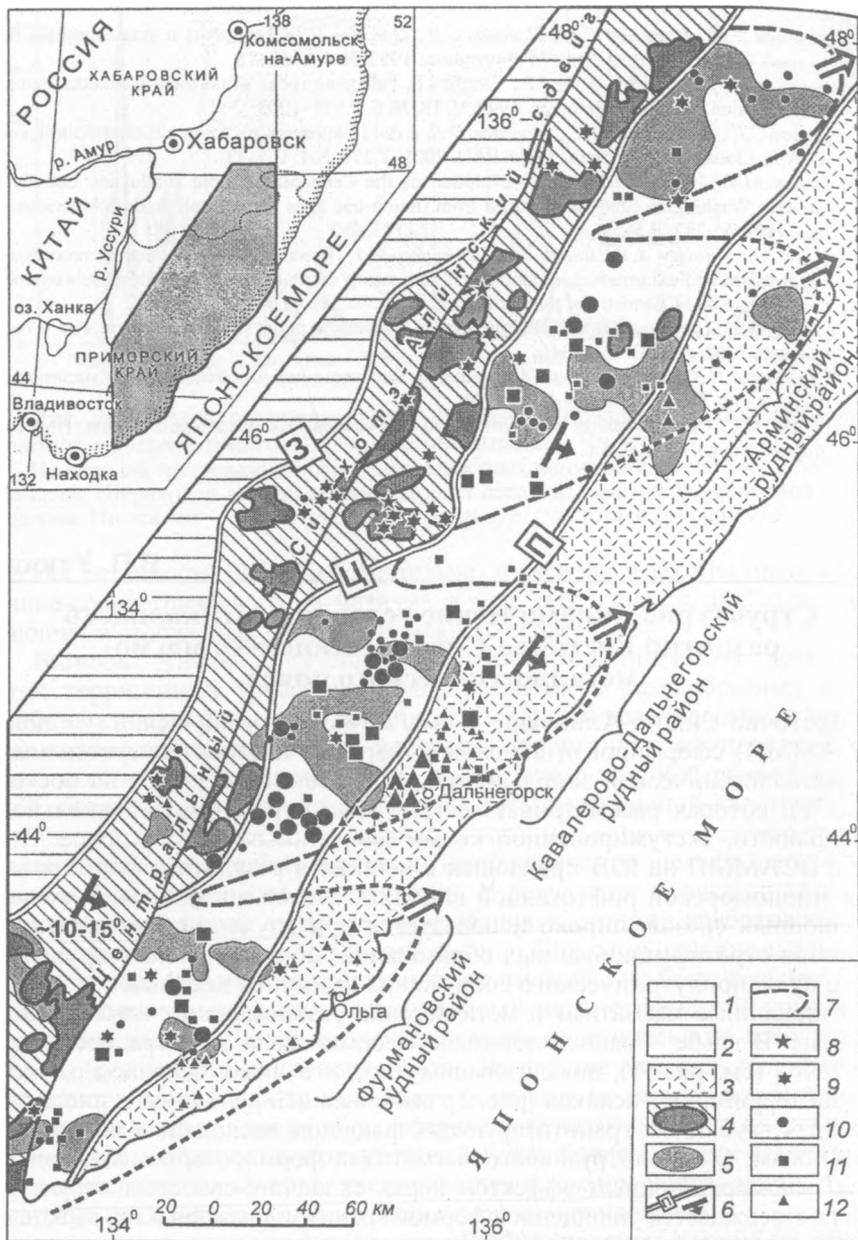


Рис. 1. Отражение вертикальной магмо-металлогенической зональности ВСАММП в косом эрозионном срезе

1, 2 – домеловые кремнисто-вулканогенно-терригенные (1) и раннемеловые, преимущественно терригенные (2) отложения; 3 – вулканиты, слагающие позднемеловой вулканический чехол; 4 – зона альб-раннесеноманских, вскрытых эрозией, гранитоидных плутонов, размещенных на берриас-валанжинских уровнях раннемеловой толщи и непосредственно под ней; 5 – гравитационные минимумы, отражающие положение гранитоидных криптоплутонов; 6 – генерализованные западные границы рудно-магматических зон: З – Западной (плутоногенной), Ц – Центральной (переходной), П – Прибрежной (вулканогенной), отражающих в косом эрозионном срезе вертикальное строение пояса (стрелки – направление погружения зон); 7 – генерализованные границы антиклиналей, контролирующих ареалы раннемеловых гранитоидных плутонов и рудолокализацию с образованием рудных районов (стрелки – направление погружения антиклиналей); 8–12 – рудогенные минеральные ассоциации от высокотемпературных (8) к относительно низкотемпературным (12): 8–вольфрамитовые, 9–касситерит-кварцевые, 10–касситерит-силикатные, 11–касситерит-сульфидные, 12–свинцово-цинковые (крупные значки - месторождения, мелкие - рудопроявления)

Приморским и Сихотэ-Алинским батолитами, СВ простираем, конкордантным складчатой системе Сихотэ-Алиня (см. рис. 2). Ареалы гранитоидных тел контролируются крупными антиклиналями (см. рис. 1), погружение которых на СВ соответствует положению косо ориентированных к сдвигам складчатых структур моноклинали, падающей на ЮВ.

К сеноману раннемеловая толща была полностью смята в осдвиговые, тесно сжатые складки и рассечена сдвиговыми зонами (см. рис. 2). Раннемеловые конседиментационные складчатые парагенезы сдвигов сменились осдвиговыми структурами растяжения разных амплитуд и длительности раскрытия. Наиболее крупные – вулканотектонические структуры растяжения (ВТСР) (см. рис. 2), компенсированные вулканитами и субинтрузивами, широкий возрастной диапазон которых указывает на многократное приоткрывание ВТСР в течение сеноман-палеоцена. З-СЗ ориентировка ВТСР, ограниченная с флангов сдвигами, как и доминирующее СЗ простираем, косое по отношению к сдвигам, дайковмещающих структур растяжения (см. рис. 2, диаграмма), свидетельствует о их раскрытии в условиях левосторонней активизации сдвигов. Наложенные на складки структуры растяжения разных рангов вскрыли остаточные магматические очаги альбского плутоногенного уровня ВСАММП и обеспечили продвижение к поверхности магм, сформировавших в поздне мелу – палеоцене вулканический чехол. Развитие ВТСР между плутоногенной зоной и вулканическим чехлом (см. рис. 2) подтверждает их связующую роль как основных магмоподводящих каналов вместе с многочисленными структурами растяжения, компенсированными дайками.

Сдвиговые зоны, согласно глубинному сейсмозондированию, рассекают континентальную кору и проникают до верхней мантии, выполняя роль каналов для продвижения к поверхности рудоносных флюидов, что объясняет контроль ими рудных месторождений [1] (см. рис. 2). Домини-

Рис. 2. Контроль рудных месторождений ВСАММП сдвиговыми зонами 1,2 – неогеновые андезиты, андезибазальты (1) и осадочные отложения (2), компенсирующие сосдвиговые структуры растяжения; 3/4 – позднемиеловые эффузивно-экструзивные образования, компенсирующие вулканотектонические структуры растяжения (ВТСР) (3), и вулканы, слагающие вулканический чехол (4); 5 – альбернесономанские гранитоидные плутоны; 6 – контактовый метаморфизм плутонов, слагающих Сихотэ-Алинский (С) и Приморский (П) батолиты (стрелки – направления погружения батолитов); 7 – глубины (в км) кровли (числителе) и подошвы гранитоидных криптоплутонов; 8–10 – преимущественно терригенные готерив-альбские (8), берриас-валанжинские (9) и домеловые кремнисто-вулканогенно-терригенные (10) отложения; 11 – маркирующая песчано-конгломератовая толща с остатками фауны аптальбских аушеллин (квадраты); 12 – частные сдвиги сдвиговых зон (пунктир – предполагаемые); 13 – рудоносные сдвиговые зоны: В – Восточная, М – Микулинская, А – Арминская, Б – Березовская, К – Кавалеровская, Д – Дальнегорская, Л – Лидовская; 14 – надвиги; 15 – рудные месторождения. Диаграмма (верхняя полусфера) массовых замесов (13211) тектонической штриховки на крутых сместителях, совмещенная с суммарными розами простираний рудных тел и даек. Цифры в кружках: 1,2 – розы простираний рудных тел (1) и даек (2); 3 – главное направление системы левых сдвигов; 4 – простираение складчатой системы; σ_1 - направление регионального сжатия

рующая С-СЗ ориентировка рудовмещающих структур растяжения (см. рис. 2, диаграмма) указывает на их раскрытие в условиях левосторонней активизации сдвигов. Рудные районы сформированы на пересечениях сдвиговыми зонами ареалов гранитоидного магматизма (см. рис. 1, 2), что указывает на очаги гранитоидной магмы как базовые источники руд. Подтверждают ведущую роль плутоногенного уровня ВСАММП в формировании рудных месторождений обильная их концентрация в зоне гранитоидов и к востоку от нее (т.е. над ней), и весьма скудная рудная минерализация без образования месторождений – к западу (т.е. под ней) (см. рис. 1, 2). Длительное развитие магматических очагов привело к дифференциации магм с отделением рудоносной газовой-жидкой фазы, которая, продвигаясь по сдвиговым зонам, последовательно сбрасывала рудные минеральные ассоциации в зависимости от *P-T* условий разных уровней коры, что объясняет вертикальную металлогеническую и температурную зональность, выраженную в плане с запада на восток в косом эрозионном срезе ВСАММП (см. рис. 1).

Таким образом, в косом эрозионном срезе ВСАММП проявлено строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития магматизма и металлогении в континентальной коре, происходивших на протяжении 110–60 млн лет.

Литература

1. Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1189–1192.
2. Уткин В.П. Природа магно-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 4. С. 947–951.
3. Уткин В.П. Строение, геохронология и структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магно-металлогенического пояса // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5.

Новейшая тектоническая структура и молодая геодинамика евразийского материкового массива

Евразия – континент с радиально-концентрической новейшей тектонической структурой, в которой северное кольцо великих платформенных равнин окаймляется последовательно поясами и системами возрожденных и молодых гор, островодужными поднятиями и окраинными и средиземными морями, причлененными на юге гондванскими субконтинентами. Это единственная на Земле полная композиция неотектонических форм в структуре континентального массива, позволяющая оценить особенности молодой тектоники и геодинамики материковой глобальной ступени тектонического рельефа. Другая особенность неотектонической структуры Евразии заключается в зеркальном подобию в расположении ее элементов относительно условной плоскости, пересекающей континент через Западную Сибирь и до Аравийского моря. Так как западная часть Евразии имеет меньшие размеры и ансамбли возрожденных гор в ней имеют небольшие размеры, – мы имеем здесь дело с обычной для природных объектов криволинейной симметрией.

Само существование билатеральной симметрии в новейшей тектонической структуре Евразии указывает на то, что ее молодая геодинамика определяется не только взаимодействием континентального массива с окружающими океанами, но является частью глобальной геодинамической системы, где главную роль имеет меридиональное взаимодействие материкового Северного и океанического Южного полушарий, тектоносфера которого более насыщена астеносферными слоями и линзами. Наиболее яркими признаками этого взаимодействия являются: наличие Карибского, Средиземноморского и Зондского субширотно ориентированных комплексов средиземных морей и островодужных поднятий; причленение с юга к Евразии Аравийского и Индостанского субконтинентов, из которых последний «вдавлен» в Евразию на более чем 1000 км; характерные черты порядка в структуре переходной зоны от континента к океану на востоке Азии с продольной трансляцией аналогичных структурных группировок с юга на север, ограниченных соответственно обращенными на юг Зондским и Алеутским островодужными поднятиями. На востоке Евразия находится в стадии строительства как континент, на западе – единый Лавразийский материковый массив Северного полушария рассекается Северо-Атлантическим и Арктическим океаническими бассейнами, и потому в мегаструктуре и молодой ее геодинамике мы наблюдаем сложное сочетание процессов создания единого материка и одновременно будущего его же распада.

Можно говорить о нескольких особенных элементах в новейшей структуре и молодой геодинамике Евразийского материкового массива.

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия.

Первый из них – это узкий и протяженный более чем на 2500 км шовный ороген Урала. Если в его герцинской структуре господствует западная вергентность, то в новейшей проявлена и восточная, позволяющая, наряду с другими признаками, говорить о том, что Урал новейшего тектонического этапа является порождением смещения на восток геоблока древней Русской платформы и глыбового торошения на ее границе с Западно-Сибирской молодой плитой. Примечательно то, что у восточных выступов Русской платформы (Уфимский амфитеатр, между Полярным Уралом и Пай-Хоем, Южным Уралом и Мугоджарами) шовный ороген теряет орографическую выразительность вплоть до его пересечения магистральными реками – не является ли это все результатом продольных смещений литосферных геоблоков и поперечного раскола самого орогена на структурные зоны?

Второй особенный элемент молодой тектоники и геодинамики Евразии заключается в широком проявлении послонных или междуформационных перемещений слоистых пластин. Эти смещения практически мало изменяют сложившуюся геологическую структуру, но обеспечивают деформации верхних (приповерхностных) частей литосферы и передачу «лишних» ее объемов в сферу экзоморфогенеза. На платформах, например, в пределах Иркутского амфитеатра, происходит срыв верхней части чехла по нижележащим эвапоритовым горизонтам, его выдвигание в виде наклонных блоков по листрическим надвигам с формированием значительной высоты тектонических уступов и рампов, в случае наличия упоров в виде крутых антиклиналей с соляным ядром. В молодых орогенах смещения слоистых пластин обычны, например, в аллохтоне Главного Центрального надвига Гималаев, в сорванном по соленосному горизонту чехле эпипалеозойской платформы в Предальпах. В разряд этих явлений можно отнести особенности новейшей тектоники Горного Крыма и, возможно, скибовой системы Восточных Карпат.

Третий особенный элемент евразийской новейшей тектоники – это коллизионная система Внутренней Азии, охватывающая пространство от Предгималаев до глыбово-сводовых («гобийских», по Н.А. Флоренсову) хребтов Русского Алтая и Тувы. Северный предел распространения коллизионных явлений обозначается пьедестальными хребтами Академика Обручева в Туве и Сангилена, а Байкальская рифтовая зона как бы экранирована от их влияния большим сводом Хангая, испытывающим длительные (поздний мезозой – кайнозой) изостатические воздымания. Сама структура коллизионной системы говорит о том, что Тибетское нагорье, наряду с Цайдамом, Таримское и Джунгарское междугорья являются ареной преимущественно вертикальных молодых перемещений. Собственно коллизионные процессы сосредоточены в Гималаях (преобладают листрические надвиги) и в системах глыбово-сводовых хребтов Куньлуна и Наньшаня, Тянь-Шаня и Алтая, где господствуют козырьковые надвиги, сопровождающие линейное коробление верхних литосферных пластин.

Как бы противоположной внутриконтинентальной коллизии является морфотектоника великих эскартов – высоких и протяженных тектонических уступов, разделяющих области общих поднятий и опусканий. Особенно наглядна она на окраинах гондванских субконтинентов – примерами являются уступы Западных Гатов Индостана и береговые уступы Аравийского полуострова. К такого же рода образованиям относятся береговые склоны Сихотэ-Алиня и Джугджура, обозначающие край «устойчивого континента», западный берег Скандинавии. Внутри континента такого рода образования не обладают большой высотой: уступ Ергеней, правобережный уступ долины Енисея, а самым выразительным из них является северный скат плато Путорана, обращенный к Хатангской впадине.

В изучении новейшей тектоники и молодой геодинамики Евразии мы видим две важнейших проблемы.

Первая – это проблема объемных землетрясений на разных уровнях организации неотектонической структуры. На макроуровне это длительный сейсмический процесс в Памир-Пенджабском синтаксисе. Достаточно объемным событием было Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г., а локальными – Цаганское землетрясение 1862 г. на Байкале и Южно-Якутское 1985 г.

Вторая проблема – это построение полных моделей новейшего тектогенеза – от земного ядра и до земной поверхности, включая и участие в ней экзоморфогенеза, в сферу действия которого передаются и затем перераспределяются большие объемы вещества литосферы.

Н.И. Филатова¹

Неогеновая геодинамика восточной окраины Евразийской плиты: переломные этапы, их причины и структурные следствия

Неогеновый возрастной интервал для восточной окраины Евразийской литосферной плиты, характеризовался кардинальной сменой геодинамических режимов: от условий растяжения (с максимумом на рубеже раннего–среднего миоцена), приводящих к континентальному рифтогенезу и формированию окраинно-морских бассейнов, до начавшейся в конце среднего миоцена обстановки интенсивного сжатия, вызвавшего завершение процесса рифтогенеза и спрединга в окраинно-морских котловинах и ведущего, в конечном счёте, к полному их закрытию.

Однако эта общая картина тектонических движений была осложнена в связи с взаимодействием микроплит, которые во множестве возникли в кайнозое на западной периферии Тихого океана. Далее это продемонстрировано на примере Сахалинско-Приморского и Корейско-Китайско-Японского регионов.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

Тектонические события на восточном крае Азии (в пределах указанных регионов) в кайнозое определялись двумя главными факторами – Индо-Евразийской коллизией, а также взаимодействием Евразийского континента с Охотоморской микроплитой и Тихоокеанской плитой. Индо-Евразийская коллизия, оказавшая решающее влияние на структурообразование на востоке Азии, обусловила в раннем кайнозое возникновение здесь мозаики континентальных блоков, одним из которых являлась Амурская микроплита [1]. В олигоцене восточная часть последней (а, следовательно, и Евразии в целом) охватывала территории Российской Приморья, Татарского пролива, а также о-вов Сахалин и Хоккайдо (кроме вулканической зоны Немуро последнего). Восточнее располагалась Охотоморская микроплита, которая к концу позднего мела при своём движении в северных румбах заклинила зону субдукции Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Следствием Индо-Евразийской коллизии явилось северонаправленное движение в раннем кайнозое Амурской плиты и синхронное оформление трансформной её границы с Тихоокеанской плитой и Охотоморской микроплитой [3]. Начиная с эоцена, эта пограничная область плит была выражена широкой (около 300 км) субмеридиональной зоной сближенных правосторонних сдвигов, трассирующей из района Татарского пролива и Сахалина на юг, на край Амурской плиты, который позднее отчленился в виде Хоккайдо-Японского микроконтинента. Такой дисперсный характер восточного ограничения Амурской микроплиты позволяет отнести его к рангу плитных границ диффузного типа [6]. Сопровождавшие трансформную границу субмеридиональные правосторонние сдвиги расчленили восточный край Амурской плиты и существенно исказили прежние мезозойские структуры, преобразовав их в систему долготных блоков, прослеживающихся из Приморско-Сахалинского региона [4 и др.] в пределы Северо-Восточного Китая, Кореи и Японии [2, 3, 5, 8, 9 и др.]. Нарушившие край континента сдвиги развивались в режиме трансенсии или транспрессии. Первый из этих режимов привёл к кайнозойскому рифтогенезу континентальной окраины. Наиболее типичными структурами синсдвигового растяжения являлись бассейны типа пулл-апарт, широко распространившиеся в кайнозое на востоке Азии [2, 5 и др.]. Судя по нарастающей во времени трансгрессивной тенденции разрезов осадочных пород этих бассейнов, а также по составам сопутствующих магматических пород, интенсивность растяжения возрастала от эоцена до начала среднего миоцена [2, 5, 8 и др.]. Наиболее ярким примером структур пулл-апарт является развившийся в зоне сдвигов Японский бассейн, сопровождавшийся многочисленными аналогичного генезиса окраинно-континентальными рифтами – Кильчу-Менчхон, Симане-Акита-Ямагата, Пхохан-Яннам, Татарский и др. В отличие от Японского бассейна, в котором в конце раннего – начале среднего миоцена в связи со спредингом формировалась окраинно-морская кора, бассейны пулл-апарт меньшего масштаба (и меньшей сте-

пени растяжения) развивались на континентальном основании, без нарушения сплошности континентальной коры. Так, например, несмотря на образование Татарского бассейна пулл-апарт, Амурская микроплита, хоть и нарушенная сдвигами, имела непрерывное продолжение из Приморского региона на территорию о-ва Сахалин. Деструкции в эоцен-раннемиоценовое время подверглась и смежная с Амурской Охотоморская микроплита. На западном крае последней, вовлечённом в диффузную пограничную зону правосторонних сдвигов, сформировалась субмеридиональная котловина Дерюгина с утонённой корой субокеанического типа [5 и др.]. На рубеже раннего и среднего миоцена в южной части Охотоморской микроплиты в результате спрединга возник Южно-Курильский окраинный бассейн, генезис которого также связывается с механизмом пулл-апарт [10 и др.]. На конфигурацию этого бассейна повлияло, по крайней мере, два фактора: правосторонние движения блоков по границе Амурской и Охотоморской микроплит, а кроме того, вращение последней в неогене по часовой стрелке, что обусловило клиновидную форму Южно-Курильской котловины.

Развивавшиеся по зонам сдвигов бассейны растяжения чередовались в эоцен-раннемиоценовое время с синдвиговыми зонами интенсивной компрессии, в которых мезозойские–палеоценовые породы претерпели метаморфизм зелёсланцевой и амфиболитовой фаций. Примером служит синдвиговой НТ-LP-метаморфический пояс Центрального Хоккайдо с широким распространением мигматитов, а также удлинённой формы синдвиговые массивы гранитоидов (датированных в интервале 43,4–16 млн лет), которые по химическим свойствам сходны с гранитоидами S-типа [9].

Начиная с середины среднего миоцена (около 13–12 млн лет назад), произошло принципиальное изменение кинематики Амурской микроплиты: северо-северо-восточное её перемещение сменилось на восточно-восточное [3, 10 и др.]. В результате возникшего встречного (иногда косонаправленного) движения этой микроплиты с Филиппинской и Тихоокеанской плитами, а также Охотоморской микроплитой раннемиоценовый режим растяжения на восточной окраине Амурской микроплиты сменился обстановкой сжатия. Следствием явилось завершение спрединга в окраинно-морских котловинах, а также прекращение развития континентальных структур пулл-апарт. При этом трансгрессивный тип разреза в этих бассейнах сменился на регрессивный, произошло оформление поверхности структурного несогласия, отделившей деформированные ниже-среднемиоценовые образования от более молодых позднемиоценовых пород. В условиях сжатия многие сдвиги расматриваемого региона трансформировались в надвиги, взбросы и сбросы, в связи с чем раннемиоценовые бассейны были осложнены складчатоблоковыми и чешуйчато-надвиговыми дислокациями [3 и др.].

Интенсивную субширотную компрессию в среднем миоцене испытал сегмент диффузной сдвиговой зоны, протягивающийся через территорию островов Сахалин и Хоккайдо, что свидетельствует о встречном переме-

шении Амурской и Охотской микроплит. В результате произошла инверсия части эоцен-раннемиоценовых сдвигов в надвиги западной вергентности. Наиболее значительный из них протягивается в субмеридиональном направлении через о-ов Хоккайдо, по западной границе зоны Хидака. По этому надвику к поверхности были выведены глубинные уровни континентальной коры и эксгумированы эоцен-нижнемиоценовые породы синсдвигового НТ-ЛР-метаморфического пояса [8, 9 и др.]. Эпизод надвигообразования датируется как среднемиоценовый благодаря образованию синхронной тектогенезу меридиональной фронтальной цепочке узких бассейнов со средне-позднемиоценовым терригенным наполнением [9]. Разрез этих расположенных перед фронтом надвига впадин начинается с грубообломочных фаций, надстраивающихся мощными турбидитами; обломочный материал включает эксгумированные породы метаморфического пояса Центрального Хоккайдо, включая синсдвиговые эоцен-раннемиоценовые гранитоиды. В конце позднего миоцена произошла ремобилизация южной части надвига Центрального Хоккайдо, что свидетельствует о продолжающемся режиме сжатия.

Аналогичная обстановка компрессии регистрируется на восточной окраине Амурской плиты и в плиоцен-голоценовом временном интервале [7 и др.]. Начальная конвергентная граница, прослеженная вдоль восточного побережья Японского моря [8 и др.], южнее переходит в узкую зону столкновения континентальных блоков Центральной Японии; ещё южнее эта зона смыкается с участком коллизии Японского микроконтинента с Идзу-Бонинской островной дугой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-64025, 05-05-64917, 05-05-65198 и НШ 1980. 2003. 5).

Литература

1. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311с.
2. *Филатова Н.И.* Кайнозойские структуры растяжения в континентальном обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 67–88.
3. *Филатова Н.И., Фёдоров П.И.* Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Там же. 2003. № 1. С. 54–77.
4. *Ханчук А.И., Иванов В.В.* Геодинамика Востока России и мезо-кайнозойское золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С.7–30.
5. *Харацинов В.В.* Тектоника и история развития осадочных бассейнов. / Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН: НГК., 1996. С. 256–305.
6. *Gordon R.G.* Diffuse oceanic plate boundaries: strain rates, vertically averaged rheology, and stable plate interiors / The history and dynamics of global plates motions. Washington: AGU, 2000. P. 143–160.
7. *Heki K., Miyazaki Sh., Takahashi H. et al.* The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia // J. Geoph. Res. 1999. V. 104. P. 29147–29155.
8. *Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea, opening history and mechanism: a synthesis // Ibid. 1994. V. 99. P. 22237–22259.
9. *Kawakami G., Arita K., Okada T., Itaya T.* Early exhumation of the collisional orogen and concurrent infill of fordeep basins in the Miocene Eurasian-Okhotsk plate boundary, central Hokkaido, Japan: inferences from K-Ar dating of granitoid clasts // Island Arc. 2004. № 14. P. 359–369.
10. *Kusunoki K., Kimura G.* Collision and extrusion at the Kuril-Japan arc junction // Tectonics. 1998. V.17. P.843–848.

Взаимосвязь деформационных структур и оруденения в транспрессионных зонах

Специализированные геолого-структурные исследования транспрессионных структур и их влияния на условия размещения оруденения были проведены на границе Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклинория. Эта территория является ключевой для понимания и расшифровки тектонической эволюции складчато-надвиговых поясов, расположенных к востоку от Сибирской платформы. Здесь проявлены: разновозрастной магматизм, контрастный метаморфизм, высокопродуктивное оруденение и многоэтапные деформации [2]. Выделяется два этапа деформаций и разновозрастных структурных парагенезов, коррелирующих с крупными позднеюрскими–неокомовыми коллизионными событиями на окраине Северо-Азиатского кратона [1].

В первый этап деформаций сформированы основные структурные элементы района. Преобладали двухстадийные коаксиальные надвиговые деформации, связанные с фронтальной коллизией северо-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна. Надвиговые зоны прослеживаются на несколько сотен километров и приурочены, в основном, к границе триасовых и юрских пород. В узкой зоне автохтона среди верхнетриасовых толщ развито золото-кварцевое оруденение, а в юрских отложениях проявлены в основном рудопроявления золото-редкометалльного типа, парагенетически связанные со становлением гранитоидных массивов. Надвиги характеризуются юго-западной и, реже, северо-восточной вергентностью, хорошо согласующейся с направлением генерального позднеюрского-ранне-неокомового тектонического транспорта (рисунок, фрагмент А). Зоны выполнены милонитами мощностью до 20–25 м с включениями дезинтегрированных блоков песчаников, даек и сопровождаются опрокинутыми сжатыми и изоклинальными складками с утоненными крыльями, интенсивным кливажом скалывания, развитием в замках структур начальной транспозиции, что указывает на значительные перемещения по сместителям и проявление начальных стадий пластических деформаций. Полюса слоистости, замеренные на крыльях складок, на стереографических проекциях группируются вдоль дуг большого круга, что указывает на цилиндрический характер складок (см. фрагмент Б).

С первым этапом деформаций связаны метаморфические изменения, которые наиболее интенсивно проявлены в надвиговых зонах. Здесь породы были подвергнуты действию стресса, вследствие чего в шлифах наблюдаются многочисленные изогнутые и ветвящиеся поверхности кливажа разрыва и микробудинаж обломочных зерен, образующие текстуры течения и обтекания. Терригенный обломочный материал представ-

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

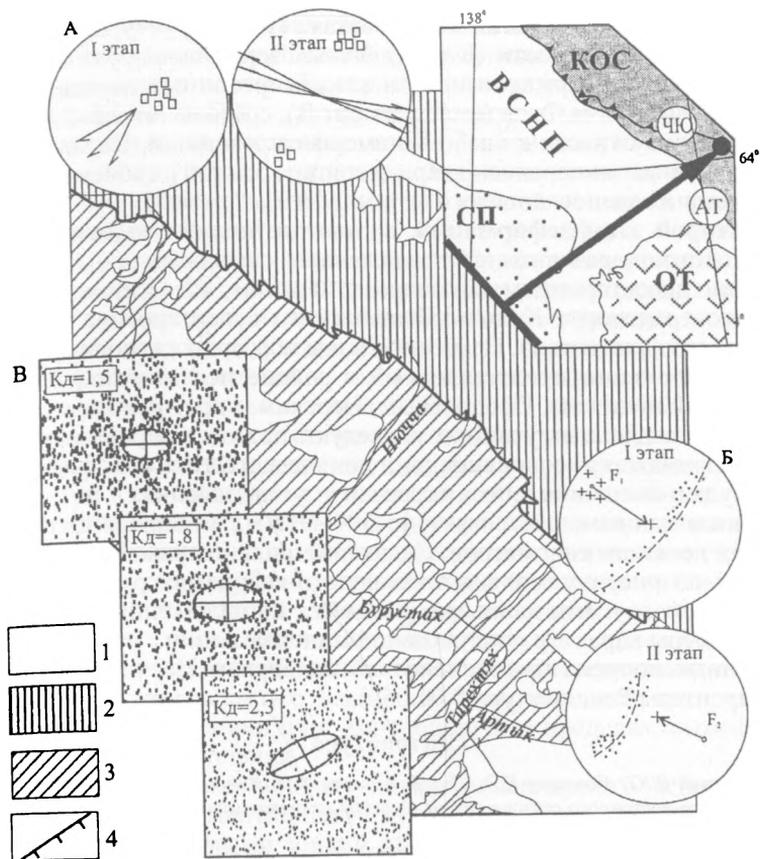


Рис. Схема геологического строения и этапы формирования структур зоны сочленения Кулар-Нерского сланцевого пояса и Иньяли-Дебинского синклиналия

1 – четвертичные отложения; 2 – юрские отложения; 3 – триасовые отложения; 4 – разломы. На диаграммах показаны: А – полюса разрывных нарушений (квадратики) и направления смещения пород (стрелки) разрывов первой и второй генерации; Б – полюса слоистости складок первой и второй генераций; В – эллипсоиды деформации, построенные методом Фрая (Кд - коэффициент деформированности). На врезке: СП – Сибирская платформа, ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; КОС – Кольмо-Омолонский супертеррейн; ОТ – Охотский террейн; АТ – Адыч-Тарьинский разлом; ЧЮ – Чай-Юрейский разлом

лен в основном изометричными или линзовидными зернами кварца и плагиоклаза, для которых характерны изрезанные бухтообразные границы. У некоторых зерен отмечается волнистое погасание, что является признаком деформации кристаллической решетки. Текстура пород – за-

рождающаяся сегрегационно-сланцеватая. Петроструктурный коэффициент деформированности (Кд) отдельных зерен варьирует от 2 до 6. Коэффициенты деформированности квиважированных песчаников, определенные методом Фрая (см. фрагмент В), составляют 2,3–2,7 и такие породы можно отнести к слабо метаморфизированным. Парагенезы новообразованных минералов (кварц, серицит, хлорит) свойственны ранней субфации зеленосланцевого метаморфизма.

Во второй этап деформаций, соответствующий позднеэокомовой косой коллизии, развиваются протяженные сдвиговые зоны с преимущественно левосторонним характером смещения, вследствие запад-юго-западного транспорта Колымо-Омолонского супертеррейна в позднем эокоме (см. фрагмент А). Сдвиговые зоны образуют региональный Чай-Юреинский разлом, представленный в районе исследований Кулухунским, Лево-Интахским, Продольным, Нерским и другими нарушениями. Разломы на отдельных участках наследуют положение ранних надвигов и сопровождаются аксоноклиналями конического типа (см. фрагмент Б). Амплитуда смещения по разломам, установленная по геологическим данным, составляет до 500–600 м., протяженность до нескольких десятков километров. Сдвиговые поля напряжений устанавливаются и по рисунку жильных тел золото-кварцевых рудопроявлений, что, наряду с другими данными, указывает на наложенный на надвиговые структуры характер продуктивной минерализации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Научной программы «Университеты России» (ур.09.01.050).

Литература

1. Фридовский В.Ю., Соловьев Е.Э., Полуфунтикова Л.И. Динамика формирования и структуры юго-восточного сектора Адыча-Нерской металлогенической зоны // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 16–21.
2. Fridovsky, V., Prokopiev, A. Tectonics, geodynamics and gold mineralization of the eastern margin of the North Asia Craton // In: The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen (Eds. Blundel, D.J., Neuber, F. & von Quadt, A). Geological Society, London, Special Publication, 2002, no. 206, P. 299-317.

В.В. Харахинов¹

Активная тектоника внутриплитных нефтегазоносных бассейнов

Полученные в последние годы в результате применения современных технологий геолого-геофизических (особенно, сейсморазведочных) исследований и мощных интерпретационных систем новые данные о строении геологической среды многих нефтегазоносных бассейнов сви-

¹ ООО «Славнефть-НПЦ», г.Тверь, Россия

детельствуют, что внутриплитная тектоническая активность реализуется главным образом в зонах повышенной проницаемости литосферы.

В настоящее время почти общепризнанным является тот факт, что Земля представляет собой стратифицированную, многооболочечную планету, разделенную на множество геосфер, основными из которых являются тектоносфера, мезосфера и ядро. Японские геологи, а вслед за ними и наши исследователи (В.Е.Хаин) для каждой из них констатируют особые свойственные ей процессы: для тектоносферы – процессы тектоники плит, в мезосфере – широкомасштабная плюмтектоника, в ядре – тектоника роста. Несмотря на автономность происходящих в каждой геосфере процессов тесное их взаимодействие приводит к значительному влиянию процессов плюмтектоники на формирование особенностей тектоносферы и, что самое важное, для литосферы и земной коры на глобальном, региональном, зональном и даже локальном уровнях.

В первую очередь, для нефтегазовой геологии имеет первостепенное значение, что при этом создается система каналов – проводников глубинной энергии и глубинного материала, по которым мантийные струи-плюмы достигают верхних слоев литосферы, в основном, в виде флюидных плюмов. В последние годы стало ясным, что выявленное глубинной геофизикой и сверхглубокими скважинами сочетание интенсивной субвертикальной и наклонной сквозной нарушенности геосферы с ее субгоризонтальной расслоенностью способствуют проникновению мощных восходящих газифлюидных потоков в самые верхние слои земной коры, т.е. можно говорить о флюидной плюмтектонике, которая наряду с процессами тектоники плит контролирует в пределах литосферы процессы нефтегазонакопления.

На глобальном уровне мощные потоки планетарного вещества и энергии, создаваемые мантийными суперплюмами, контролируются крупнейшими проницаемыми зонами литосферы в виде рифтовых систем (Западная Сибирь, Северное море, Ближний Восток и т.д.) и гигантских концентрических структур (Прикаспийская впадина, Мексиканский залив). На региональном уровне мантийные плюмы способствуют формированию расколов литосферы в виде рифтовых зон и депрессий, контролируемых нефтегазоносными бассейнами, и отдельных концентрических систем литосферы, контролируемых ареалами нефтегазонакопления в пределах нефтегазоносных провинций.

Транспортировка глубинных флюидов в верхние слои земной коры обеспечивается флюидопроводящими системами трёх типов. Первый из них – (субдукционно-обдукционный) контролируется листритами (надвигового и/или сбросового типа), выполаживающимися с глубиной в субгоризонтальные флюидонасыщенные зоны значительной толщины на различных уровнях земной коры и, возможно, верхней мантии. Второй (рифтогенный) тип флюидопроводящих систем литосферы формируется субвертикальными зонами дезинтеграции (СЗД) линейного, очагового и линейно-очагового характера. Линейные СЗД образуются дизъюнктивными

дислокациями различного ранга, очаговые СЗД – дилатансионными кон-центрами различных размеров, линейно-очаговые – сочетанием разлом-ных и дилатансионных структур. Третий (смешанный) тип флюидопрово-дящих систем контролируется сочетанием листритов и СЗД.

Наклонные флюидопроводящие системы, контролируемые листри-тами надвигового и/или сбросового типа, фиксируются по новым сейс-моразведочным данным в виде дезинтегрированных зон шириной в 0,05–0,4 км в рифейских (Юрубчено-Тохомская зона, прибрежная часть Кольского полуострова), палеозойских (Тимано-Печорская провинция), мезозойских (Широтное Приобье) и кайнозойских (дальневосточные моря) нефтегазоносных бассейнах. Эти системы представляют собой, в основном, межблоковые дезинтегрированные объёмы, которые можно рассматривать, судя по рассеивающим свойствам среды, как зоны по-вышенной проницаемости. Подобные зоны, выделяемые в основании гигантских и крупных месторождений Широтного Приобья, могут яв-ляться дренажными артериями из глубинных очагов нефтегазогенера-ции. Прослеживаемость наклонных флюидопроводящих зон в глубину фиксируется на данном этапе изученности от 5 (Широтное Приобье) до 40 км (Юрубчено-Тохомская зона).

На локальном уровне флюидная плюмтектоника проявляется в виде локальных субвертикальных зон деструкции – проводящих каналов глу-бинных флюидопотоков. В настоящее время накопился значительный ма-териал по их строению. Наиболее подробно они рассмотрены на обшир-ном фактическом материале Западной Сибири Р.М. Бембелем. Он их на-зывает солитонами и придает им первостепенное значение при формиро-вании локальных скоплений углеводородов. Обширная геолого-геофизич-еская информация по Северному морю и Мексиканскому заливу позво-лила исследователям из «Статойла» выделить эти флюидодинамические структуры (миниплюмы) в качестве «чимнесов» – «дымоходов», контро-лирующих степень нефтегазонасыщенности месторождений. Ранее по-добные структуры при сейсморазведочных работах на акваториях отме-чались в качестве «вамп-структур» как отечественными, так и зарубеж-ными исследователями (Охотское, Берингово Северное, Баренцево и др. моря). Существование таких структур предполагали в качестве «труб де-газации Земли» П.Н. Кропоткин, а вслед за ним и Б.М. Валяев.

Субвертикальные зоны дезинтеграции (СЗД) геологической среды формируются, в основном, в результате процессов рифтогенного рас-тяжения и контролируются: 1) линейные СЗД разломными зонами раз-личных ранга, протяжённости (от десятков до сотен километров), ши-рины (от 0.5 до 10 км) и глубины проникновения (от 5 до 35–40 км); 2) очаговые СЗД, большей частью, дизъюнктивными узлами и листри-ческими каналами (концентрами), проникающими до глубин 14–15 км; 3) линейно-очаговые СЗД – комбинациями разломов и концентров. Так, например, флюидодинамика Юрубчено-Тохомской зоны контро-лируется сквозными субвертикальными дезинтегрированными и дила-

тансионными зонами проницаемости в венд-рифейском разрезе, возникающими в триасе в условиях сильного растяжения, изолированными сверху региональной нижнепалеозойской эвапоритовой покрывкой и образующими линейные, линейно-очаговые и очаговые зоны флюидонасыщения. Наиболее оптимальными нефтегазосодержащими свойствами обладают линейно-очаговые зоны аномальной трещиноватости, слагающие значительные объёмы венд-рифейского резервуара и обрамлённые слабопроницаемыми участками уплотнения. Накопленная в результате проведённых ОАО «НГК «Славнефть» работ информация о распределении по площади и в пространстве высокопродуктивных коллекторов свидетельствует, что фактор неоднократного обновления заложённых некогда древних систем трещиноватости имеет ключевое значение для развития этих коллекторов. Значимость этого фактора для развития фильтрационно-емкостных свойств на порядки превышает роль и значение степени глинистости рифейских карбонатов. Например, на фотографиях стенок скважины К-208 чётко и с высоким разрешением зафиксировано сквозное распространение открытых зияющих тектонических трещин через чистые карбонатные разности, заглинизированные доломиты и прослой аргиллитов.

Структура субвертикальных СЗД, судя по полученным в последние годы данным в Западной Сибири, в том числе на Мессояхской гряде, характеризуется достаточно резкой неоднородностью, зависящей как от параметров вещественного состава СЗД, так и от внутренней структурно-динамической самоорганизации геологических комплексов, которые пронизывают СЗД.

Несомненно, что в формировании флюидопроводящих структур кроме мощных импульсов плюмтектоники значительную роль играет дилатантная тектоника - тектоника формирования пустотного пространства под влиянием флюидных потоков в результате самоорганизации геологической среды. Судя по исследованиям новосибирских литологов (Матвиенко, Сердюк и др.), перетоки флюидов, активная их гидротермальная деятельность происходят импульсивно в периоды геодинамической активности бассейнов.

В целом, проницаемые зоны литосферы, определяющие размещение флюидопроводящих каналов различного уровня и зон активизации внутриплитной тектоники нефтегазоносных бассейнов, создаются главным образом в результате сдвиговой тектоники. Сдвиговое взаимодействие геоблоков и блоков меньшего ранга на глобальном и региональном уровнях в условиях транстенсии формирует крупные присдвиговые структуры растяжения – рифтовые трюги, в дальнейшем трансформировавшиеся в осадочные бассейны, в условиях транспрессии – в крупные аккреционные системы (Урал, Сахалин, Кряж Карпинского и т.д.). На зональном и локальном уровнях в условиях транстенсии образуются узкие рифтовые расколы, грабены и полуграбены, в условиях транспрессии – складчато-сдвиговые и складчато-надвиговые зоны.

Вопросы активной внутриплитной тектоники, имеющие огромное нефтегазогеологическое значение, требуют глубокого осмысления на основе новой геолого-геофизической информации, получаемой нефтегазовыми компаниями в результате применения современных технологий.

С.Е. Царев¹, А.А. Арзамасцев¹, В.Н. Глазнев¹, А.В. Травин²

Тектонические условия проявления палеозойского щелочного магматизма северо-восточной Фенноскандии

В течение всего периода систематического изучения щелочного магматизма Кольской части Балтийского щита доминирующей является гипотеза о локализации большинства палеозойских интрузий в пределах зоны Сокли-Ковдор-Хибины-Ловозеро-Контозеро-Ивановка. Предполагалось, что данная зона, параллельная границе каледонского фронта и располагающаяся в форланде подвижного пояса, представляет собой систему разломов глубинного заложения (Кухаренко и др., 1971г., Щеглов и др., 1993г.).

Нами проведено исследование области развития палеозойского магматизма геолого-структурными, изотопно-геохимическими и геофизическими методами. Установлено, что в приповерхностной части докембрийской коры в пределах указанной зоны выявляются участки локальных тектонических нарушений, трассируемые мелкими разломами и дайками палеозойских щелочных лампрофиров, имеющими преимущественное северо-восточное простирание. Вместе с тем, анализ сейсмогеологической модели с учетом данных региональных съёмок гравитационного и магнитного полей территории, показывает отсутствие в составе фундамента региональных структур северо-восточного простирания, которые могли бы контролировать проявления магматизма.

Установлено, что структурные неоднородности геофизических границ имеют преобладающую субмеридиональную ориентировку, причем крупнейшие рудоносные щелочные массивы Хибин и Ловозера пространственно приурочены к области выраженного градиента кровли переходного слоя (рис. 1). В пределах Беломорского пояса наряду с дайками северо-восточных простираний широко распространены дайки, параллельные общему северо-западному простиранию структур рамы (рис. 2). Таким образом, идея о наличии зоны глубинных разломов северо-восточного простирания, контролировавших проявления щелочного магматизма в Кольской щелочной провинции, не находит подтверждения.

¹ Геологический институт (ГИ) КНЦ РАН, Апатиты, Россия

² Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

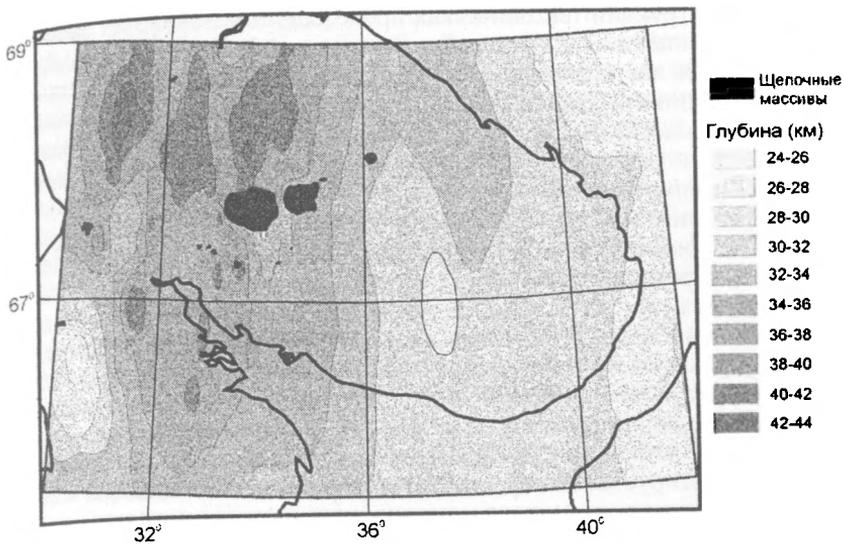


Рис. 1.

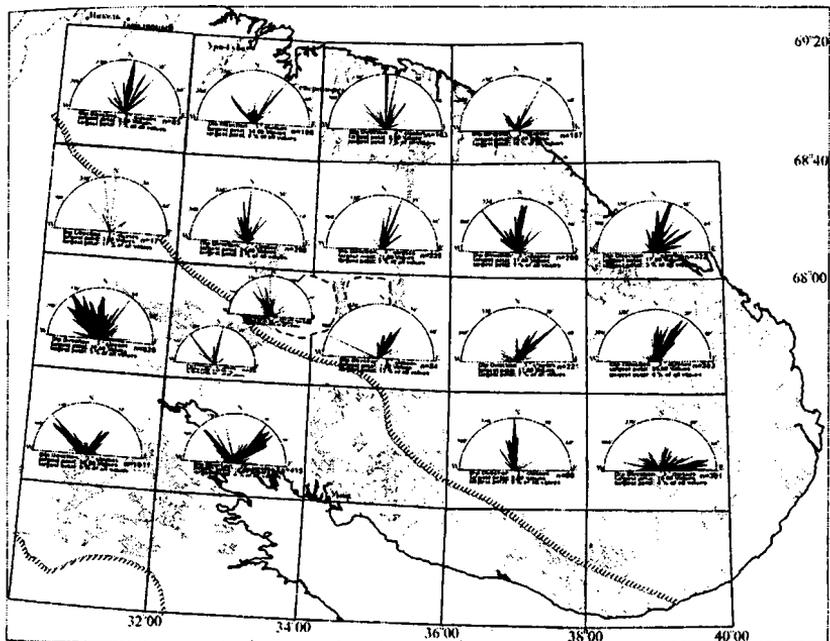


Рис. 2.

Для реконструкции тектонических процессов, обусловивших заложение в палеозое крупнейших Хибинской и Ловозерской кольцевых кальдер в северо-восточной части Балтийского щита, было проведено изучение трещинной тектоники и дайкового магматизма как в пределах Хибинского и Ловозерского массивов, так и в их обрамлении. Установлено, что щелочно-ультраосновной дайковый магматизм контролируется крутопадающими системами преимущественно радиальных трещин, менее крутые кольцевые системы заполнялись дайками фонолитов и гидротермальными образованиями. Непосредственно в Хибинском массиве простирается даек контролируется внутренним строением самого массива, а именно: преобладающими являются системы концентрических и радиальных даек.

Для оценки времени заложения кальдер были проведены определения возраста разных систем даек и трубок щелочных лампрофиров, образующих крупные рои даек в обрамлении и в пределах щелочных массивов.

Для меланефелинитовых даек из южного обрамления Хибинского массива получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст по амфиболу 388 ± 6 млн. лет. Эта датировка нами интерпретируется как время заложения хибинской кальдеры и начала заполнения ее проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма. В то же время, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст флогопита из образца оливинового меланефелинита из трубки взрыва, секущей плутонические породы массива составляет $363,4 \pm 0,8$ млн лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст пород трубки подтвержден Rb-Sr изохронным методом (362 ± 11 млн лет, $N=11$, $I_s = 0,70380 \pm 0,00005$ MSWD = 0,54). С учетом полученных данных длительность формирования крупнейшего щелочного комплекса Хибин, оценивается в 25 ± 6 млн лет.

Финансовая поддержка РФФИ(проект №06-05-64130).

И.И. Чайковский¹

Особенности тектономагматической активизации Волго-Уральского нуклеара

Наличие щелочно-ультраосновных пород позволяет рассматривать Восточно-Европейскую платформу как структуру, подверженную тектономагматической активизации с присущими ей комплексами и минерагенией. В ее пределах проявления магматизма контролируется блоками с близким возрастом кратонизации и сходной историей развития, известными как мегаструктуры центрального типа [10] или нуклеары [2]. В состав Восточно-Европейской платформы в качестве нуклеаров входят приподнятые мегасводовые структуры: Беломорская, Среднерусская, Волго-Уральская. В настоящее время на первых двух известны щелочно-ультраосновные мантийные производные, позволяющие рассматривать их как субпровинции с установленным кимберлитовым маг-

¹ Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

матизмом. Возраст кимберлитов и мелилититов, а также ориентировка зимнебережского кимберлитового района могут свидетельствовать о связи мантийного магматизма с надвиганием каледонид северной Скандинавии на Русскую плиту. Такую же причину внутриплитных тектонических событий видел еще в 1894 г. А.П. Карпинский, объясняя их «кряжеобразовательными» процессами по периферии платформы. Согласно другой точке зрения [7], магматизм и тектонические события на Восточно-Европейской платформе являются результатом взаимодействия малых мантийных плюмов с континентальной корой. Подобный механизм используется для объяснения природы Московской, Мезенской и Прикаспийской синеклиз.

Волго-Уральский нуклеар по сравнению с другими структурами платформы наиболее дислоцирован авлакогенами и перекрыт мощным осадочным чехлом. Его специфичность обусловлена соседством с герцинским складчатым поясом Урала, что не могло не отразиться как на времени проявления магматизма, так и на его характере. Подтверждением его особенности стало выявление алмазоносных пород [8, 13], отнесенных к интрузивным пирокластитам, которые геохимически близки к высокоглиноземистым лампроитам испанского типа. Их проявления локализованы в полосе протяженностью около 300 км вдоль восточной окраины Волго-Уральского нуклеара. Сходные с ними породы и характерные для них минеральные ассоциации, в том числе барофильные, выявлены и на удалении от складчатых структур вдоль двух дугообразных зон в центре и вдоль северо-западной границы нуклеара (рисунок). Эти проницаемые линейные структуры подходят под определение [3] алмазоносной (минерагенической) зоны и приурочены к зонам разгрузки эндогенного теплого поля [5].

Урало-Тиманская зона локализована в пределах аллохтонных пластин, надвинутых на переработанную окраину Восточно-Европейской платформы. Наиболее изученной частью является Полудово-Колчимское поднятие, где локализована большая часть разрабатываемых месторождений алмазов. Восстановление плана тектонических деформаций, на фоне которых происходило становление алмазоносных вулканитов, показало [13], что на всех месторождениях внедрение пирокластического материала сопровождалось движениями надвигового характера, которые накладывались на уже сформировавшиеся поднятия.

Пермско-Казанская зона локализована в прицентральной части нуклеара и представлена цепочками проявлений вулканитов вдоль среднего и нижнего течения Камы [1, 6, 11]. В настоящий момент эта зона является наименее изученной. Выявленные пирокластиты слагают жилы, дайки, субпластовые тела, штюкверковые зоны инъецирования преимущественно среди позднепермских образований и ориентированы субпараллельно валам и прогибам в чехле платформы.

Московско-Мезенская минерагеническая зона совпадает с Вятско-Камской триас-юрской впадиной. Об активизации этой части платформы

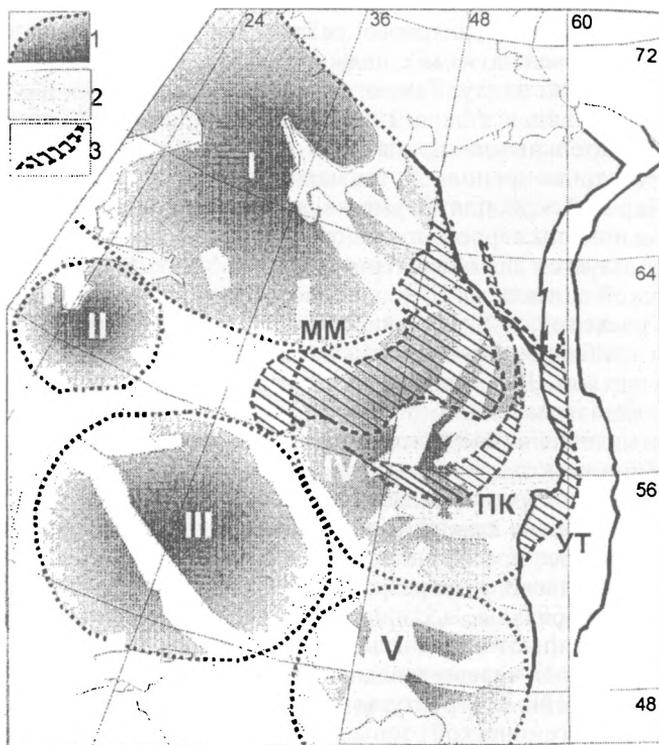


Рис. Положение Волго-Уральской алмазоносной субпровинции в структуре Восточно-Европейской платформы

1 – нуклеары [2, 10 с изменениями] и соответствующие им субпровинции (I – Беломорская, II – Прибалтийская, III – Среднерусская, IV – Волго-Уральская, V – Прикаспийская); 2 – авлакогены (по [4]); 3 – зоны развития алмазоносных и потенциально-алмазоносных пирокластитов (MM – Московско-Мезенская, ПК – Пермско-Казанская, УТ – Урало-Тиманская)

и возможным проявлением кимберлитового магматизма писалось ранее [9]. Нами был выявлен и диагностирован пирокластический материал, который по химическому и минеральному составу сопоставим с вулканитами Урала [15].

Имеющиеся к настоящему времени материалы свидетельствуют о том, что Волго-Уральский нуклеар представляет собой субпровинцию со специфичным, местами алмазоносным вулканизмом. В его пределах выделены три зоны, дугообразные очертания которых, а также жильная и штокверковая форма тел, вероятно, свидетельствуют о становлении вулканитов на фоне косой (левосдвиговой) уральской коллизии. О передаче напряжений в северо-западном направлении со стороны Урала го-

ворит ориентировка триас-юрской Вятско-Камской впадины, а также валов и прогибов в пределах нуклеара.

Литература

1. *Бабенышев В.М.* Перспективы алмазности северной части Камско-Бельского авлакогена // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Материалы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. С. 55–57.
2. *Брюханов В.Н., Буш В.А., Глуховский М.З.* Кольцевые структуры континентов. М.: Недра, 1987. 184 с.
3. *Ваганов В.И.* Алмазные месторождения России и мира. М.: Геонформмарк, 2000. 371 с.
4. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 154 с.
5. *Горный В.И.* Геодинамика Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (по данным дистанционного геотермического метода) // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. С.76–86.
6. *Остроумов В.Р.* Потенциально алмазные пирокластиты Янауло-Куединской площади // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып. 5. Пермь, 2003. С. 249–255.
7. *Петров О.В., Костюченко С.Л.* Плюмовая тектоника в эволюции осадочных впадин Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С.5–22.
8. *Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др.* О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т.353, № 1. С. 90–93.
9. *Синицын А.В., Ермолаева Л.А., Станковский А.Ф. и др.* О мезозойской тектонической и магматической активизации северной части Русской плиты // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 6. С. 1458–1461.
10. *Соловьев В.В.* Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
11. *Чайкин В.Г., Мехи А.М.* Позднепермский вулканизм Вятско-Камской межрифтовой зоны // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 130–134.
12. *Чайковский И.И.* Тектоника и магматизм южной части Ляпинского мегантиклинория // Вест. Перм. ун-та. Геология. Вып. 4. 1997. С. 31–42.
13. *Чайковский И.И.* Петрология и минералогия интрузивных алмазносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. 324 с.
14. *Чайковский И.И., Нельзин Л.П., Савченко С.В.* Петрология и минералогия Пермьяковской диатремы на Среднем Урале. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2003. 124 с.
15. *Чайковский И.И., Нельзин Л.П.* О вулканической природе глинистого материала триас-юрских отложений Верхнекамской впадины // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2003. С. 49–56.

В.Д. Чехович¹, А.Н. Сухов¹

Геодинамика формирования и раскола позднемеловой островной дуги (террейны Восточной Камчатки и Южной Кореи)

Ведущими элементами тектонического строения южной части Корейского нагорья и Восточной Камчатки (Олюторско-Камчатская складчатая система) являются позднемеловые и позднемеловые–палеогенные

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

новые островодужные террейны – Ачайваам-Валагинский, Говенский, Восточных Полуостровов (Кроноцкий). Наиболее крупный средне-позднемеловой Ачайваам-Валагинский (АВ) составной террейн, протяжённостью около 1500 км, слагает внутреннюю часть аккреционного комплекса, протягиваясь от Олюторской зоны юга Корякского нагорья через Камчатский перешеек в Восточные хребты и на восточный склон Среднего хребта Камчатки. Два других террейна последовательно наращивают аккреционную структуру к востоку, в сторону океанического бассейна. В современной структуре островодужных террейны расположены взаимопараллельно. Вулканическая деятельность АВ дуги имела место в позднемеловое время, тогда как активность Говенской и Кроноцкой дуг продолжалась и в палеогене. Аккреция рассматриваемых островодужных комплексов происходила неодновременно. Южная (камчатская) часть АВ террейна присоединилась к краю континента в раннем эоцене, северная (корякская) его часть – в первой половине среднего эоцена; фрагменты Говенской дуги аккретировали в среднем миоцене, Кроноцкой – в конце миоцена.

Комплексы пород этих террейнов традиционно рассматриваются как фрагменты самостоятельных островных дуг, заложившихся почти одновременно в позднем мелу на близких широтах в просторах Палеопацифики, над разнонаправленными зонами субдукции [4, 1, 3]. Поскольку островодужные комплексы в пределах указанных террейнов местами ассоциируют с фрагментами несколько более древних базальтов MORB-типа, предполагалось, что энсиматические островные дуги были заложены на различных литосферных плитах позднемезозойской Пацифики. При этом АВ дуга помещалась на край океанической плиты (Тихоокеанской или Кула), быстрая миграция которой в сторону континента обеспечивала поглощение океанической части Евразийской плиты (или Ируней-Ватынского океанического бассейна [3]) и приближение дуги к континенту. Кроноцкая же дуга в этих моделях размещалась на близких широтах, но ещё дальше в пределах Мезопацифики, с обратной (относительно АВ дуги) полярностью субдукции, в результате чего эта дуга вплоть до конца олигоцена не перемещалась в сторону края континента. Указанная модель, включавшая у разных исследователей также междуговые бассейны (расположенные в глубине океана) и гипотетические микроплиты океанической литосферы, основывалась главным образом на данных палеомагнитных исследований [1, 2]. Более детальное геологическое обоснование правомерности такой необычной геодинамической модели, не имеющей аналогии в современной тектонике западного края Тихого океана, не приводилось.

Полученные нами новые геологические данные и пересмотр имеющегося фактического материала по строению, составу, возрасту пород островодужных террейнов позволяют предложить иную модель эволюции окраинно-океанических островодужных систем в позднемеловое и палеогеновое время. Представляется, что для её разработки наибольшее

значение имеет решение следующих двух вопросов: 1) геодинамической обстановки формирования пород океанического типа в составе островодужных террейнов; 2) пространственно-временных взаимоотношений вулканических и остаточных дуг, междуговых бассейнов и активной окраины континента.

Вблизи фронта надвига АВ террейна на флишевые толщи окраины континента, в структурно нижних частях аллохтонного комплекса, расположены изолированные выходы кремнисто-базальтовых толщ, взаимоотношения которых с комплексами островной дуги тектонические. Близкие к MORB петрохимические характеристики базальтов, текстурные и структурные особенности вулканитов, ассоциация с кремнистыми осадками позволяют рассматривать эти образования как фрагменты коры океанического типа. Возраст подушечных базальтов в разных местах от альб-туронского до кампан-маастрихтского отражает их формирование в последовательно раскрывавшемся бассейне (бассейнах?). Верхний возрастной предел базальтов океанического типа соответствует времени магматической активности АВ дуги, поэтому рассматриваемые образования следует рассматривать, скорее, в качестве коры сопряжённого с дугой и синхронно развивавшегося бассейна. Характерно, что во многих обнажениях базальты MORB-типа переслаиваются в разрезе с осадочными пачками, что отличает их от вскрытых глубоководным бурением в абиссальных котловинах Тихого океана разрезов позднемезозойской океанической коры. Геохимическое исследование подушечных базальтов показало наличие Nb-Ta минимума, характерного для супрасубдукционной обстановки формирования.

Все перечисленные особенности геологического строения, возраста, химического состава позволяют рассматривать базальты (кремнисто-базальтовые ассоциации) океанического типа во фронтальной полосе АВ аллохтона как фрагменты коры бассейна, развивавшегося синхронно с энсиматической дугой. Такая интерпретация позволяет реконструировать для коньяк-кампанского времени латеральный ряд окраинный бассейн – островная дуга – океанический бассейн.

В современной тектонической структуре региона островодужные террейны разделены сложно дислоцированными комплексами вулканогенных и осадочных толщ позднемелового и третичного возраста, которые в более детально изученных районах идентифицируются как образования задуговых бассейнов. Ильпинско-Пахачинский прогиб, заполненный кайнозойскими отложениями, разделяет северную (Олюторскую) часть АВ террейна от Говенского террейна; к крупной шовой зоне по южному краю прогиба приурочены выходы основания прогиба и всей островодужной системы – офиолитовый комплекс супрасубдукционного типа о-ва Карагинский. Южная часть АВ террейна отделена от комплексов Кроноцкой дуги полосой интенсивно дислоцированных осадочных толщ кайнозоя (начиная с эоцена); основание осадочных накоплений третичного бассейна образовано исключительно

но сильно тектонизированным разнофациальным комплексом пород палеоцена – раннего эоцена (Ветловский субтеррейн). Этот гигантский тектонит местами представляет собой «мегамеланж», состоящий из блоков терригенных осадочных пород, кремнисто-туфогенных отложений, тектонических пластин базальтов MORB-типа с прослоями гиалокластитов, яшм и кремней. В тектоническом пакете пластин офиолитов п-ова Камчатский Мыс (террейн Восточных полуостровов) участвуют палеоцен-раннеэоценовые габбро, диабазы и базальты, петрографические и геохимические особенности которых свидетельствуют о их формировании во внутридуговом или задуговом бассейне, разделявшем в это время АВ и Кроноцкую дуги [5].

Эти данные позволяют сделать вывод о том, что в палеоцене позднемеловая АВ дуга претерпела растяжение и дальнейшее расщепление, с формированием в течение палеогена внутридугового (задугового) бассейна, разделившего остаточную дугу (современный АВ террейн) от переместившейся в сторону океана активной в палеогене фронтальной части (Говенская и Кроноцкая дуги). Такой вывод позволяет предложить следующую модель развития энсиматической островодужной системы (Олюторско-Восточно-Камчатской) на северо-западной окраине позднемезозойской–третичной Пацифики.

1. Начиная с альба и до конца сенона на окраине древней океанической литосферы, к юго-западу от Камчатского (Укеляят-Камчатского) континентального блока, над зарождающейся «окраинно-океанической» зоной субдукции в Ватынском бассейне формируется молодая кора океанического типа – продукт так называемого «додугового спрединга» (термин Дж.А.Пирса и др.); её фрагменты сохранились во фронтальной зоне АВ террейна, а фрагменты доальбской коры Пацифики представлены в офиолитах Восточной Камчатки и Восточных полуостровов. В течение позднего мела на этом разновозрастном океаническом фундаменте формировались островодужные комплексы, слагающие АВ террейн и значительную часть террейнов Говенского и Восточных полуостровов.

2. В палеоцене, в связи с резким замедлением спрединга в Пацифике (от 120–140 мм/год в позднем мелу до 30–40 мм/год в эоцене, согласно Д.Энgebретсону и др.), произошёл откат АВ зоны субдукции, вызвавший раскол дуги и раскрытие в палеоцене–эоцене Ветловского задугового бассейна. В пределах остаточной дуги (нынешний АВ террейн) вулканизм прекратился, переместившись вплоть до позднего эоцена в Говенскую и Кроноцкую дуги, фундаментом которых стали фронтальные части (верхнемеловые комплексы) прежней АВ дуги.

Модель раскола позднемеловой АВ дуги объясняет прекращение вулканизма в пределах её тыловой (остаточной) части за 12–17 млн лет до слияния с окраиной континента АВ террейна, параллельное расположение в аккреционном комплексе позднемеловых и позднемеловых–палеогеновых островодужных террейнов; она соответствует данным по кайнозойской геодинамике Западной Пацифики.

Литература

1. *Левашова Н.М.* Автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: 1999. 28с.
2. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. М.: Научный мир, 2003. 255с.
3. *Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 223с.
4. *Шапиро М.Н.* Верхнемеловая Ачайваям-Валагинская островная дуга и кинематика плит северной части Тихого океана // Геотектоника. 1995. № 1. С. 52–64.
5. *Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Крамер В.* Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кроночской палеодуги (Восточная Камчатка) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 264–266 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).

Б.М. Чиков¹

Основы концепции колебательных режимов геосфер

Идея колебательных режимов геосфер была сформулирована автором в 2003 г. [5] с последующей публикацией обзора проблемы [6]. Ее сущность определяется тезисом: *колебательные движения, процессы и режимы – постоянно действующий фактор геодинамики, и в геосферах эти явления сопровождаются необратимыми изменениями состояния геологической среды, ее деформации и качественного преобразования исходного минерального вещества.* Объектную основу концепции составляет систематизированное знание о колоссальном разнообразии колебательных явлений, насыщающих пространство Земли; номологическую основу представляют принципы физики колебаний и волн, а также эмпирические закономерности связи колебаний с геологическими процессами.

Колебательные явления в физических системах относятся к области механики колебаний, где принято различать движения быстрые (колебательные, вибрационные) и медленные (изменение положения самой системы) и, соответственно, быстрые и медленные «силы». К основным следствиям колебательных движений в механических системах относятся эффекты типа: а) направленного перемещения твердых тел, сыпучих сред и жидкостей; б) преобразования сухого трения в вязкое; в) возникновения интенсивного механического и механохимического взаимодействия между частицами; г) изменения общего характера поведения динамических систем; д) изменения резонансной частоты и автоколебаний и пр. [см.; 1, 2]. При определенной интенсивности и благоприятных предпосылках колебательный режим способен изменить характер про-

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

явления основных физических законов в нелинейных системах за счет вибромеханических и виброреологических эффектов [см. 3].

Колебательные режимы геосфер – это состояние геологических сред с характерным проявлением колебательных и волновых механизмов. Они являются частным случаем системы геомеханических режимов, а их основными свойствами являются: множество и разнообразие источников возбуждения, суперпозиция (независимость) и интенсивность колебаний при взаимообусловленности колебательных механизмов, дифракция и интерференция волн, их рассеяние, отражение и поглощение, а также наличие триггерных, резонансных и автоволновых явлений. Силовые, кинетические, конструктивные, волновые и другие эффекты колебательного массопереноса являются постоянно действующими условиями эволюции геодинамических систем.

Учитывая масштабный фактор колебаний, геосферные режимы следует разделить на четыре условные категории: *планетарную, литосферную, коровую* и *приповерхностную*. Условность связана прежде всего с кооперативным характером колебательных процессов в структурно неоднородной среде Земли: колебания от одного и того же источника возбуждения имеют следствия в разных геосферах, а возбуждения, возникающие в одной из геосфер, порождают колебания в других. К основным следствиям действия колебаний в геосферах относятся три категории эффектов, которые объединяются в соответствующие разделы: геовибромеханика, геовиброреология и геовибромеханохимия.

Категория *планетарных режимов* объединяет колебания, возбуждаемые как внеземными источниками энергии, так и внутрипланетными «сильными возмущениями»; это сфероидальные и крутильные колебания Земли, в том числе типа «дрожания Земли», ротационные движения, приливные колебания и т.п. Вращающаяся Земля представляет собой автоколебательную систему; ее собственные колебания порождают «всеземную» систему стоячих волн, каждая из которых представляет собой генератор и своеобразный камертон, готовый к резонансу. Собственные колебания Земли относятся к категории колебаний планетарного масштаба со значением периодов от десятка минут до часов и более. С собственными колебаниями Земли имеет связь характер распределения в пространстве и времени разнообразных природных явлений от геодинамики мантии, периодичности сейсмической активности литосферы, динамики коллизионных поясов коры до формирования морфоструктур рельефа и колебаний климата на поверхности.

Литосферные колебательные режимы определяются энергovyделением преимущественно в литосфере; их характерной чертой является относительная устойчивость пространственного положения в течение многих миллионов лет. Они являются основным следствием разнотипных коллизионных, спрединговых и сдвиговых взаимодействий литосферных плит, а также разномасштабной объемной механической деструкции. Систематическое выражение эти режимы имеют в сейсмогенных явлениях.

Коровые (региональные) колебательные режимы обособляются по принципу возбуждения колебаний преимущественно в отдельных системах земной коры. Мощным возбудителем колебательных режимов в земной коре являются извержения вулканов; крупные (d более 1 км) космические тела при падении на Землю генерируют ударные волны за счет высвобождения в момент коллизии огромного количества накопленной кинетической энергии космических тел; атмосферной причиной возникновения ударных волн являются грозы и ураганы.

Особое внимание привлекают области высокоэнергетических событий сейсмофокальных зон. Эти зоны представляют собой мощные региональные вибрационные геосистемы коры. В них совершается основная работа по ее деформации и переупаковке блочных сред, а в очаговых зонах – также и минеральные преобразования породных масс в условиях «удар–колебательное последствие». Здесь образуются характерные структурно упорядоченные системы породного уровня, которые являются следствием кооперативности действия множества последовательных и взаимосвязанных механизмов локального и быстропотекающего преобразования исходной среды.

Приповерхностные колебания с диапазоном частот от долей до сотен герц – неотъемлемое свойство верхней части земной коры. Такие колебания могут быть вызваны ветром, волнением на озерах и течением рек, водопадами, снежными лавинами, сходом ледников и т.п. Низкочастотные моды возникают после землетрясений и океанических циклонов, от цунами или сейшей в замкнутых водоемах, от штормовых волн и падения метеоритов. Регулярные малоамплитудные микросейсмы вибрационного характера часто обусловлены техногенными причинами (движение транспорта, деятельность промышленных предприятий с режимом регулярного импульсного механического нагружения, взрывная «отпалка» и обрушения руды на горно-эксплуатационных комплексах и пр.).

Результаты моделирования сложных геологических систем на основе колебательных движений (прессовые, ударные или вибрационные технологии) показывают, что колебательные механизмы формируют ряд общих эффектов структурирования, традиционно объясняемых условиями сжатия, растяжения и сдвига, а также обусловленных воздействием температуры и флюидизации. В частности, высокая скорость процесса литификации и перераспределения химических элементов и минеральных зерен в условиях ударной волны и последующей высокочастотной вибрации подтверждается экспериментами по схеме: направленный взрыв – перенос энергии ударной волной – колебательное последствие – структурирование минеральной среды; глубокие минеральные преобразования получены при прессовой деформации горных пород; общеизвестны эффекты вибрационного структурирования блочных сред [см.: 4, 6].

На основе анализа природных колебательных режимов, механических предпосылок и лабораторных экспериментов формулируется принцип: *в геосредах импульсное механическое воздействие сопровождается*

са колебательным последствием, охватывающим значительные объемы среды пропорционально силе «ударного» воздействия; значительная часть механической энергии преобразуется в тепло и энергию химических взаимодействий.

В геологических процессах существенное значение имеют такие колебательные эффекты, как: а) ускорение процессов крипа при колебаниях даже относительно небольшой амплитуды (*виброползучесть*); б) ускорение процесса снижения напряжения в геосистемах (*виброрелаксация*); в) снижение среднего уровня нагрузки для разрушения породных масс (*виброусталость*); г) увеличение эффективной вязкости при переходе от ламинарного к турбулентному режимам течения (*вибротекучесть*) и пр. Колебательно-волновые явления оказывают влияние на кинетику процессов механических деформаций, химических реакций минералообразования, на условия кристаллизации магм, а также на механизмы формирования регулярно-упорядоченных геосистем. Наиболее общими следствиями природных колебательных движений с частотами в преимущественной «полосе» 6–10 Гц являются эффекты вибромеханического перераспределения и сепарационной упорядоченности блочных доменов.

В современных геодинамических системах выявлена определенная связь колебательных процессов твердой земли, гидросферы и атмосферы. Эффекты регулярных колебаний могут привлекаться для объяснения таких геологических явлений, как разнообразные седиментогенные (приповерхностные) и более глубинные метаморфогенные и кристаллизационные структуры, механизмы протрудирования мантийного вещества в плотной среде коры, ускорение процессов гравитационных оползней и обрушений горных масс, а также склоновые камнепады, сходь лавин и ледников, солифлюкционные процессы и т.п.

Литература

1. *Блехман И.И.* Что может вибрация? М.: Наука, 1988. 208 с.
2. *Горелик Г.С.* Колебания и волны. Введение в акустику, радиофизику и оптику. М.;Л: Гостехтеоризда. 1950. 551 с.
3. *Челомей В.Н.* Парадоксы в механике, вызываемые вибрацией// Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, №1. С. 62–67.
4. *Чиков Б.М.* Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. №9. С. 3–38.
5. *Чиков Б.М.* Режимы колебаний и волн в геосферах// Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Тр. Всерос. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 209–211.
6. *Чиков Б.М.* Короткопериодные колебания в геологических процессах литосферы (обзор проблемы) // Литосфера. 2005. № 2. С. 3–20.

Восточный склон севера урала в системе раннемезозойского планетарного рифтогенеза (к проблеме границы между Уралом и Западной Сибирью)

Структурные элементы переходных зон в системе «подвижный пояс – платформа» всегда вызывали повышенный интерес исследователей, а границу между Уралом и Западной Сибирью вряд ли даже сейчас кто-нибудь рискнет аргументированно провести.

Рассматривается раннемезозойский этап геологической истории северной половины Тагильского прогиба – главной структурной зоны восточного склона Урала, которая с момента заложения в конце кембрия – начале ордовика унаследованно развивалась как рифтогенно-геосинклинальная система. Полученные за более, чем столетнюю, историю исследований геологические данные свидетельствуют о направленном развитии прогиба и полностью исключают масштабные перемещения блоков земной коры.

Тагильский прогиб, или вулканоплутонический пояс (ТВП), отрицательной линейной структурой был только в ордовике и начале силура, но быстро стал заполняться и из трога превратился в вулканокупольное сооружение, сформированное в результате многократных извержений вулканов. Первичная синклинальная форма сохранилась до венлока, когда прогибание сменилось поднятием внутренних блоков – горстов или интрагеосинклиналей. Фактически это моноклинорий, ограниченный глубинными литрическими разломами.

В истории ТВП выделяется несколько этапов. На начальном этапе в ордовике–лландовери ограниченное развитие получили относительно глубоководные осадки. В венлоке прогибание быстро сменяется поднятием коры и начинается орогенный этап. Это островная, или переходная, стадия, с которой начинается морфоструктурная дифференциация территории прогиба с ростом внутренних линейных поднятий – карбонатных платформ и цепочек вулканических островов с постройками рифов.

Следующая континентальная стадия орогенеза (поздний силур – ранний девон) характеризуется излияниями мелководных и континентальных вулканитов. Продолжается рифтогенное карбонатонакопление, и формируются крупные карбонатные платформы. В силуре и девоне территория восточного склона была занята эпиконтинентальным Уральским морем, являющимся западной частью акватории Западно-Сибирского бассейна, которому свойственны мелководная фауна и глубины до 100–150 м [1, 2].

В этот период рифтогенное растяжение проявилось деструкцией консолидированной коры, континентальным вулканизмом и образованием грабеновой структуры Северо-Уральского бокситового бассейна на своде Петропавловского внутреннего линейного поднятия.

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

В конце девона – начале карбона в связи с дальнейшей активизацией поднятий по всему Уралу [9] проявилась следующая эпоха рифтогенного растяжения, и в конце турне на Севере Урала в зоне осевого глубинного разлома образуется новая генерация грабенов (Апсинский и Маньинский), выполненных основными вулканитами, терригенными и угленосными осадками мощностью до 1500 м [10].

На рубеже палеозоя и мезозоя наступает эпоха глобального рифтогенеза. Очевидно, в связи с распадом Пангеи на всех континентах, платформ, подвижных поясах, началось дробление консолидированной коры и образование рифтогенных структур [3, 5]. При этом логично одновременное образование рифтов в подвижных поясах на континентах и на океаническом дне. А.В. Пейве предлагал рассматривать систему срединно-океанических хребтов в качестве океанических орогенов и сравнивал их с современными горными поясами.

Консолидированная земная кора Тагильской структуры и осадочные бассейны палеозоя и мезозоя были сформированы в результате процессов орогенеза. Их образование связано с условиями периодического растяжения земной коры, ее высокой проницаемостью, приводящей к внедрению интрузивных и мощному излиянию вулканических образований.

В принципе механизм этих растяжений можно сопоставить с зонами спрединга СОХ. Если учесть, что заложение Тагильского рифта началось на рубеже кембрия–ордовика с растяжения коры и продолжалось с перерывами до раннего мезозоя (300 млн лет), то все это безоговорочно свидетельствует против спрединга с образованием океанической коры.

Уже давно стало ясно, что разрывы сплошности земной коры на Урале имеют локальный характер и являются отголосками мощных планетарных тектонических импульсов в отдаленных регионах. Более всего это относится к триасовым грабенам Урала и Зауралья, которые являются возможными аналогами зон субдукции океанической коры, образующейся в системе СОХ Тихого океана и в результате глубинной латеральной миграции, распространившейся на тысячи километров [6].

В осевой зоне ТВП образовалась цепочка грабенов, выполненных континентальными бокситоносными и угленосными осадками и приуроченных к осевому глубинному разлому [10]. Растяжение сопровождалось излияниями траппов. С юга на север – это Мостовской (около сверхглубокой скважины СГ-4), Веселовско-Богословский, Волчанский и группа Северо-Сосьвинских грабенов на Приполярном Урале (Вольинский, Турупьинский, Люльинский). Протяженность полосы развития этих структур около 700 км вдоль 60-го меридиана, совпадающего с региональным разломом. Грабены – это узкие щелевидные структуры длиной 15–20, шириной от 1,5–2,0 до 5–7 км. Северо-Сосьвинская рифтогенная полоса (между Усть-Маньей и Саранпаулем) состоит из нескольких грабенов длиной 35–80 и шириной 10–20 км. Средняя глубина 600–650 м, самая глубокая впадина Турупьинская – 900 м.

Триасовые грабены ТВП образовались одновременно с грабенами Зауралья и Западной Сибири, они заложились в эпоху общего воздымания и раскола земной коры. Иногда триасовые грабены рассматривают как самостоятельные структурные элементы, их распространение обусловлено глобальными закономерностями, они известны в байкалидах, каледонидах, герцинидах на всех континентах [3, 5]. Но, если грабены ТВП тесно связаны с предшествующим развитием, то рифтогены Зауралья и Западной Сибири почти полностью автономны и образуют самостоятельный тафрогенный ярус, не связанный со складчатым основанием.

Другой особенностью триасового рифтогенеза является то, что грабены ТВП формировались в палеозойской эвгеосинклинальной зоне – там, где отсутствовал жесткий древний фундамент, и к началу триаса литосфера была более прогрета и наиболее пластична [5]. Поэтому в Тагильской структуре более молодая земная кора еще довольно активно реагировала на тектонические импульсы, подвергалась расколам и дифференцированным подвижкам по разломам, приведшим к образованию узких длинных грабенов.

Указанные особенности триасовых рифтогенов востока Урала подтверждаются новыми данными [8]. В 2004 г., впервые за последние 50 лет, появились уникальные материалы по геологии малоизученной территории восточного склона Приполярного Урала и западной окраины Западной Сибири. В 50–60 км восточнее полосы развития мезозойских грабенов ТВП глубокими скважинами на нефть под мощным осадочным чехлом вскрыты палеозойские образования прогиба и триасовые породы «нового» Северососьвинского грабена (грабен с таким названием известен уже 50 лет). Грабен протягивается в меридиональном направлении вдоль 61–62 меридианов на 300 км при ширине 80 км. Скорее всего, это система нескольких грабенов, разделенных горстами, как Турупьинский и Люльинский.

Таким образом, на востоке Урала вблизи орографической границы с Западной Сибирью в раннем мезозое существовала еще одна зона рифтогенного растяжения – примерно в 50–100 км восточнее осевой зоны растяжения внутри Тагильской структуры. Принадлежит ли новый грабен к расколу в «тагильских» породах неясно, но то, что это палеозой Урала – несомненно.

О границе Урала и Западной Сибири. Четкой границы между Уралом и ЗападноСибирской плитой нет. Ю.М. Пушаровский [7] считал основной формой связи складчатых областей и платформ краевые прогибы, возникающие на поздней стадии развития геосинклинали. На востоке Урала краевого прогиба нет, а палеозойский фундамент ЗападноСибирской плиты является аналогом уралид, поэтому вопрос о границе в палеозое отпадает. В юре Урал и Западная Сибирь со структурами обрамления вошли в состав молодой платформы.

Восточная часть севера Урала и примыкающая территория ЗападноСибирской плиты в карбоне, перми, триасе испытывали поднятие, в течение которого на разных участках в условиях растяжения произошло

образование линейных расколов, грабенов, депрессий с мощными излияниями траппов. Все эти структуры с выполняющими их орогенными и платформенными формациями и являются пограничными или переходными от геосинклинали к платформе. Излияния траппов прекратилось в позднем триасе, обломочный материал поступал с размываемых поднятий, компенсируя структуры растяжения.

В юре осадконакопление охватило почти всю территорию, формируя пологую овальную синеклизу и обозначая структуры будущей Западно-Сибирской плиты. Это событие является решающим – с отложением юрских осадков исчезает линейность геосинклинальных структурных элементов, знаменуя переход к платформе.

Урал и Западная Сибирь – тектонотипы мобильных поясов и молодых платформ – имели тесные связи еще до начала мезозоя. Между этими крупными элементами литосферы больше сходства, чем различий. Самым главным отличием является линейность и протяженность по простиранию структурных зон Урала; различия в мощности осадков не очень велики, при этом платформы отличаются относительной устойчивостью.

Отметим, что граница между Уралом и Западной Сибирью никак не может проходить «по сбросу в западном борту Северо-Сосьвинского грабена» [4], такая точность - привилегия структур второго-третьего порядка.

Таким образом, четкой тектонической границы между Уралом и Западной Сибирью не существует, эта граница постепенная (десятки километров) и проходит, очевидно, в переходной зоне, где линейность окончательно исчезает.

Исследования поддержаны грантом «Восточная граница Уральского подвижного пояса» программы «Кооперация исследований с учеными СО РАН».

Литература

1. Дубатов В. Н., Краснов В. И. Палеоландшафты раннедевонских морей Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 3. С. 95–109.
2. Дубатов В. Н., Краснов В. И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Там же. 2000. Т. 8, № 6. С. 34–58.
3. Бочкарев В. С., Брехунцов А. М., Дещеня Н. П. Соотношение раннемезозойских рифтовых структур Сибири, Северной Америки и Австралии с дислокациями складчатого фундамента и чехла // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: В 2 т. М.: ГЕОС, 2003. С. 3–15 (Материалы XXXVI Тектонич. совещ.; Т. 1.).
4. Коротеев В. А., Иванов К. С., Федоров Ю. Н. Природа границы Урала и Западной Сибири // Урало-Сибирская научно-практическая конференция. Екатеринбург, 2003. С. 250–252.
5. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
6. Никольский Ю. И. Генетический ряд современных океанов и их континентальных окраин по геофизическим данным // Рос. геофиз. журн. 2002. № 27/28. С. 109–132.
7. Пуцаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
8. Федоров Ю. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2004. 28 с.

9. Фролов В. Т. Геоформации и палеогеодинамика Урала (Был ли Уральский океан в палеозое) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 204–233.
10. Шатров В. П. Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 239/242.

В.А. Шатров¹, А.В. Жабин¹, В.И. Сиротин¹, Г.В. Войцеховский¹

Глаукониты как возможные индикаторы зон повышенной проницаемости фундамента

Изучение глинистых пород и диагенетических конкреций (пиритов, фосфоритов, глауконитов) для оценки влияния тектонических структур фундамента с различной проницаемостью на их геохимическую специализацию рассмотрено в ряде работ [4, 6, 7]. Возможность применения глауконитов обусловлена их высокой сорбционной способностью, отражающей геохимические особенности среды осадконакопления [9]. В работе делается попытка оценить влияние зон тектонической активизации разного ранга, проявленной как во внешнем (периферическом) обрамлении, так и в центральной (присводовой) части Воронежской антеклизы [11], на макро- и микроэлементный состав глауконитов нижнего и среднего эоцена (каневский, бучакский и киевский горизонты).

При изучении глаукониты были разделены на фракции < 0,1 мм и 0,1–0,25 мм, что связано с различиями внешнего облика и состава глауконитовых сферолитов в зависимости от их размеров [9]. Определение петрогенных оксидов проведено в лаборатории АО «Электромикос» (г. Воронеж), микроэлементов (метод индуктивно-связанной плазмы – ICP-MS) – в лаборатории ИГЕМ РАН (г. Москва).

Анализ содержания петрогенных оксидов в глауконитах каневского и бучакского горизонтов показывает, что для фракции < 0,1 мм характерны более высокие содержания SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , по сравнению с фракцией 0,1–0,25 мм, для которой преобладают более высокие значения $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO , K_2O . Менее отчетливо подобная тенденция выражена в глауконитах киевского горизонта. Отмечается незначительное увеличение содержания в глауконитах вверх по разрезу CaO и K_2O и уменьшение SiO_2 , MgO , $\text{FeO}_{\text{общ}}$. Глаукониты характеризуются большой вариацией содержаний микроэлементов, как во фракциях, так и по возрастам, при этом отмечается отсутствие влияния фракционного состава на характер распределения микроэлементов. По отношению к кларку [3] для единичных образцов повышены содержания в 3–7 раз: Be , Ge , Cr , Zn , Mo , Sn , Ta , Pb , U , Th , при постоянно высоких содержаниях (десятки – сотни раз) – As , Se , Ag , Cd , Te , Au , Bi . В целом для изученных глауконитов содержания пет-

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

рогенных оксидов достаточно близки и определяются фациальной обстановкой осадконакопления [2] и минералого-петрографическим составом осадка, распределение микроэлементов имеет более сложный характер, не всегда согласующийся с фациальной зональностью.

Более информативным является распределение редкоземельных элементов (REE) (нормированных к глинам платформ) [1], представленных преимущественно двумя типами: 1) слабо выраженный дефицит тяжелых (Ho–Lu, Y), при в разной степени выраженном избытке легких (La–Pr) и средних (Nd–Dy); 2) хорошо выраженный избыток тяжелых, при в разной степени выраженном дефиците легких и средних. Первый тип характерен для большинства глауконитов, второй – для глауконитов южной части антеклизы (Ватутино, Киргизовка, Белый Колодец, Колпаково). Для ряда разновозрастных образцов (Белый Колодец) на графиках хорошо выражен европиевый максимум.

Анализ распределения лантаноидов отражает трансгрессивную стадию развития палеобассейна (уменьшение средних значений La/Sm, Ce/Sm и увеличение средних значений Yb/Sm, Y/Sm вверх по разрезу) (таблица) [4, 6], фациальные обстановки седиментации – мелководноморские и морские, характеризующиеся незначительным увеличением глубины палеоморя в южном направлении. Трансгрессивная стадия седиментации подтверждается и увеличением Eu/Sm (см. таблицу), зависящим от проницаемости земной коры (возрастание общей проницаемости за счет преобладающего процесса растяжения коры при углублении бассейна седиментации) [8]. Необходимо отметить, что бассейн каневского времени был более глубоководным по отношению к бассейну бучакского времени (увеличение средних значений Ce/Sm, уменьшение Yb/Sm, Y/Sm). В целом общие условия седиментации отложений эоцена близки к шельфовым современных океанов.

Таблица. Значения геохимических отношений в глауконитах нижнего и среднего эоцена и в шельфовых водах океана

Компонент	Каневский горизонт (среднее по 7 обр.)	Бучакский горизонт (среднее по 12 обр.)	Киевский горизонт (среднее по 11–17 обр.)	Шельфовые воды (глубиной до 350 м)
La/Sm	5,18	4,89	4,19	5,2
Ce/Sm	15,11	15,6	14,85	13,0
Yb/Sm	0,63	0,36	0,97	0,4
Y/Sm	2,93	1,84	4,25	7,7
Eu/Sm	0,22	0,2	0,24	—
Eu/Eu*	0,65	0,59	0,62	—
ΣREE (r/r)	441,6	566,5	214,5	—

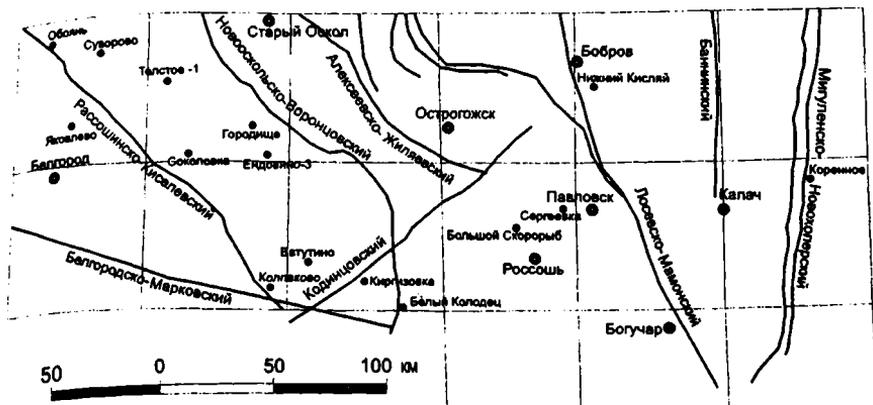


Схема расположения разломов фундамента, имеющих отражение в осадочном чехле [10], с нанесенными населенными пунктами отбора глауконитов

Распределения лантаноидов показывают отсутствие четкой зависимости геохимических отношений $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$, Eu/Eu^* (нормировано к хондриту по данным С. Сана) [12] и Eu/Sm от фракционного состава глауконита, отмечается лишь некоторое увеличение $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ для фракции 0,1–0,25 мм. В то же время, хорошо проявлено влияние на геохимический состав глауконитов Белгородско-Марковской зоны активизации субширотного простирания (схема) [10]. Для глауконитов южной части антеклизы (Вагутино, Киргизовка, Колпаково), особенно (Белый Колодец) характерно: аномально высокое содержание тяжелых лантаноидов, положительная европиевая аномалия; высокие значения Eu/Eu^* и Eu/Sm ; повышенные содержания ряда халькофильных элементов, в том числе и мышьяка. Глубина разлома оценивается как нижнекоровая, вероятно достигающая верхней мантии [6, 8], что хорошо согласуется с геофизическими данными [11]. Для глауконитов других точек отбора, приуроченных к разломам субмеридионального направления, подобная тенденция не отмечается.

По данным [5], для палеогеновых структурно-вещественных комплексов чехла антеклизы усиливается роль областей динамического влияния разломов (ОДВР) растяжения в субширотной и северо-западной системах, а также характерна активность разломов северо-восточных направлений, формировавших ОДВР сжатия. ОДВР растяжения сопровождался процессом флюидопереноса, влияющим на характер распределения микроэлементов [7, 8], при этом, по всей видимости, воздействие их усиливалось в узлах пересечения активных систем субширотного, северо-западного и северо-восточного простираний.

Таким образом, на микроэлементный состав глауконитов оказывают влияние не только фациальные условия седиментации (практически однотипные для всех изученных глауконитов), но и тектонические, опре-

деляющие как общую проницаемость земной коры, зависящую от стадии развития бассейна седиментации (трансгрессия–регрессия), так и приуроченность к разрывным нарушениям высоких порядков, проявляющим активность на момент формирования осадка.

Литература

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 276 с.
2. *Бартенев В.К., Савко А.Д.* Литология и полезные ископаемые палеогена ЦЧЭР. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2001. 146 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 7).
3. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
4. *Сиротин В.И., Шатров В.А., Коваль С.А. и др.* Литологические и геохимические особенности песчаных толщ альба и сеномана Воронежской антеклизы и их палеогеографическое значение // Литология и полез. ископаемые. 2005. №2. С. 159–171.
5. *Трезуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива. - Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2002. 220 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 9).
6. *Шатров В.А., Ненахов В.М., Сиротин В.И. и др.* Новые данные по распределению элементов-примесей в диагенетических образованиях Воронежской антеклизы // Геохимия. 2002. №4. С. 450–458.
7. *Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В.* Конкреции осадочного чехла Воронежской антеклизы как геохимические индикаторы зон повышенной проницаемости земной коры // Докл. РАН. 2002. Т. 385, № 4. С. 521–523.
8. *Шатров В.А.* Особенности поведения европия в эвгенойных условиях (чехол Воронежской антеклизы) // Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы: Материалы Междунар. конф. Воронеж. ун-та: В 2 т. Воронеж, 2002. С. 324–327.
9. *Шатров В.А., Жабин А.В., Сиротин В.И.* Геохимические особенности глауконитов нижнего и среднего эоцена Воронежской антеклизы как индикаторы обстановок осадконакопления: Тез. докл. к Междунар. науч. конф. «Глины и глинистые минералы», 28 июня – 3 июля 2004., Воронеж. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2004. С. 153–55.
10. *Шевырев Л.Т.* Геологическое развитие Воронежской антеклизы: Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук. Воронеж, 1989. 42 с.
11. *Шевырев Л.Т., Савко А.Д., Шишов А.В.* Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2004. 191 с. (Тр. НИИ геологии ВГУ; Вып. 25).
12. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basin/* A.D. Saunders and M.J. Norry (Eds.). Geol. Soc. Sp. Publ. 42. 1989. P. 313–345.

А.В. Шацлло¹

Расстояние между Чикаго и Мирным 540 миллионов лет назад

Проблема определения долготных расстояний между континентальными блоками при построении палеотектонических реконструкций по палеомагнитным данным издавна стояла перед палеомагнитологами и на сегодняшний день, увы, остается не решенной. В классическом вари-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

анте, исходя из значений склонения и наклона, фиксированных в породах определенного возраста в точке с известными координатами мы можем узнать палеошироту данной точки и палеомеридиан (т.е. направление на север) на время образования намагниченности, соответствующее, в благоприятном случае, возрасту пород. Соответственно при оценке кинематики континентальных блоков в геологическом прошлом мы вправе рассматривать только их широтные перемещения и вращения в горизонтальной плоскости, долготный же дрейф и, тем более, «строгое» долготное положение остаются неизвестными, что предопределяет многовариантность палеореконокструкций.

Масштабные палеомагнитные исследования венда Сибирской платформы, проводимые лабораторией палеомагнетизма ИФЗ РАН на протяжении последних 5 лет [1, 2 и др.], позволили выявить некоторую особенность в палеомагнитной записи, содержащейся в породах этого возраста (подробно см.: [1]). Суть этой особенности заключается в наличии двух, значимо различающихся палеомагнитных направлений, встречающихся в породах одного возраста, неоднократно чередующихся друг с другом в непрерывных разрезах. По ряду признаков ни одно из этих направлений нельзя считать результатом последующего перемагничивания или следствием каких-то других процессов, исказивших первичную палеомагнитную запись. Можно констатировать, что в пределах Сибирской платформы данное явление имеет «трансрегиональный» характер. Анализ мировых палеомагнитных данных по венду [1] убедительно показал, что описанное явление можно рассматривать как явление планетарного масштаба: для Лаврентии и Балтики были выявлены «конкурирующие» вендские полюсы (группы полюсов), угловое расстояние между которыми, как и для Сибирских полюсов, соответствует $\sim 45^\circ$. Весь комплекс имеющихся данных позволил поставить вопрос о структуре магнитного поля Земли в венде. В результате нами была предложена модель [1], описывающая «геометрию» магнитного поля Земли и позволяющая объяснить наблюдаемый характер палеомагнитной записи в вендских породах.

По нашему мнению магнитное поле Земли в венде имело два режима генерации, периодически сменявших друг друга – нормальный дипольный, когда магнитный диполь соответствовал оси вращения Земли, и аномальный, тоже дипольный, но с отклонением магнитного диполя на угол $\sim 45^\circ$ от оси вращения, что и нашло свое отражение в палеомагнитной записи. Идентификация палеомагнитных полюсов как «нормальных» и «аномальных» основывалась на принципе минимизации перемещений: как правило, аномальные полюсы находятся на значительном удалении от ближайших по возрасту палеозойских полюсов, что предполагает очень высокие скорости движения соответствующих континентальных блоков, не характерные ни для более древних, ни для более молодых возрастов.

В том случае, если наша модель верна, имеющиеся палеомагнитные данные по «нормальным» и «аномальным» палеомагнитным направле-

ниям можно использовать для построения «абсолютных» палеотектонических реконструкций.

Для континентального блока, нормальный и аномальный палеомагнитные полюсы которого известны, мы можем построить «жесткий» сферический треугольник с вершинами – 1 – нормальный полюс (N), 2 – аномальный полюс (A), 3 – какая-либо географическая точка (G), принадлежащая данному блоку (в современных координатах), любые из сторон и углов которого известны и определяются по законам сферической геометрии. Путем поворота сферического треугольника вокруг Эйлера полюса по дуге большого круга, проходящей через нормальный и географический полюсы, до их совмещения мы переводим все вершины треугольника в их палеоширотное положение, на время образования намагниченности (рис. 1, А). Далее «развернутые» сферические треугольники, полученные для двух кратонов, мы вращаем относительно географического полюса до совмещения аномальных полюсов (см. рис. 1, Б). Таким образом, в результате проведенных операций мы приводим заданные географические точки двух блоков в единственно возможное взаимное положение на время образования намагниченности с известной долготной разницей и широтой (см. рис. 1, Б).

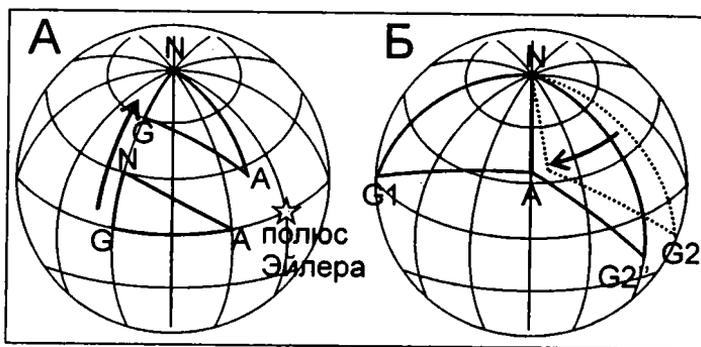


Рис. 1.

По предложенному алгоритму была сделана «абсолютная» реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии для конца венда (рис. 2). Палеомагнитные данные, использованные в расчетах, представлены в таблице и детально рассмотрены в работе [1]. Как видно из рис. 2, в конце венда Сибирь и Лаврентия находились в субтропических и тропических широтах Южного полушария. Сибирь была развернута к северу своей южной окраиной и находилась к востоку от Лаврентии, что и предполагается в большинстве палеореконструкций для венда-кембрия. Согласно расчетам, расстояние между референтными точками (Чикаго и Мирный) в конце венда должно было составлять 11 330 км. Пространство (вероятно, океаническое), разделяющее эти кратоны, пред-

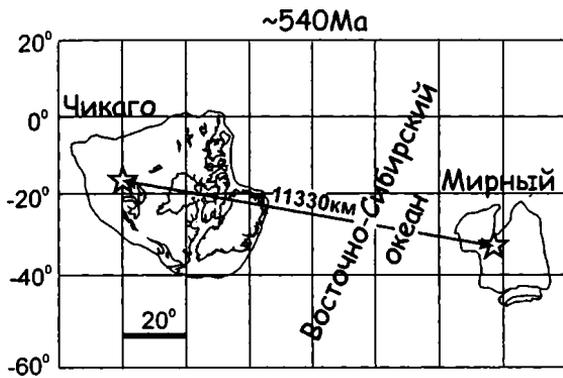


Рис. 2.

Таблица.

ПОЛЮС	Возраст	Ф	Л	A_{95}	γ	Автор
ЛАВРЕНТИЯ						
Нормальные Buckingham Volcanics	-550	-9,5	160,8	7,3	47,8	[4]
Long Range Dykes	615±2	-11,6	166,0	18,0		[5]
Аномальные Callander Complex	575±5	-46,3	121,4	3,1		[6]
Catoclin Basalts A	564±9	-42,0	116,7	9,0		[7]
Sept lies Complex B	564±4	-44,0	134,5	5,1		[8]
Средний нормальный		-10,6	163,4	12,1		
Средний аномальный		-44,4	124,1	10,7		
СИБИРЬ						
Средний нормальный В 1	545-530	-60,8	116,1	6,7	44,6	[1]
Средний аномальный В2	545-530	-31,6	63,8	9,8		

Примечание. Ф, Л - широта и долгота палеомагнитного полюса; A_{95} - радиус круга доверия; γ -угловое расстояние по дуге большого круга между нормальными и аномальными полюсами.

ставлявшее собой северную ветвь Япетуса, по ширине не уступало и даже превосходило современную Атлантику, что пока еще не было отражено ни в одной из палеотектонических реконструкций (см., например: [3]). Такая крупная тектоническая единица, заложившаяся, предположительно, в результате рифтинга между Сибирью и Лаврентией при

распаде суперконтинента Родиния, заслуживает собственного названия, и мы предлагаем для нее имя «Восточно-Сибирский океан».

Работы выполнены при финансовой поддержке INTAS, проект № 03-51-5807, РФФИ, проект № 04-05-65024 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Литература

1. *Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E.* Two Competing Paleomagnetic Directions in the Late Vendian: New Data for the SW Region of the Siberian Platform // *Russian J. Earth Sci.* 2005. V. 7, № 3
2. *Шаццлло А.В., Диденко А.Н., Павлов В.Э.* Палеомагнетизм вендских отложений юго-запада Сибирской платформы // *Ibid.* 2005 (in press).
3. *Meert J.G.* Growing Gondwana and rethinking Rodinia: a paleomagnetic perspective // *Gondwana Research.* 2004. V.3.4. P.279–288.
4. *Dankers P., Lapointe P.* Paleomagnetism of Lower Cambrian volcanics and a cross-cutting Cambro-Ordovician diabase dyke from Buckingham (Quebec) // *Canad.J.Earth Sci.*, 1981, V.18, p.1174–1186.
5. *Murthy G.S., Gower C., Tubett M., Patzold R.* Paleomagnetism of Eocambrian Long Range dykes and Double Mer Formation from Labrador, Canada // *Canad.J.Earth Sci.* 1992. V.29. P.1224–1234.
6. *Symons D.T.A., Chiasson A.D.* Paleomagnetism of the Callander Complex and the Cambrian apparent polar wander path for North America // *Ibid.* 1991. P.355–363.
7. *Meert J.G., Van der Voo R., Payne T.* Paleomagnetism of the Catocin volcanic province: a new Vendian–Cambrian apparent polar wander path for North America // *J. Geophys. Res.* 1994. V.99, № B3. P.4625–4641.
8. *Tanczyk E.I., Lapointe P., Morris W.A., Schmidt P.W.* A paleomagnetic study of the layered mafic intrusion at Sept-Iles, Quebec // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. V.24. P.1431–1438.

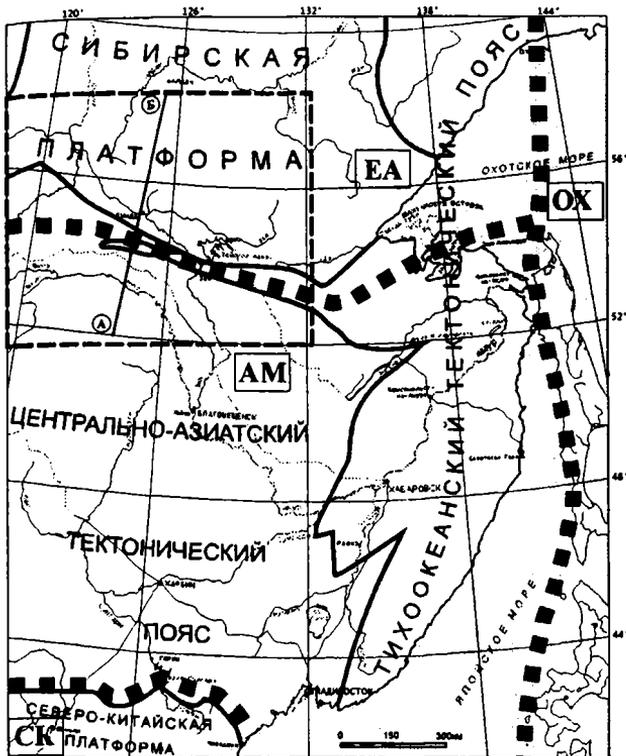
Б.Ф. Шевченко¹, В.Б. Каплун¹

Глубинная геодинамика коллизионной границы Евразийской и Амурской тектонических плит

Исследование охватывает фрагмент восточной части области сочленения тектонических плит – Евразийской и Амурской. Граница между плитами проведена по Л.М. Парфенову с соавторами [3] и представлена на рис. 1. По вопросу места нахождения границы тектонических плит не существует единой точки зрения. Так, например, в работе Ю.Г. Гатинского и Д.В. Рундквиста [1] проведено иное ее расположение. Существует представление о границе сочленения плит как о некоей переходной зоне шириной в первые сотни километров [2].

Для представленной на рис.1 территории Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая на основании комплексной интерпретации геофизических данных составлена трехмерная модель литосферы [5]. Бы-

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия.



А. П. Карсков

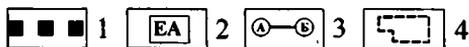
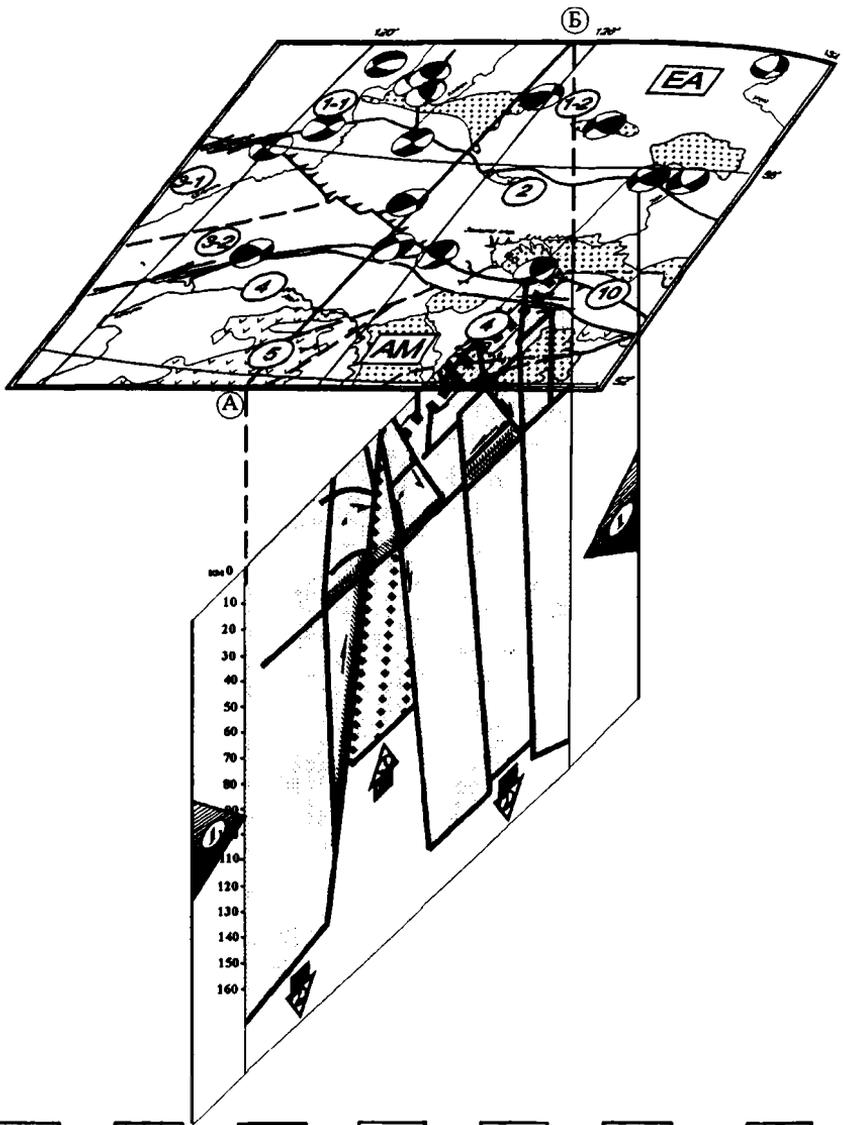


Рис. 1. Главные тектонические подразделения региона (по Л. П. Карскову и др., 2005 г.)

1 – границы тектонических плит (по Л.М. Парфенову и др., 2003 г.); 2 – тектонические плиты: EA – Евразийская, AM – Амурская, СК – СевероКитайская, ОХ – Охотоморская; 3 – линия изученного профиля; 4 – район исследований

ли привлечены: сейсмические, сейсмологические (томографические), тепловые, гравиметрические, магнитометрические данные. В качестве современных геодинамических характеристик использовались результаты расчетов гипоцентров землетрясений, расчеты механизмов очагов землетрясений, геодезические данные (наблюдения GPS, повторное нивелирование). Для района исследований дополнительно привлечена информация, основанная на результатах интерпретации данных магнитотеллурического зондирования (МТЗ). Результаты геодинамической интер-



- | | | | | | | |
|---|---|--|--|--|--|--|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |  6 |  7 |
|  8 |  9 |  10 |  11 |  12 |  13 |  14 |

Рис. 2. Трехмерная геодинамическая модель литосферы области сочленения Евразийской и Амурской плит.

Геолого-структурные элементы земной коры: 1 – осадочные бассейны мезозойского и кайнозойского возраста, 2 – мезозойские вулканогенные комплексы; разломы: 3 – межблоковые, 4 – внутриблоковые, 5 – разломы сдвигового характера; 6 – надвиги; 7 – наименования основных тектонических структур (Алдано-Становой щит: 1-1 – Олекминская гранит-зеленокаменная область, 1-2 – Алданская гранулит-гнейсовая область; 2 – Становая гранит-зеленокаменная область. Центральное-Азиатский тектонический пояс. Селенга-Становой орогенный пояс, блоки: 3-1 – Тунгирский, 3-2 – Могочинский; 4 – Аргуно-Мамынский массив – микроконтинент; 5 – Северо-Хинганский каледонский орогенный пояс; 10 – Монголо-Охотский позднепалеозойско-мезозойский орогенный пояс); 8 – механизмы очагов землетрясений: белый цвет – область действия напряжений сжатия, черный – растяжения. Обозначения для разреза. Региональные напряжения литосферы, обусловленные геометрическими параметрами, собственной реологией и реологией астеносферы: 9 – горизонтальная составляющая, 10 – вертикальная составляющая; 11 – направления смещения блоков; 12 – горизонт максимального развития гипоцентров очагов землетрясений; 13 – линейные зоны развития аномальных геофизических параметров (повышенная проводимость, пониженная плотность); 14 – область преобладающего двухстороннего сжатия

претации по одному из профилей, которые обеспечены данными МТЗ, рассматриваются в данном сообщении.

Литосфера вдоль профиля представлена в виде слоисто-блоковой модели переменной мощности. Глубины до астеносферы на севере профиля равны 170 км (Алданская гранулит-гнейсовая область), а на южном его окончании – 160–165 км (Северо-Хинганский каледонский орогенный пояс). В Монголо-Охотском позднепалеозойско-мезозойском орогенном поясе мощность литосферы сокращается до 100 км. В пределах литосферного слоя, на глубинах от 38 км на юге до 43–44 км на севере, уверенно выделяется граница Мохоровичича. В литосфере, и особенно в земной коре, установлена группа блоков с относительно пониженной плотностью [4]. Предваряя геодинамическую интерпретацию, мы составили глубинный геолого-геофизический разрез.

В верхней части разреза (до глубин 20 км), где возможна линейная интерполяция вещественных характеристик геологических тел, нами для описания разреза использованы геологические категории (состав пород, их возраст, характер дизъюнктивных нарушений). Далее, на глубине, разрез характеризуется параметрами, полученными по результатам комплексной геофизической интерпретации (плотность, скорость, геоэлектрическое сопротивление).

По геологическим данным, граница двух литосферных плит в пределах профиля проходит вблизи Южно-Тукурингского разлома. В глубинном отношении единого разделительного элемента между плитами по нашим построениям нет. Граница сочленения двух плит является некоторой сложно построенной вертикальной зоной, в пределах которой мощность литосферного слоя сокращена до 100 км. Из наших построений следует, что в настоящий момент характер сочленения литосферных

плит надвига-поддвигающей. Поскольку плиты находятся в состоянии перманентного перемещения и деформации (это явление фиксируется инструментальными геодезическими измерениями), то со стороны Амурской плиты существует подвиг под Евроазиатскую плиту либо надвиг последней на Амурскую.

Геофизические характеристики, относительно пониженные значения плотности и электрического сопротивления, по нашему мнению, свидетельствуют об областях, вдоль которых происходят как горизонтальные, так и вертикальные перемещения в пределах земной коры и подкорового пространства. Из модели следует, что горизонтальная скорость смещения верхних частей разреза (по меньшей мере, в земной коре) выше, чем скорость нижележащих. Всего можно выделить четыре уровня (границы) смещения литосферных слоев. Первый – на глубинах в пределах 10 км, второй – 20 км, третий – 40 км. Четвертая граница на Амурской плите прослеживается на глубинах 70–90 км. В литосферном слое Евроазиатской плиты четвертая граница раздела выделяется менее уверенно (по сравнению с Амурской) и расположена в интервале глубин от 70 до 110 км.

Современное неравновесное состояние литосферного слоя в первую очередь обусловлено распределением его плотностных блоков. Помимо этого, для слоев рассматриваемой модели фактором силовых напряжений и последующих деформаций литосферы с возможными горизонтальными перемещениями является в первую очередь изменение мощности всего литосферного слоя. Силы деформации литосферных блоков первого порядка (Евроазиатская и Амурская литосферные плиты) направлены навстречу друг другу и формируют региональный тектонический стресс. Вертикальная составляющая напряжений образуется в результате квазистатического равновесия композиции блоков литосферы относительно астеносферного слоя верхней мантии и, в зависимости от расчетных геофизических параметров (эффе́ктивные значения скорости, плотности), обладает собственной кинематикой и палеокинематикой. Современные геодинамические признаки: преобладающее распределение гипоцентров землетрясений; общая тенденция направлений сил сжатия, устанавливаемая по расчетам механизмов очагов землетрясений. Встречное направление движений тектонических плит и их разнонаправленное вертикальное перемещение (погружение значительного фрагмента Евроазиатской плиты) подтверждают предложенный вариант геодинамической интерпретации (рис. 2).

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евроазиатской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, №6. С. 55–61.

3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Там же. 2003. Т. 22, №6. С. 7–41.
4. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Там же. 2005. Т. 24, №3. С. 3–21.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1 500 000. Хабаровск; Владивосток: ДВО РАН, 2005. 264 с.

В.И. Шевченко¹, А.А. Лукк¹, М.Т. Прилепин¹

Плейттектоническая концепция: геодинамические реконструкции и геологическая, сейсмологическая и геодезическая реальность

1. Результаты геодезических измерений (в глобальном масштабе) современных горизонтальных смещений основных литосферных плит совпадают с прогнозами плейттектонической концепции.

2. Однако такие же измерения (в региональном масштабе) в Альпийско-Гималайском подвижном поясе в Средиземноморье не могут быть объяснены с позиций этой концепции: ширина пояса не уменьшается, а увеличивается [1] в результате современных смещений по дивергентно, осебежно ориентированным надвигам и покровам. Аналогичные современные осебежные смещения, по имеющимся на настоящее время данным, выявлены в Индонезийском сегменте пояса в связи с Суматранским землетрясением 26 декабря 2004 г. [6–9] (рисунок).

3. Для объяснения такой дивергентности структуры в рамках плейттектонической концепции предложено несколько объяснений – гравитационного коллапса, отката субдущирующего слэба, всплывания и растекания мантийного диапира.

4. Предположению о гравитационном коллапсе противоречат тектоническая структура и современная геодинамика альборанского, паннонского и эгейского сегментов подвижного пояса.

5. Представление об откате «зон субдукции» не подтверждается сейсмофокальными и сейсмотомографическими данными по альборанскому, эгейскому и тирренскому сегментам подвижного пояса.

6. Мантийный диапир, судя по сейсмологическим материалам, не мог быть причиной формирования тектонической структуры альборанского, паннонского и эгейского сегментов подвижного пояса.

7. Внутренняя структура подвижного пояса, согласно плейттектонической концепции, – это результат торошения, хаотического сгруживания разрозненных блоков коры – литосферы, террейнов, островных дуг и т.п.

8. Осесимметричная геолого-тектоническая зональность подвижного пояса противоречит этому представлению [4, 5]. Как известно, в средизем-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

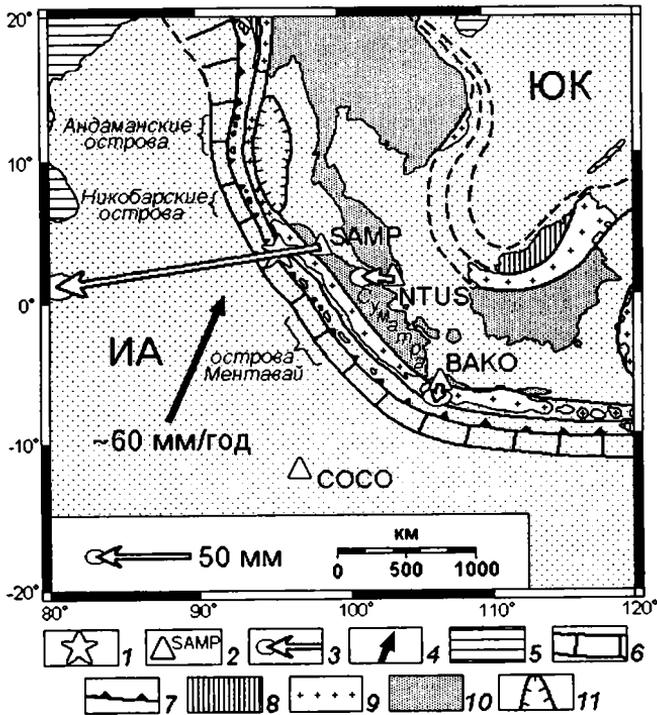


Рис. Косейсмические горизонтальные смещения геодезических (GPS) пунктов Индонезии, полученные как разность между средними положениями пунктов перед Суматранским землетрясением (в период 15–25 декабря 2004 г.) и после землетрясения (в период 26–31 декабря) [Hashimoto, 2005]

1 – эпицентр Суматранского землетрясения; 2 – пункты GPS; 3 – косейсмические горизонтальные смещения пунктов GPS; 4 – вектор скорости смещения Индо-Австралийской литосферной плиты; 5 – платформенные части Индо-Австралийской (ИА) и Южно-Китайской (ЮК) литосферных плит; 6 – Зондско-Яванский глубоководный желоб; 7–11 – Альпийско-Гималайский подвижный пояс (по [4]); внешняя граница покровно-надвиговых сооружений пояса (7), зона невулканических островов (Флишевая подзона Внешней зоны) (8), вулканоплутонический пояс (9), Внутренняя зона (10), Андаманская впадина (11)

номорском – кавказском сегменте пояса выделяется Внутренняя зона, в которой ведущую роль играют выступы разновозрастного доальпийского фундамента. Она обрамляется с севера, запада и юга Внешней зоной, в пределах которой накапливались мощные отложения преимущественно мела–палеогена. Внешняя зона разделяется на Флишевую и Неритовую подзоны. От смежных платформ подвижный пояс отделен передовыми прогибами (молассы олигоценовые–неогеновые–четвертичные) и Эллинским глубоководным желобом. Аналогичная зональность выдер-

живается на всем протяжении Альпийско-Гималайского пояса. Такая правильная выдержанная зональность в принципе не могла возникнуть в результате предполагаемого сгруживания упомянутых разрозненных блоков коры-литосферы.

9. Поскольку существующие в рамках плейттектонической концепции представления о структуре Средиземноморья-Кавказа и механизмах ее формирования противоречат имеющимся фактическим материалам, приходится предложить иное объяснение: тектогенез подвижного пояса связан с активным увеличением объема слоистых пород пояса. Это увеличение вызвано, по-видимому, привнесом в них дополнительного минерального материала восходящим потоком глубинных флюидов [2, 3].

10. Существующие представления о механизмах литогенеза (В.Т. Фролов, 1992 г.; Ф.Дж. Петтиджон, 1981 г. и др.) вполне допускают такое предположение.

11. По оси Внутренней зоны подвижного пояса проходит офиолитовый пояс, рассматриваемый как сутура ранее существовавшего океана Тетис. Реконструируемый Тетис существенно отличался от современных океанов по геохимическим характеристикам земной коры и верхней мантии (Л.В. Дмитриев, 1986 г.; Б.Г. Лутц, 1980 г.; Г.Н. Савельева, 1987 г.; Ю.М. Шейнманн, 1968 г.), составу и строению осадочного чехла (А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин, 1981 г.). Зоны Беньюффа (там, где они установлены) наклонены под подвижный пояс и, следовательно, под сутуру Тетиса, в то время как по периферии собственно Тихого океана эти зоны наклонены от океана, под смежные континенты. Атлантический, Индийский и Арктический океаны вообще не имеют таких наклонных ограничений. Поэтому наиболее правдоподобной представляется точка зрения Е.Е. Милановского (1998 г.) о существовании здесь не океана, аналогичного современным, не «широкого Тетиса», а «океаноподобного бассейна» «узкого Тетиса».

12. Приведенные данные свидетельствуют о том, что плейттектонические реконструкции применительно к Альпийско-Гималайскому подвижному поясу не подтверждаются геологическими, сейсмологическими и геодезическими материалами. Эти материалы вполне согласуются с представлениями о том, что Альпийско-Гималайский подвижный пояс представляет собой самостоятельный структурный элемент тектоносферы, сосуществующий с океанами во времени и пространстве (Е.Е. Милановский, 1998 г.; В.М. Цейслер, 1998 г.; А.Е. Шлезингер, А.Л. Яншин, 1981 г.). Эти материалы согласуются с геосинклинальной концепцией – с определенными дополнениями, касающимися существования океаноподобного бассейна в составе геосинклинального пояса. Сходные аргументы могут быть приведены относительно мезозоид Верхояно-Колымского, герцинид Западно-Европейского и Уральского, герцинид-каледонид Северо-Атлантического подвижных поясов. Поэтому отказ от геосинклинальной концепции применительно к подвижным поясам такого типа представляется необоснованным.

Литература

1. Прилепин М.Т., Шевченко В.И. Геодинамика Средиземноморья по данным GPS // Геотектоника. 2005. № 6. С. 22–35.
2. Шевченко В.И. Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука, 1984. 160 с.
3. Шевченко В.И. О возможной роли некоторых процессов литогенеза в формировании тектонических дислокаций субгоризонтального сжатия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Вып. 3. С. 14–25.
4. Шевченко В.И. Альпийско-Гималайский подвижный пояс: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 358–361. (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ; Т. 2.).
5. Шевченко В.И. Средиземноморье – Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Вып. 4. С. 21–29.
6. Banerjee P., Pollitz F.F., Burgmann R. The size and duration of the Sumatra – Andaman earthquake from far-field static offsets // Science. 2005. V. 308, № 5729. P. 1769–1772.
7. Bilham R. A flying start, then a slow slip // Ibid. 2005. V. 308, № 5725. P. 1126–1127.
8. Hashimoto M. Crustal deformations associated with the Sumatra earthquake on December 26, 2004. http://www.rcep.dpri.kyoto-u.ac.jp/~hasimoto/Manabu/sumatraEQ_e.htm
9. Kimata F. Afterslip of 2004 Sumatra earthquake detected at Aceh by continuous GPS measurement (June 2005). // http://members8.tsukaeru.net/kimata/index_e.htm

С.Л. Шевырѐв¹

Киммерийские и альпийские рудоносные тектонические зоны на юго-востоке Воронежской антеклизы

Воронежская антеклиза была выделена Н.С. Шатским в качестве голотипа подобных структурных форм. До относительно недавнего времени ее рассматривали только как структуру пассивную, остаточную, созданную раннегерцинским диастрофизмом. В настоящее время становится все более ясно, что отвечающий ей блок фундамента с наиболее мощным для Восточно-Европейской платформы гранитным слоем (до 32 км, по: [2]) обособился по глубинным разломам (рисунок) от соседних площадей в интервале от 2060 \pm 10 – 1805 \pm 14 млн. л. до среднего рифея [1] претерпели обрушение юго-западной половины в петинское время франа (событие сопровождалось образованием на юго-востоке антеклизы трапповых полей на площади около 2 тыс. км²). Геодинамическая ситуация в киммерийский и альпийский этапы на юго-востоке структуры характеризовалась периодически возникавшими обстановками растяжения и сжатия вдоль краевых частей мощной Россошанской жесткой глыбы, обращенных к Днепрово-Донецкому и Доно-Медведицкому авлакогенам, заметной гидротермальной деятельностью, термическим воздействием на осадочные породы (особенно, писчий мел) в локальных центрах тектонической активизации.

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

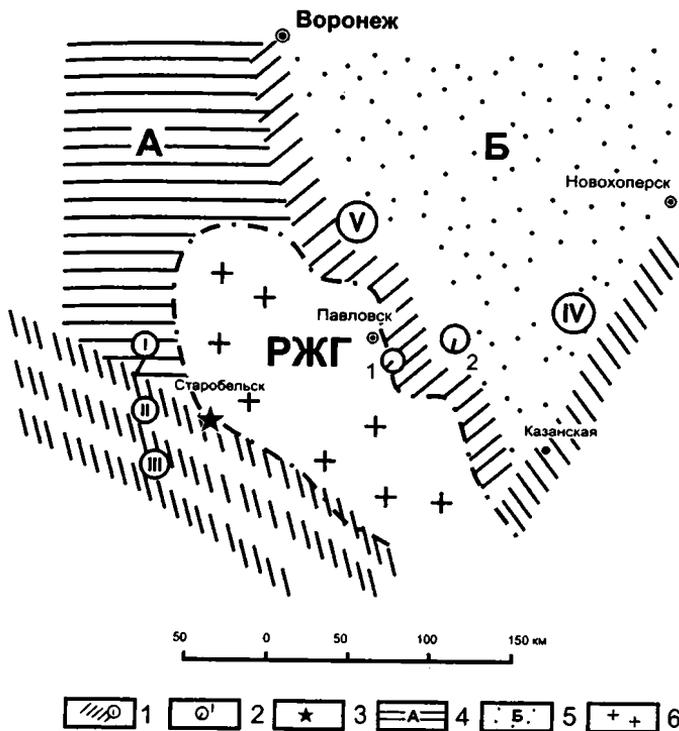


Рис. Геодинамическая ситуация на юго-востоке Воронежской антеклизы в киммерийский и альпийский этап, тесно связанная со строением фундамента и влиянием соседних Днепровско-Донецкого и Доно-Медведицкого авлакогенов

1 – глубинные разломы, в том числе (I-IV) естественные границы Воронежской антеклизы: Белгородско-Марковский (I), Сумско-Белолуцкий (II), Грайворон-Купянский (III), Мигулинско-Новохоперский (IV), а также Богучарско-Ливенская шовная зона (V); 2 – локальные центры альпийской тектонической активизации, в том числе с сульфидным оруденением и явлениями термического воздействия и перекристаллизацией в туронских песчих мелах (1 – Шкурлатовский, 2 – Гнилушинский); 3 – проявление ларамийских эффузивов (74 млн лет) у г. Старобельска; 4–5 – тектонические блоки докембрийского фундамента, в том числе сложенные: гранитоидами AR₁ об (4), метапесчаниками и сланцами PR₁v(5); 6 – Россошанская жесткая глыба, с мощным переходным слоем кора–мантия

На рубеже около 200 млн лет возникли месторождения полиметаллов Белгородско-Марковской зоны (Вейделевское, Марковское и др.). К палеоцену (?) отнесены проявления полиметаллов, крупнокристаллического голубого барита, арагонита Шкурлатовской структуры, жилы Гнилушинской крупнокристаллического кальцита. Присутствие опалитовых даек на контакте меловых и верхнепалеоценовых толщ Ю.Г. Цеховский и др. [5] справедливо объясняют циркуляцией восходящих термальных растворов.

К этому же рубежу относится и образование тела туфолов (74 млн лет) под Старобельском [4]. Актуальность изучения альпийской активизации в этом районе определяет и обнаружение алмазов и высокобарических его спутников в базальном горизонте палеогена при том, что меловые и девонские толщи в этом отношении оказываются стерильными.

Литература

1. *Альбеков А.Ю.* Геология, петрология и минералогическая оценка перспектив рудоносности габбродолеритовых массивов трапповой формации ВКМ. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Воронеж, 2002. 24 с.
2. *Афанасьев Н.С.* Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: 1983. 370 с.
3. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильиш В.В.* Ассоциации минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: Воронеж. ун-т, 2001. С. 423–433.
4. *Скаржинский В.И., Блоконь В.Г., Кузнецова С.В. и др.* Про прояв альпийского вулканизму на південном схилі Воронезького масиву // Доповиди АН УРСР. 1973. Сер. Б. С. 46–48.
5. *Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М., Голубовская Е.В.* Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Ст. 1. Строение и минеральный состав пограничных слоёв // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. №2. С. 21–34.

А.Г. Шемпелев¹

Прикумская система поднятий

Молодая Скифская платформа возникла в процессе консолидации микроплит (мелких блоков континентальной коры), обрамляющих с юга древнюю Восточно-Европейскую платформу. В структуре восточной и центральной частей Скифской платформы в региональном плане достаточно чётко просматривается волновая картина, а именно: система субпараллельных зон поднятий и прогибов, последовательно включающая кряж Карпинского, зону Манычских прогибов, северные поднятия Ставропольского свода и Прикумскую систему поднятий, Восточно-Ставропольскую впадину с Сенгелевской седловиной и Терско-Каспийский прогиб, Южно-Ставропольский вал с Минераловодским выступом и далее к востоку Терско-Сунженские поднятия, зону предгорных локальных впадин и, наконец, вовлечённую в альпийский орогенез краевую часть Скифской платформы – складчатую систему Большого Кавказа. Вышеперечисленные региональные тектонические структуры, а также отдельные структурные валы и локальные прогибы более высоких порядков имеют близкавказское простирание, что подчёркивается аномальными линеаментами геофизических полей. Всё это подтверждает отмечаемое, в частности, М.Л. Коппом и Ю.К. Шукиным [1],

¹ ФГУГП «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия

единство деформаций Альпийского складчатого пояса и Скифской платформы. Нарушаются волновые структуры ступенеобразным перемещением составляющих их блоков по разломам и сдвигам антикавказского простирания.

Одна из этих структур, известная Прикумская система поднятий складчатого палеозойского фундамента, выделяется слабо повышенными значениями гравитационного и магнитного полей и, судя по геофизическим данным, подстилается региональным валом кристаллического основания. На западе она соседствует со Ставропольским сводом, изометричной положительной структурой, занимающей центральную часть Предкавказья и представляющей собой выступ докембрийских пород, перекрытых неглубоко залегающим палеозойским комплексом небольшой мощности (2–4 км). Граница между ними предполагается вдоль зоны повышенных градиентов поля силы тяжести, примерно, по руслу реки Калаус.

Северная граница Прикумского вала проходит по пологому борту впадины в кристаллическом фундаменте, подстилающем палеозойский комплекс кряжа Карпинского мощностью до 16–20 км. Признаков наличия глубинных разломов близкавказского простирания по геофизическим данным в пределах борта, практически, не устанавливается. Картируемая здесь зона Манычских прогибов, подчёркиваемая цепочкой гравитационных минимумов и ограничивающая кряж Карпинского с юга, выполнена, преимущественно, отложениями перми и триаса и не находит явного отражения в кристаллическом допалеозойском фундаменте. Очевидно, она является раннеальпийской структурой, наложенной на палеозойское основание, и прослеживается до глубин 5–10 км. Фактически, эта зона представляет собой передовой прогиб для эпигерцинской орогенной структуры кряжа Карпинского, складчатого дислоцированного верхнепалеозойского комплекса. К зоне Манычских прогибов тяготеют оси положительных магнитных аномалий, оконтуривающих с юга кряж Карпинского. По материалам количественной интерпретации данных аэромагнитной съёмки вдоль профилей ГСЗ Краснодар–Эмба и Волгоград–Нахичевань магнитные объекты, отвечающие этим аномалиям, располагаются в основании складчатого фундамента на глубинах 6,0–10,5 км.

Южная граница Прикумской системы поднятий может быть принята по зоне повышенных градиентов поля силы тяжести, отделяющей её от Ногайской ступени. Последняя располагается над южным склоном Прикумского вала. Поверхность палеозойского комплекса Ногайской ступени, осложнённая разломами антикавказского простирания, погружается в сторону Терско-Каспийского прогиба, региональной структуры с глубиной залегания кристаллического фундамента, превышающей 20 км. По сейсмическим материалам, Терско-Каспийскому прогибу, отрицательной в рельефе фундамента структуре, отвечают положительные значения магнитного поля и региональный минимум поля силы тяжести. Непосредственно южной границей Прикумского вала может являться Терско-Каспийский разлом северо-западного простирания с вертикальной амплитудой перемещения, по

материалам МОВЗ, до 6 км, подчёркивающий грабенообразный характер западного замыкания Терско-Каспийского краевого прогиба.

Как уже говорилось выше, поверхность палеозойского фундамента ступенчато погружается к востоку от 3 до 6 км. В центральной части Прикумской региональной структуры под палеозойским комплексом выделяется широкое валообразное собственно Прикумское поднятие кристаллического фундамента с глубиной залегания его поверхности порядка 12 км, которое на западе через Петропавловскую седловину переходит в Ставропольский свод. Линейно ориентированная магнитная ступень и полосовые среднечастотные аномалии силы тяжести Прикумского поднятия непрерывно прослеживаются с суши на акваторию Каспия [2], что свидетельствует о продолжении этой положительной структуры на восток, где она, вероятно, закрывается Тюленьим сводом с абсолютными отметками поверхности кристаллического фундамента до -6 км, предполагаемым по аэромагнитным данным [3].

В заключение можно подчеркнуть, что продолжение структур перспективного Прикумского нефтегазоносного района на акваторию Каспия и картирование Тюленьего свода с относительно неглубоким залеганием кристаллического фундамента, по аналогии с Азовским и Ставропольским газоносными районами, определяет высокую вероятность обнаружения газовых месторождений в пределах Среднекаспийского нефтегазоносного бассейна.

Литература

1. *Копп М.Л., Шукин Ю.К.* Глубинные корни новейшей структуры платформенной области Юго-Восточной Европы (юго-восток Восточно-Европейского кратона и Скифская плита) // Материалы Международной конференции «Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений». М., 2003. С.116–121.
2. *Лыгин В.А., Пьянков В.Я., Кононков Г.А.* Особенности структурно-тектонического районирования Северного и Среднего Каспия по данным гравимагнитометрии // Пятые геофизические чтения им. В.В. Федьнского: Тез. докл. М.: Центр ГЕОН, 2003. С. 85.
3. *Мавричев В.Г., Козеев С.И., Виноградов П.А. Делиа С.В., Штунь С.Ю.* Многоярусный фундамент шельфа Северного Каспия и его отражение в структуре осадочного чехла по данным крупномасштабной аэромагнитной съёмки // Отечественная геология. 2001. №6. С. 3–12.

О.Г. Шерemet¹

Особенности внутриплитных, внутриплатформенных зон активного тектогенеза и их нефтегазоносность по результатам гравимагнитного дифференциального метода

Особенности зон активного тектогенеза рассмотрены по результатам совместного истолкования гравимагнитных полей Байкальской и Енисей-Хатангской рифтовых зон, а также Северного и Среднего Каспия, а

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

нефтегазоносность – Московской синеклизы и Уренгойского рифта. Такое истолкование реализуется с помощью дифференциального метода, связывающего производные гравитационного и магнитного потенциалов нелинейной трансформантой: её модулем (D -функцией) и углом (α -функцией). Аналитические и численные расчёты на моделях геологических сред выявили высокие распознающие свойства этих функций, позволяющие практически однозначно определить разломы, разломные зоны и углы их падений, а также структуры, которые они контролируют. Такие свойства связаны с тем, что на уровнях верхнего полупространства D -функция, в отличие от исходных гравимагнитных полей, для некоторых моделей геологических сред имеет особенности, в которых она достигает экстремальных величин. Благодаря этому в разрезах земной коры и верхней мантии с помощью предлагаемого метода обнаруживаются такие структуры, которые практически не выделяются по отдельно взятым гравитационным и магнитным аномалиям.

Приведем качественное описание индикационных характеристик D -функции для эталонных моделей геологических объектов в условиях двухслойной среды «чехол – фундамент».

Первая модель представляет собой аналог локальной структуры чехла с положительной избыточной плотностью. Под этой структурой в фундаменте имеется геологический объект (дайка или интрузивный массив или др.), создающий только магнитную аномалию. В этом случае над центром масс структуры чехла будет наблюдаться локальный минимум D -функции, исчезающий на уровнях верхнего полупространства. Если источник магнитной аномалии расположен в чехле, а под ним, в фундаменте, – геологический объект с избыточной плотностью, то значение D -функции над центром магнитоактивного источника будет характеризоваться локальным максимумом, который постепенно уменьшается на уровнях верхней полуплоскости.

Вторая модель также состоит из двух источников. Первый расположен в чехле и имеет избыточную плотность σ_1 , второй – в фундаменте и характеризуется как избыточной плотностью σ_2 ($|\sigma_2| > |\sigma_1|$), так и намагниченностью I . D -функция для этой модели имеет минимальные значения при одинаковых знаках σ_1 и σ_2 и максимальные в случае противоположных знаков. При этом, если проследить изменения абсолютных величин максимумов на уровнях верхней полуплоскости, то они могут достигать экстремумов на фиксированных уровнях, образуя замкнутые концентрические изолинии в вертикальном разрезе.

Третья модель представляет собой два блока фундамента с различным отношением избыточной намагниченности к избыточной плотности. Такая модель характеризуется максимумом D -функции над вертикальным контактом двух блоков, когда отношение I/σ верхнего блока больше нижнего, и минимумом в противоположном случае.

Четвертая модель является трёхмерной и состоит из зоны разломов, разделяющей два однородных блока пород фундамента, создающих

магнитные и гравитационные аномалии. Над зоной разломов, в чехле, расположена структура с положительной избыточной плотностью. Такой модели отвечает локальный минимум D -функции между двумя интенсивными максимумами, трассирующими разломную зону в плане.

Предложенная методика моделирования положена в основу изучения Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), в пределах которой выявлены и количественно описаны западная и восточная границы центральной части, представленные разломами и разломными зонами, отделяющими её от сопредельных структур. В центральной части, включая акваторию Байкала, не обнаружено ни одного глубинного разлома за исключением разделяющего БРЗ на Северо-Байкальскую и Северо-Восточную (Баргузинскую) впадины. Признаков вулканизма в нижней части осадочного чехла Байкальской впадины не установлено. Под впадиной оз. Байкал выявлены разуплотнённые зоны фундамента шириной от 5 до 13 км, на глубинах 12–17 км, смещённые к востоку относительно оси прогибания чехла на 5–20 км, что совпадает с осевой зоной максимальных изодинам (гипоцентров землетрясений) по сейсмологическим данным и осевой зоной разломов чехла, установленной российско-американским сейсмопрофилированием. На глубинах больше 17 км наблюдается изотропность коры и верхов мантии. Установлено, что глубинные разломы на западном и восточном побережьях озера имеют различный генезис: на западном побережье разломы связаны с более молодой вулканической деятельностью, углы падения разломов на западном побережье в целом более пологие, чем на восточном, с направлениями тех и других на Ю-ЮВ. Определено, что в пределах обнаруженных зон породы фундамента, несмотря на их разуплотненность, на 25% более намагничены, чем на сопредельных участках, что связано с их большей основностью. Эти зоны трактуются нами как участки растяжения.

При изучении тектоники Енисей-Хатангской депрессии сделан дополнительный анализ гравимагнитных полей вдоль ближайшего профиля ГСЗ НПО «Геофизика», секущего Енисейский кряж. В результате получено взаимно однозначное соответствие концентрических экстремумов D -функции на уровнях верхнего полупространства и эпицентров мантийных разломов. Установлено, что гравимагнитные поля над Енисейским кряжем и Енисей-Хатангской депрессией подобны между собой. Анализ полей трансформанты в пределах профиля, проходящего через депрессию, позволил выявить, в отличие от БРЗ, мантийные разломы, контролирующие структуры земной коры в этом регионе, а также определить в пределах центральной части депрессии контуры магмагенных антиклинальных структур пермо-триасового (?) возраста над мантийным разломом глубже ~35 км, не выявленных ранее. Такие структуры являются обращёнными структурами коры, что не отмечалось предыдущими исследователями. Наличие магмагенных структур в центральных частях осадочного чехла депрессии и их отсутствие во впадине Байкала позволяет говорить о более древнем образовании первой из них.

В пределах Северного Каспия уточнено положение южной границы Восточно-Европейской платформы. Установлено различие в плановом распределении региональных структур Скифской и Туранской плит: в пределах первой они линейны и субпараллельны оси Главного Кавказского хребта, в пределах второй несут мозаичный характер, кроме единственной линейной зоны, совпадающей с положением Бузачи-Байчагырского глубинного разлома, выявленного по сейсмическим наблюдениям и имеющего важное значение в распределении нефтегазосных структур. Впервые обнаружена зона, протягивающаяся по линии Суюткино–Гурьев вдоль оси так называемой «сигмиды Северного Каспия», именуемая нами Скифско-Туранской шовной зоной, которая фиксирует положение глубинного разлома на границе двух плит и является естественным региональным ограничителем углеводородного сырья. В раннепалеозойском фундаменте Скифской плиты выделены грабен осевой зоны и крылья Донецко-Каспийской складчатой системы, а также определены положения верхнепалеозойских прогибов, заполненных вулканогенно-обломочными толщами на бортах Ростовско-Кочубевской зоны и на склонах Среднекаспийского массива.

Конкретное решение задач распознавания нефтегазосных структур и контролирующих их разломов в пределах исследуемых регионов имеет ряд общих особенностей. Применение лишь гравиметрии для поиска локальных структур чехла связано с известными трудностями, обусловленными не только точностью измерений (не менее 0,1 мГл), но и главным образом выделением чистой (полезной) аномалии от предполагаемой структуры на региональном фоне. Использование гравимагнитного метода позволяет максимально уменьшить роль регионального фона, обусловленного аномалиями ΔT_a от нижних горизонтов осадочно-вулканогенного чехла и фундамента.

В последние годы возрос интерес не только к тектонике и нефтегазосности Московской синеклизы, но и к поискам на ней структур, пригодных для закачки и хранения нефтегазового сырья. В связи с этим нами проведены гравимагнитные исследования по изучению блоковой структуры фундамента и осадочного чехла в районе городов Данилов – Любим. Выделены блоки фундамента, отличающиеся друг от друга значениями средней плотности и намагниченности горных пород. Они контролируют восемь структур осадочного чехла, перспективных на нефть и газ, которые определены не только по значениям аномалий D -функции, но и по расходящимся векторам углов α -функции. В последнее время на двух из них проведены поисково-разведочные работы, обнаружившие притоки «тяжёлой» нефти.

Исследования по уточнению структурно-тектонического положения Источного и Имелорского месторождений Уренгойского рифта проведены по семи профилям Δg и ΔT_a с точностью соответственно 0,15 мГл и 10–15 нТ. Профили проходили вкрест основного простиранья структур Уренгойского рифта, через точки измерения полей. Контуры исследо-

ванных структур в соответствии с данными моделирования выделялись по минимальным значениям D -функции на первых трёх уровнях верхней полуплоскости с эпицентром, расположенным ниже уровня приведения. На востоке и юго-востоке эти структуры ограничиваются глубинной зоной разломов, которая не была обнаружена с помощью сейсморазведки, но выделена по замкнутым концентрическим аномалиям максимумов D -функции с западным падением под углом $65\text{--}85^\circ$. Она уходит под структуру в фундамент с кровлей $3,5$ км, достигает глубины $7\text{--}12$ км и окаймляет с востока Источную и Имелорскую нефтегазоносные структуры, отделяя их от крупнейшего в регионе Колмогорского месторождения. Пробуренная в выделенной нами разломной зоне скважина с повышенной водонасыщенностью подтвердила наш прогноз о её низкой нефтегазоносности. Контуры Источной и Имелорской структур, определённые по аномалиям D -функции, находятся между контурами запасов по категориям C_1 и C_2 . Полученные сведения о глубинной разломной зоне коррелируются с данными по Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6, в которой обнаружено углеводородное сырьё неорганического происхождения на таких же глубинах ($10\text{--}12$ км).

Таким образом, показана эффективность использования гравиманитного дифференциального метода для решения задач тектоники и нефтегазоносности как внутриплитных, так и внутриплатформенных тектонически активных зон.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 03-05-64805).

С.И. Шерман¹, С.А. Борняков¹

От нестационарных моделей разломов к разрывным диссипативным структурам литосферы

Введение представлений о стационарных и нестационарных моделях разломов, базирующихся на изменениях во времени контролируемых ими процессов и событий [1], позволяет под новым углом зрения рассмотреть роль крупных дизъюнктивов в диссипации энергии литосферы. В середине прошлого века А.В. Пейве [2] дал очень емкое определение глубинных разломов Земли, в свойства которых входила и их способность служить каналами для магм, гидротерм, тепловых потоков и т.п. Дальнейшие исследования показали, что нижние границы глубинных разломов с течением времени могут релаксироваться, из-за чего теряется одна из их главных характеристик – глубинность. Учитывая это обстоятельство, был предложен термин «генеральные разломы – линейно-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

вытянутые и глубокопроникающие области концентрации напряжений в литосфере с хорошо выраженным вертикальным зональным строением (высокая плотность трещин, катаклиз, милонитизация, внутриразломные структуры течения), повышенной сейсмической активностью, высокой проницаемостью для магм, гидротерм и тепловых потоков, существующие благодаря периодической активизации движений в разграничиваемых ими структурах» [3, с. 88]. В последующем было акцентировано внимание и на том, что свойства генеральных разломов, за исключением их положения в литосфере регионов как контролирующих структур изменяются во времени [4, 5].

Изменение свойств крупных разломов во времени связано с их последовательным развитием в постоянном поле напряжений. Закладываясь в тектонически активных участках литосферы, крупные – генеральные и трансрегиональные – разломы проходят длительный и сложный путь развития от широких при зарождении приразломных областей, представленных многочисленными разноранговыми разрывными нарушениями, через их избирательный рост, слияния и неоднократные объединения, которые преимущественно происходят в центральной части области, и, наконец, их сужения и трансформации в относительно узкие зоны магистральных швов [6, 7; и др.]. В целом, эволюция зон разломов, прослеживаемая по развитию трещиноватости, представляет собой нелинейный синергетический процесс последовательной смены стадий или структурных уровней, с характерными для каждой из них системами разрывных нарушений и механизмами деформаций [8, 9]. Подобный последовательный процесс развития в открытой неравновесной динамической системе, «в результате которого происходит перестройка пространственно-временной структуры, сопровождающаяся возникновением порядка из беспорядка, нового порядка из порядка, а также особого рода хаоса из порядка», справедливо называют самоорганизацией [10, с.7]. Определяющая роль в таких процессах принадлежит особому классу структур – пространственно-временным «диссипативным» структурам [11]. Основная задача подобных структур – способствовать диссипации энергии и содействовать последовательному переходу среды в более устойчивое состояние. С этих позиций определенную часть сейсмоактивных разломов литосферы, находящихся в состоянии самоорганизации, можно рассматривать как разрывные диссипативные структуры (РДС) [12]. Аргументация этого заключения базируется на следующих фактах.

Хорошо известно, что ансамбль разновозрастных разломов в сейсмоактивных областях литосферы активизируется селективно. Более того, из группы активных по геолого-структурным и геоморфологическим признакам разломов сейсмичность связана только с частью из них [4]. Исследования по периодичности современной активизации разломов, проведенные в областях их динамического влияния на базе геофизического мониторинга энергии землетрясений по их максимальному классу,

показывают квазипериодическое изменение этого параметра. Временные периоды волн для землетрясений разных магнитуд различны, но не превышают первых десятков для событий 12–13 классов, первых сотен лет – для событий 14–15 классов. Произошедшее сейсмическое событие даже с серией афтершоков охватывает период времени не более года. Сами сейсмические события происходят в моменты перестроек внутренней структуры разломов. Процессы подготовки землетрясений, их свершение и последующая афтершоковая деятельность в масштабе геологического времяисчисления являются короткоживущими энергетическими «вспышками», способствующими быстрой диссипации энергии. Сейсмическая активизация разломов указывает на то, что охваченные самоорганизацией их разноранговые системы находятся в критическом, переходном состоянии своей эволюции. При этом, степень эволюционного развития у разных вовлеченных в активизацию разрывов может и, как правило, бывает различной [7]. Отсюда, сейсмические события у разных разломов происходят независимо друг от друга, хотя триггерный механизм для их активизации в реальном масштабе времени может быть и единым. Синхронно или в сложной последовательности сейсмоактивные разломы сейсмической области контролируют конкретные сейсмические события, в целом направленные на повышение энтропии среды и структурную организацию ее разломной тектоники таким образом, чтобы «уравнять» все разломы в их энергетическом потенциале. В такие кратковременные периоды совокупность разломов, вовлеченных в процесс сейсмогенерации, следует рассматривать как РДС.

Таким образом, используя представления о нестационарных моделях разломов, последние в периоды генерации землетрясений можно рассматривать как короткоживущие, диссипативные, разрывные структуры. Это особенно важно с позиций современной геодинамики, поскольку в последние годы стало очевидным, что кинематическая подвижность крыльев разломов, их активизация, характерны как для сейсмоактивных, так и асейсмичных регионов [13]. Крупные разломы вместе с областями их динамического влияния оконтуривают площади повышенной энергонасыщенности и нестабильного состояния, современную и прогнозную характеристику которых необходимо знать и изучать.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 04-05-64348, 05-05-64327) и Программы «Физические основы и новые технологии среднесрочного прогноза землетрясений (применительно к сейсмоактивным зонам Сибири)».

Литература

1. Шерман С.И. Стационарная и нестационарная модели формирования крупных разломов литосферы и их использование для пространственно-временного анализа сейсмического процесса // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: В 2 т. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С.299–302 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).
2. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное положение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 96–105.

3. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. 1977. 102 с.
4. Шерман С.И. Нестационарная тектонофизическая модель разломов и ее применение для анализа сейсмического процесса в деструктивных зонах литосферы // Физ. мезомех., 2005. Т. 8, № 1. С. 71–80.
5. Шерман С.И., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И. Стадии развития и флюидная проницаемость разломов // Геология руд. месторождений. 1991. № 5. С. 13–22.
6. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. 1991. 261 с.
7. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 243 с.
8. Борняков С.А., Гладков А.С., Адамович А.Н., Матросов В.А., Клепиков В.А. Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования // Геотектоника. 2004. №5. С. 85–95.
9. Гольдин С.В. Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения // Физ. мезомех., 2005. Т. 8, № 1. С.5–14.
10. Пеллохова Е.Б., Фрадкин Э.Е. Самоорганизация физических систем. С-Петербург: Изд-во СПб ун-та, 1997. 324 с.
11. Пригожин И., Кондитуиди Д. Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 461с.
12. Борняков С.А., Шерман С.И., Черемных А.В., Дзюба И.А., Татарников А.С. Диссипативные структуры деструктивных зон литосферы (по результатам физического моделирования) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 65–68 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т. 1).
13. Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004, № 10. С. 95–111.

С.И. Шерман¹, В.А.Савитский¹

Вариации современной активности крупнейших разломов литосферы Центральной Азии

Тектоническая активность крупных континентальных плит Земли во многом определяется мощностью литосферы, плотностью разломов и кинематической подвижностью их крыльев. Повышение плотности разломов снижает квазивязкость литосферы, способствует активизации движений внутриплитных разломно-блоковых структур, изменениям их напряженного состояния и, как следствие, интенсификации процессов, контролируемых ее (литосферы) разломной тектоникой и пликативными деформациями. Кинематическая нестабильность крыльев разломов – их активность – определяется целым рядом частных причин, фиксируется геолого-структурными, геоморфологическими, палеосейсмогеологическими, геофизическими и другими методами. Опирающиеся на них общепринятые определения и классификации разломов достаточно грубо констатируют время их активизации и ограничивают возможности его использования для выяснения пространственно-временных закономер-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ностей современной селективной активизации группы разломов из общего ансамбля тектонических разноранговых разрывов регионов. А между тем активизация разломов происходит достаточно часто даже в масштабах реального времени и оказывает существенное воздействие на современную антропогенную деятельность. Под этим углом зрения изучение современной активности крупных разломов литосферы приобретает социальную актуальность [1].

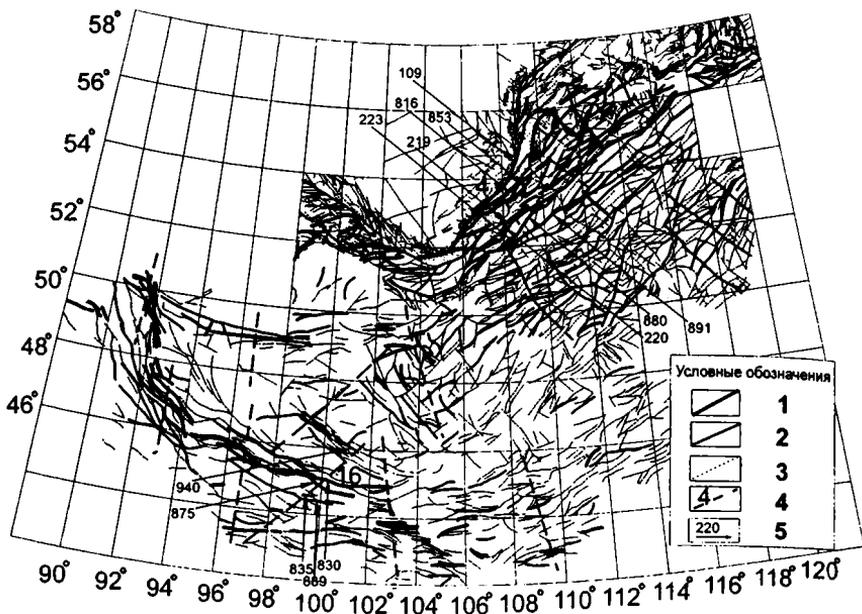
Развивая идеи, опубликованные в [2–4; и др.], активными, в понимании авторов, следует считать разломы, геолого-геофизические процессы в областях динамического влияния [5] которых происходят в настоящее время или происходили не более чем в столетний предшествовавший период времени. Для выяснения современной активизации разломов было предложено использовать количественный индекс сейсмической активности (КИСА) разломов ξ_n (км^{-1}), под которым понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов k , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы) [6]. В реальном масштабе времени именно этот показатель характеризует нестабильность крыльев разломов и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. В цифровом значении индекс однозначно позволяет отделить активные разломы от неактивных на современном этапе развития. Для ряда разломов Байкальской рифтовой системы по КИСА была установлена квазипериодичность их активизации [6]. Однако КИСА не учитывает энергетическую характеристику процесса и не позволяет судить о ее вероятных следствиях, связанных с энергией активизации конкретных разломов и ее геолого-геофизической выраженностью. Сейсмичность в зонах разломов, охарактеризованная важнейшим энергетическим показателем – максимальным классом землетрясений и его вариациями во времени, – может явиться наиболее представительной характеристикой нестационарности их тектонических режимов в масштабах реального времени.

Новые дальнейшие разработки в этом направлении позволили предложить магнитудный (энергетический) индекс сейсмической активности (МИСА) разломов ξ_k , под которым понимается значение класса максимального сейсмического события k_{max} ($k = \lg E$, Дж; $k = 4+1,8M$ [7]), приходящееся на длину разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за определенный промежуток времени t (годы). МИСА оценивается по выражению: $\xi_k = k_{\text{max}}(M, k, t)$, где $k_{\text{max}(t)}$ – максимальный класс землетрясения (или его максимальная магнитуда) в области динамического влияния разлома M за заданный промежуток времени t . Ширина области динамического влияния разлома M определяется по уравнению $M=bL$, где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0,03 до 0,09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов.

На базе геоинформационных технологий авторами впервые предложен алгоритм для изучения закономерностей селективной активизации разломов в масштабах реального времени, протестированный на примерах Центральной Азии. По МИСА за инструментальный период наблюдений (около 50 лет) разломы Центральной Азии классифицируются на три группы: весьма активные с $\xi_k \geq 12$; активные с $\xi_k = 10-11$ и слабоактивные с $\xi_k \leq 8-9$ (карта). Фиксируется общее повышение плотности разломов в сложных по конфигурации зонах современной деструкции литосферы [8]. Сравнение карт активных разломов, построенных с классификацией по МИСА, с другими, детально отражающими разломную структуру тектоническими картами показывает, что на современном этапе тектонического развития во временном интервале как минимум в полстолетия в Центральной Азии происходит селективная активизация разломов. Однако и она не остается постоянной, ее короткопериодные вариации исследованы по конкретным разломам различных сечений.

По сумме наблюдений регистрируется асинхронная квазипериодичность сейсмической активизации по максимальным значениям МИСА для разных разломов. То есть, для области динамического влияния конкретного сейсмического активного разлома в принятых энергетических классах землетрясений характерен свой индивидуальный режим сейсмического процесса. Он заключается в неодинаковых временных границах относительного начала периода активизации, что подтверждается несовпадением экстремальных точек квазиволновой картины колебаний значений ξ_k для разных разломов. Более того, не для всех разломов четко определяется временная периодичность активизации. Для ее уточнения были оценены временные периоды максимальной активизации по наиболее представительным землетрясениям 10 и 12 классов ряда разломов, наиболее обеспеченных статистическими данными. Расчеты показали, что для 10 класса временная периодичность максимальной активизации составила $19,95 \pm 2,96$ лет, для 12 класса – $20,9 \pm 2,75$ лет. Необходимо обратить внимание на непропорционально малые различия между периодами землетрясений 10 и 12 классов, а также на некоторые различия в продолжительности периодов между событиями одинаковых классов, реализующимися в разных геодинамических обстановках: при напряжениях растяжения в Байкальской рифтовой системе и сдвиговых – на территории Монголии.

Объединяя изложенные результаты исследований с опубликованными [1, 6, 8], можно констатировать, что современная активизация отдельных разломов характеризуется квазиволновой природой, которая проявляется при оперировании как плотностью сейсмических событий по МИСА, так и их энергетическими потенциалами по МИСА. Периодичности активизаций по КИСА отличаются от периодичности активизаций по МИСА разломов, что естественно. Энергетический потенциал одних и тех же разломов во времени не остается постоянным. Идентичные по МИСА разломы в регионах с различающимися геодинамическими



Карта активных разломов Центральной Азии по магнитудному индексу сейсмической активности

1–3 – разломы: с МИСА ≥ 12 (весьма активные), 2 – с МИСА 10–11 (активные), 3 – с МИСА ≤ 9 (слабоактивные); 4 – положение сечений на карте и их номера; 5 – номера разломов по каталогу.

режимами характеризуются разными периодами активизации. Более того, следуя принципам актуализма, можно уверенно считать, что и в докайнозойские этапы развития разрывные структуры Центральной Азии характеризовались такой же непостоянной, часто варьирующей во времени высокой активностью. Именно с этих позиций разломы с областями их динамического влияния необходимо рассматривать как наиболее подвижные локальные зоны внутри больших объемов литосферы, вовлеченные в интенсивную деформацию при тектонической активизации. Периодичность активизации таких разломов – один из ключей к решению пространственно-временных закономерностей процессов, контролируемых разломными и разломно-блоковыми структурами литосферы.

Предложенные методы детальной классификации активных разломов по количественному и энергетическому индексам сейсмичности существенно расширяют возможности анализа современных геолого-геофизических процессов, контролируемых активными разломами Земли.

Исследования выполнены по проектам РФФИ №№ 04-05-64348, 05-05-64327; поддержаны программы «Физические основы и новые технологии среднесрочного прогноза землетрясений (применительно к

сейсмоактивным зонам Сибири)», «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» и Программой ИГ СО РАН 2003/101.

Литература

1. Шерман С.И., Савитский В.А. Нестационарные модели активных разломов литосферы – назревшая актуальная проблема геотектоники // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 371–376 (Материалы XXXVIII Тектонич. совещ.; Т.2).
2. Трифионов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
3. Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. 1995. № 4. С. 16–27.
4. Несмеянов С.А. Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004. 216 с.
5. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 110 с.
6. Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 3. С. 395–398.
7. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 408 с.
8. Шерман С.И., Савитский В.А. Активные разломы и зоны современной деструкции литосферы Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Тез. докл.: В 2 т. Иркутск: Ин-а геогр. СО РАН, 2004. С. 159–162 (Материалы науч. совещ. по Программе фундам. исслед. Т. 2).

Т.И. Шиловская¹, А.П. Шиловский¹

Строение разреза Московской синеклизы – результат позднепротерозойской-раннефанерозойской тектономагматической активности

Московская синеклиза расположена в пределах Восточно-Европейской платформы между Балтийским щитом на северо-западе, Воронежской и Волго-Уральской антиклизмами на юго-востоке и Белорусским выступом на западе. Эта территория до настоящего времени слабо охарактеризована бурением и геофизическими исследованиями, поэтому отсутствует единая общепризнанная точка зрения на ее строение. На всю территорию, составляющую 1 000 000 км², пробурено немногим более ста глубоких скважин. По результатам обобщения геофизических (сейсмических и промыслово-геофизических материалов) и описаний керна в разрезе синеклизы авторы выделяют три структурно-тектонических этажа. Нижний этаж представлен сложно дислоцированной, метаморфизованной толщей гранитогнейсов архейского возраста. Второй этаж – это осадочная толща верхнепротерозойского – нижнепалеозойского возраста. По мнению авторов, тектоническое строение этой толщи осложнено системой разновозрастных и разнонаправленных глу-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

бинных разломов, образование которых обусловлено байкальской и каледонской фазами тектоногенеза [2], а не архейским тектоногенезом, сопровождавшимся образованием системы авлакогенов, как считают многие авторы [1]. Третья толща, сложенная верхнедевонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, залегающими горизонтально, практически не испытывала влияния тектономагматических процессов.

Фактами, указывающими на проявления тектоногенеза в конце раннего протерозоя, являются трещины тектонического происхождения, плоскости кливажа, обнаруженные в керне скважин, внедрения базальтовых даек, пепловый материал, слагающий 200-метровые толщи. Эти факты позволили утверждать, что в позднепротерозойское время, в байкальскую фазу проявления тектономагматической активности, сопровождавшуюся растяжениями земной коры, на платформе происходило заложение глубинных разломов и системы сбросов.

Корреляция разрезов глубоких скважин с помощью каротажа позволила выявить надвиговую деформацию, интенсивно проявившуюся в нижнепалеозойской толще на северо-западе Московской синеклизы. Эта деформация является следствием каледонской фазы тектоногенеза, сопровождавшейся преимущественным сжатием. Представления авторов о тектоническом строении верхнепротерозойских и нижнепалеозойских отложений приведены на геологических профилях А, Б и В (см. рисунок).

Литература

1. Астафьев Д.А., Шейн В.С., Алипова Н.Ю., Чагаев А.Я. Вопросы дальнейшего изучения Московской синеклизы// Геология нефти и газа 2000. № 6. С. 51–57.
2. Чайкин В.Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы// Тектоника, геодинамика, процессы магматизма и метаморфизма: В 2 т. М.: ГЕОС, 1999. С.268–269 (Материалы XXXVII Тектонич. совещ.; Т. 2).

Э.В. Шипилов¹

Тектогенез Западно-Арктической континентальной окраины Евразии в эпохи становления молодых океанических бассейнов

Развитие океанических бассейнов Арктики протекало в их неразрывном тектоническом и геодинамическом взаимодействии с обрамляющими континентальными окраинами. Прежде всего, в рассматриваемом случае, это проявляется в обособлении и оформлении Баренцево-Карской шельфовой платформы – как объекта неотектонических преобразований в эпоху раскрытия молодых океанических впадин Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов. Трансформация структуры ок-

¹ Мурманский морской биологический институт (МБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

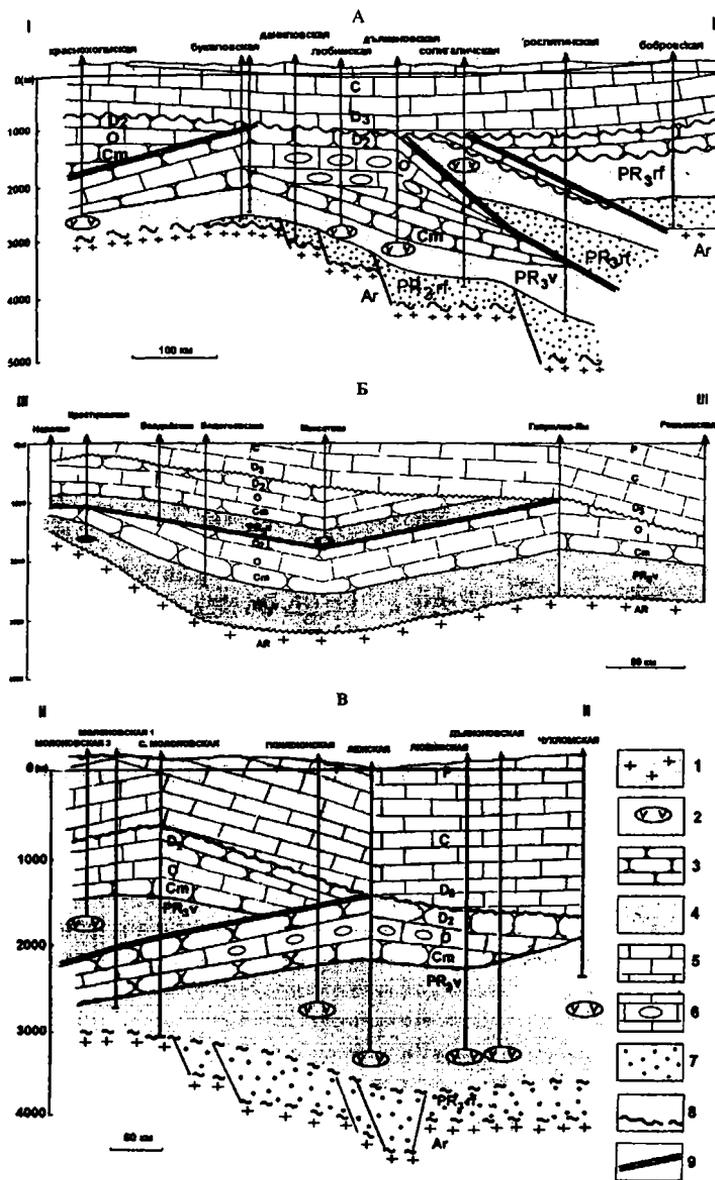


Рис. Геологические профили

1 – гранито-гнейсы; 2 – внедрения магматических пород в осадочную толщу; 3 – пакки переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников; 4 – аргиллиты; 5 – карбонатные породы; 6 – органогенные (рифогенные) карбонатные породы; 7 – песчаники кварцевые и кварц-полевошпатовые; 8 – региональные размывы; 9 – линия сдвига блоков пород

раины происходила на фоне дробления и блокового разобщения континентальной коры (деструкция и фрактализация). На это указывают данные о вулканизме (палеоген, неоген, квартер) окраины (Шпицбергенский сегмент, Новая Земля), развитие тектономорфных желобов (грабенов), современная аномальность геофизических свойств земной коры (в том числе тепловая и сейсмическая активность) и, кроме того, новейшие деформации осадочного чехла. В этом отношении наиболее выделяется северо-западная часть окраины, куда входят архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа с окружающим их шельфом. Учитывая, высокое значения теплового потока и сейсмичность Шпицбергенского сегмента, нельзя исключить, что в пределах самого архипелага под ледниковыми покровами могут скрываться потухшие молодые вулканические сооружения и, возможно, гидротермы.

Все отмеченное позволяет говорить о проявлениях на этой пассивной окраине внутриплитного кайнозойского тектогенеза, обусловленного активизацией процессов молодого океанообразования. Можно констатировать, что современный тектонический и архитектурный облик Баренцево-Карской окраины создавался не без влияния близкорасположенных и обрамляющих ее осевых спредингговых центров хребтов Книповича, Моллой и Гаккеля, характеризующихся, особенно со второй половины кайнозоя, исключительно низкой скоростью аккреции океанической коры.

Первоначальный раскол объединенной континентальной литосферы между Баренцевской окраиной, с одной стороны, и Гренландией и протухребтом Ломоносова с другой, в области будущей дивергенции плит произошел, вероятнее всего, в позднемиоценовое–раннепалеоценовое время. На это указывает установленная по данным морского бурения и сейсмических разрезов одна из мощнейших в геологической истории Баренцевской окраины фаз эрозии и денудации, связанная с общим предрифтовым априфтом региона. Только во внутренних районах шельфа величины смытого за кайнозой разреза оцениваются в 1,5–2,0 км, нарастая к его периферийным зонам, непосредственно прилегавшим в конце мела – начале палеогена к областям заложения межконтинентальных рифтовых ветвей и их систем, до 3,0 км и более (в пределах Шпицбергена). Вместе с тем, до половины от указанной мощности смытых отложений приходится на деятельность, связанную с гляциальными процессами.

В этой связи основные тектонические преобразования в это время были также связаны с периферийной частью окраины. Активные дифференцированные движения в приокеанической зоне заметно обособляются в сводово-блоковые поднятия Свальбард, Землю Франца-Иосифа, Северную Землю, разделив их окраинными грабенообразными желобами. По мере разрастания океанических впадин продолжался и рост отмеченных поднятий с возникновением впоследствии на них ледников. Неотектонические же грабен-желоба (Медвежинский, Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина и др.), выраженные в рельефе дна глубокими врезами, к тому же отпрепарированные ледниками, вплоть до раннего

плиоцена являлись путями интенсивной транспортировки продуктов размыва в океанические бассейны с образованием довольно мощных конусов выноса (из них наиболее известен и изучен Медвежинский).

В Баренцевом море весьма слабые позднемиоценовое и палеогеновое осадконакопления отмечаются в приконтинентальной субширотной зоне, включающей бассейны Тромсе – Хаммерфест – Нордкапский – юг Южно-Баренцевского. Этот прерывистый пояс нетектонического прогибания отражает закономерную реакцию тыловой зоны Западно-Арктической окраины в ответ на воздымание ее северо-западной и северной периферии (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и прилегающий шельф), обусловленные процессами разрастания Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов с воздействием увеличивающегося объема океанических литосферных масс на раздвигаемые континентальные плиты. В Баренцевом море этому поясу свойственны высокие значения плотности теплового потока, свидетельствующие о современной его активности.

Как реагировала на происходящие океанообразующие процессы Баренцевская окраина в плане развития палеогеографических обстановок в ее пределах и становления тектонического облика?

Изучение тектоники и реконструкция истории геологического развития, проведенные в ходе составления Государственных геологических карт нового поколения, позволяют говорить о следующем [1,2].

В позднемиоценовую–раннекайнозойскую фазу становления Баренцевского региона в связи с поднятием доминирующая территория окраины претерпела осушение. Лишь узкая полоса, окаймляющая с севера Скандинавию (прогибы Харстад, Тромсе, Нордкапский и, вероятно, Медвежинский), служила областью мелководно-морской седиментации, захватывая и юг Южно-Баренцевского бассейна. Подобный режим осадконакопления сохранялся в этой зоне в палеоцене–эоцене, о чем свидетельствуют вскрытые на юго-западе Южно-Баренцевского бассейна пачки (20–30 м) глинистых отложений, содержащих соответствующего возраста комплексы диатомей.

Возникшая в обстановке воздымания суша (на уровне хрона 24в – 58–59 млн лет) получила новый геодинамический импульс роста в условиях сжатия, связанного со стартовой фазой раскрытия Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов и началом транспрессивных взаимоотношений Гренландии и Шпицбергенского сегмента окраины. Таким образом, формирующаяся межплитная сдвиговая граница привела к становлению западного фланга окраины трансформного типа.

В палеоценовое время вся территория была осушена, за исключением районов Медвежинского и Нордкапского прогибов. Со середины этого временного отрезка окраина находилась под влиянием чередующихся обстановок сжатия и растяжения в связи с усилением и ослаблением спрединговых процессов на западе и севере.

В эоцене морская седиментация сохранялась во внешних районах Медвежинского и Нордкапского прогибов, но не исключены и шельфо-

вые условия осадконакопления в условиях незначительного повышения в это время уровня Мирового океана.

Олигоцен характеризуется контрастным изменением палеогеографической обстановки, вызванной очередной фазой воздымания окраины. Это привело к росту уже существовавших сводово-глыбовых поднятий (Земля Франца-Иосифа, Свальбард) и прилегающих к ним областей, а в пределах Новоземельского пояса возродился низкогорный рельеф. Падение уровня океана со второй половины олигоцена и отход Гренландии от Шпицбергена, с развитием между ними нового спредингового центра Моллой, сопровождалось в пределах Баренцевского региона врезанием долин и формированием, видимо, первой палеоречной сети. Море отступило в пределы материкового склона и возникшая ранее в условиях регрессии пенеппенизированная поверхность отличалась блоковой расчлененностью с активизацией эрозионной деятельности рек. Вполне вероятно, что позднеолигоценовая регрессия и рост рельефа сопровождались и первым похолоданием. Хотя в палеогеновых отложениях на Шпицбергене, по нашим наблюдениям и опубликованным данным, обнаруживаются многочисленные отпечатки теплолюбивых растений.

Ослабевающий режим сжатия земной коры региона Баренцево-морской окраины, сопровождаемый ее медленным воздыманием вследствие низкой скорости разрастания спрединговой литосферы в океанических бассейнах, продолжался практически на протяжении всего миоцена. Однако в конце миоцена течение этого вялого процесса нарушается новым и, пожалуй, последним наиболее заметным геодинамическим импульсом, усилившим амплитуду поднятия окраины. На фоне одновременного падения уровня Мирового океана в ее пределах происходит врезание речных палеодолин, а на континентальном склоне и подножие формируются (отчасти захватывая и четвертичный отрезок времени) довольно мощные проградационные комплексы и конуса выноса, обеспечившие наращивание площади шельфа.

С плиоцена окраина характеризуется уже разнонаправленными колебательными движениями с обозначившейся тенденцией к погружению. Границы желобов, связанные с оживлением тектонических движений по разломам сбросового типа и зонам трещиноватости, приобретают современные очертания. Возникают первые маломощные ледниковые купола.

В неоплейстоцене трансгрессивные условия доминируют, но, вместе с тем, обособляется и Новоземельский кряж.

Таким образом, рубеж поздний миоцен – плиоцен характеризует переход от преимущественно регрессивного этапа развития окраины к трансгрессивному шельфовому погружению.

Дальнейшее становление окраины в позднем плейстоцене и голоцене определялось сменой оледенений межледниковьями с соответствующими обстановками экзарационной деятельности, перигляциальной и поствгляциальной седиментации.

Важно подчеркнуть, что Шпицбергенский сегмент окраины в первой половине кайнозоя испытывал напряжения, обусловленные режимом транспрессивных взаимоотношений между Гренландией и Баренцевской окраиной. Как следствие, были сформированы Западно-Шпицбергенский и Эуреканский складчато-надвиговые пояса. Однако пликативные и дизъюнктивные дислокации осадочного чехла (преимущественно в дочетвертичных эродированных комплексах отложений), коррелируемые по времени образования с данным этапом развития, прослеживаются (по материалам сейсмоакустики и МОВ ОГТ) и на удалении от Шпицбергена, на его восточном шельфовом обрамлении (Центральная банка, поднятие Персея – по нашим данным и др.) вплоть до Земли Франца-Иосифа. Это вынуждает предполагать участие в механизме образования деформаций не только пологих сколов в верхней коре, но и срывов в осадочном чехле, на уровнях отчетливого изменения литологического состава пород, берущих свое начало с запада, со стороны Шпицбергена. Наиболее предпочтительные условия для аккомодации таких субгоризонтальных плоскостей нарушений обеспечены вблизи сейсмических границ Ia, B и др., т.е. по горизонтам смены карбонатов терригенными отложениями, гипсоносным толщам, глинистым сланцам, возможно, угольным пластиам и т.п. Судя по разрезам эти дислокации обновлялись и в более поздние отрезки активизации спрединга и дивергенции плит, а местами и в плейстоцене–голоцене. В этой связи следует отметить, что, помимо рассмотренного транспрессивного режима, взаимодействие литосферных масс океана и континента, в условиях спрединга и дивергенции плит, может также приводить к преобразованию края континента (Летников, 1997г.; Пушаровский, 2004г.). Эти данные служат еще одним подтверждением того, что в рассматриваемом случае часть энергии могла быть реализована на обновление или оживление сколов, срывов и надвигов в пределах окраины уже и во второй половине кайнозоя, когда Гренландия стала отодвигаться от Шпицбергенского сегмента окраины. Очевидно, что фазы повышенной спрединговой активности в океанических бассейнах сменялись ее спадами (отмирание спрединговых центров или ультрамедленный спрединг), и тогда режим сжатия на континентальных окраинах заметно ослабевал.

Таким образом, можно полагать, что совокупность тектонической, сейсмической, вулканамагматической и тепловой активности островных и прилегающих к ним шельфовых районов, обусловленная в кайнозое процессами молодого океанообразования, получила отражение в виде не только зон тектонического дробления, сдвигов и надвигов, дезинтеграции пород, но и новейших деформаций приповерхностной части осадочного чехла и т.п.

Представляется, что подтверждением этому служат и находки на Земле Франца-Иосифа остаточных битумоидов. Их проявления, вероятно, являются следствием не только термального воздействия базальтоидного магматизма на вмещающие образования. В конечном счете, это

результат влияния стрессовых тектонических обстановок (многократные аплифт и эрозия, растяжение и сжатие, сейсмическая «встряска» и др.) на породы (эффект «отжатой губки») рассматриваемого сегмента окраины на протяжении всего кайнозоя.

Литература

1. Шитлов Э.В., Орго В.В., Шкарубо С.И., Мусатов Е.Е. Тектоника // Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ. Масштаб 1:1 000 000 (н.с.). Лист S-38-40 – Маточкин Шар. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. С. 85–108.
2. Шитлов Э.В., Орго В.В., Мусатов Е.Е. История геологического развития // Там же. С. 142–152.

Р. Эрнст^{1,2}, В. Бликер¹

Крупные магматические провинции и их дайковые рои: ключ к построению палеогеографической летописи Земли до 2,5 млрд лет назад

За прошедшее десятилетие Крупные Магматические Провинции (КМП) показали себя как ключ к построению до-Пангейских палеоконтинентальных реконструкций [1, 2, 6].

Сравнение «Штрихового кода». Многократные точно датированные события определяют «штриховые коды» для отдельных кратонов или фрагментов коры и обеспечивают надежную запись КМП (рис. 1). Первоначально смежная часть коры («ближайший сосед»), вероятно, записывает, по крайней мере, часть магматической истории и таким образом показывает частичное совпадение в «штриховом коде». Многократные совпадения среди «штриховых кодов» отдаленных в настоящее время кратонов скорее всего означают, что они были ближайшими соседями в первоначальном континенте. Таким образом, проводимое глобальное датирование всех КМП (особенно роев даек) является самым эффективным способом для построения более правдоподобных реконструкций для интервала до 2,6 млрд лет.

Корреляци направлений даек. Основные рои даек имеют как линейную, так и радиальную конфигурацию, и могут использоваться как «пронизывающие» точки между кратонами. Трассирование единичного события между двумя кратонами может привести к разумной корреляции. Однако трассирование двух или больше роев даек может обеспечить уникальное геометрическое решение, которое в дальнейшем должно быть подтверждено другими независимыми данными (палеомагнитные исследования, детальная региональная геология).

¹ Геологическая служба Канады, Оттава, Канада

² Ernst Geoscience, Оттава, Онтарио, Канада

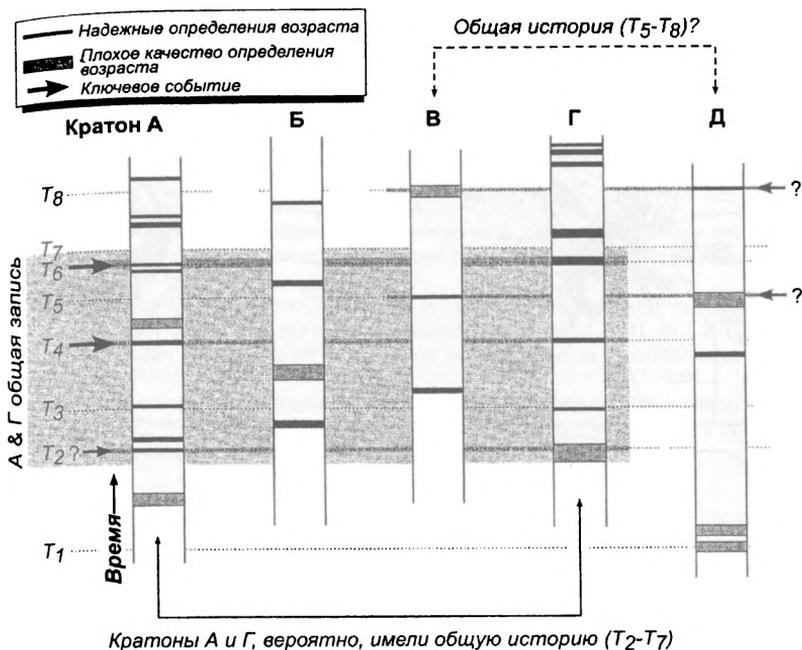


Рис. 1. Гипотетический пример, показывающий использование мафиче-ских–ультрамафиче-ских «штриховых кодов» для корреляции кратонов

Пример применения: предлагаемая палеопротерозойская реконструкция Сьюпириор, Херн и Карельского кратонов.

Наиболее вероятная конфигурация между Сьюпириор, Херн и Карельским кратонами на 2,6–2,0 млрд лет основана на корреляции «штриховых кодов» и направлений даек (рис. 2). Три события (приблизительно 2500, 2446 и 2110 млн лет) скоррелированы между Сьюпириор и Херн кратонами. Габбровые силлы Хервитц в чехле кратона Херн, датированные 2100 млн лет, вероятно, являются частью Марафонского события южной части Сьюпириор кратона [4]. Четыре ключевых события и их тренды (2500–2450, 2210, 2100 и 2070 млн лет) могут быть скоррелированы между южной частью Сьюпириор и Карельским кратонами, позволяя заполнить недостающие части. Кроме того, на реконструкции силловые провинции Ниписсинг и Каржалитик (2100 млн лет) Сьюпириор и Карельского кратона соответственно помещены рядом. Причем обе провинции связаны радиальным роом даек, центр которого располагается на северо-востоке Сьюпириор кратона.

Магматическое событие 1980 млн лет, присутствующее повсеместно в Карелии, но отсутствующее в южном Сьюпириор, свидетельствует о более раннем их расколе. События в 2111–2070 млн лет на обоих кратонах

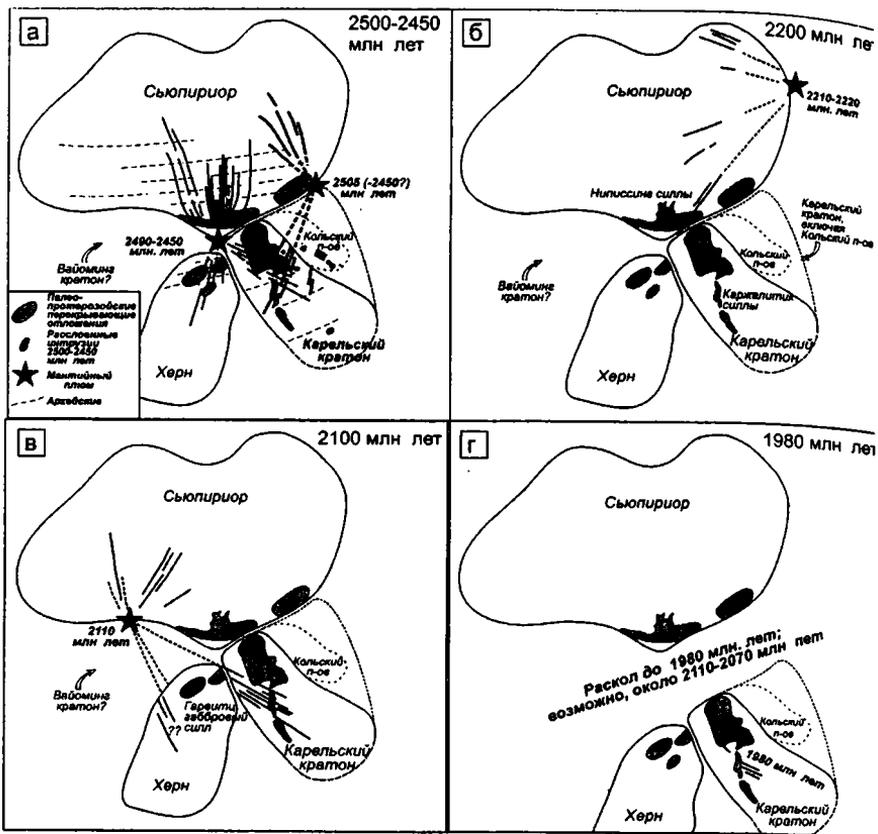


Рис. 2. Реконструкция Сьюпириор, Херн и Карельского кратонов на 2,68–2,0 млрд лет в составе суперкратона Сьюпериа, основанная на корреляции «штриховых кодов» и направлениях роев даек, по: [3, 5, 7]

вероятно маркируют раскол; в частности, событие 2111 млн лет может маркировать приход плюма, а событие 2070 млн лет – начало рифтинга/раскола. Синхронность событий подразумевает, что гуронские, гарвитские и сариолан-ятулийские перекрывающиеся отложения формировались во внутриконтинентальном рифте и бассейнах растяжения, и не представляют собой призмы пассивных окраин кратона.

Докембрийские «штриховые коды» КМП для кратонных частей России плохо известны. Для успешного изучения Крупных Магматических Провинций в дальнейшем необходимо применять комплексный подход, включающий U-Pb датирование, интерпретацию аэромагнитных данных, а также палеомагнитные и геохимические исследования.

Литература

1. Bleeker W. The late Archean record: A puzzle in ca. 35 pieces // *Lithos*. 2003. V. 71, № 2/4. P. 99–134.
2. Bleeker W., Ernst R.E. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2,5 Ga: Conference Proceedings Volume for Fifth International Dyke Conference, August 2005. 2005, submitted.
3. Buchan K.L., Ernst R.E. Diabase dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada Map No. 2022A, 2004, scale 1:5,000,000.
4. Buchan K.L., Halls H.C., Mortensen J.K. Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Marathon dykes, Superior Province, and comparison with the Front Frances swarm // *Canad. J. Earth Sci.* 1996. V.33. P.1583–1595.
5. Ernst R.E., Buchan K.L. Igneous rock associations in Canada 3. Large Igneous Province (LIPs) in Canada and adjacent regions: 3 Ga to Present // *Geoscience Canada*. 2004. V. 31, № 3. P. 103–126.
6. Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I.H. Frontier in Large Igneous Province research // *Lithos*. 2005. V.79. P.271–297.
7. Vuollo J., Huhma H. Paleoproterozoic mafic dikes in NE Finland. *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield* / M. Lehtinen, P.A. Nurmi, O.T. Råmo (Eds.). Elsevier Science BV. Amsterdam, 2005. P. 193–235.

А.Н. Эсминцев¹

Цикличность и пульсации Земли

Через весь XX в. прослеживается постепенное развитие идеи пульсирующей Земли, определённо высказанной впервые А. Ротплетцем (1903г.). Идея встречала сопротивление в силу подсознательного постулата о неизменности радиуса Земли и не имела заметного успеха со стороны геологической общественности. В то же время, идея не находила и подтверждения в геологических материалах и до недавних пор имела характер высказанной преждевременно. Была также и надолго забыта.

С конца XIX столетия стало развиваться направление исследований цикличности в геологической истории. М.Бертран выделил геотектонические циклы гуронский, каледонский, герцинский и альпийский (1887г.). В дальнейшем эта периодизация была детализирована на материалах по континентам Северного полушария и определилась в виде Канона Штилле. Ведущим моментом Канона являются орогенетические циклы, в видимом беспорядке распределённые по шкале времени, но составляющие структуру основных геотектонических циклов по Берtrandу [19]. М. Усовым одновременно с Г. Штилле, на материале Сибири было показано «не менее 14 циклов» основных тектономагматических событий от начала кембрия до кайнозоя. М.А. Усов, а вместе с ним и В.А. Обручев поддерживали и развивали гипотезу пульсаций Земли (1936, 1940гг.) относительно независимо от Канона Штилле [11].

¹ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

В разработке идеи пульсации участвовало множество исследователей, однако после работ М.А. Усова и В.А. Обручева это движение надолго прекратилось как признанное несостоятельным.

Развитие мобилизма в концепции тектоники плит постепенно привело к осознанию ведущей роли рифтогенеза в геодинамике [2]. Е.Е. Милановскому принадлежит представление о поочерёдной смене в литосфере обстановок растяжения (рифтогенез) и сжатия (орогенез) [6]. В 1978 году он неуверенно, а в 1995 г. определённо заявил о реанимировании пульсационной гипотезы как модели основного механизма геодинамики Земли [7]. В этой работе Е.Е. Милановский ссылается на В.Е. Хаина, который разделяет мысль об отказе от постулата о постоянстве величины радиуса Земли в её истории.

Сомнения в таком постоянстве, исторически, сначала выражала контракционная гипотеза, трактующая неуклонное уменьшение радиуса. Позже появилась идея, наиболее последовательно изложенная у А.Кэри [4], о росте радиуса Земли и ныне уже в несколько раз превосходящем таковой на состояние архея. Таким образом постулат о постоянстве радиуса Земли никогда не был общепринятым. Однако в ведущей, парадигмальной, концепции геосинклиналей, в ключе фиксизма, не предполагалось какое-либо изменение радиуса, а обе указанные гипотезы рассматривались как теоретический казус. В этом, по умолчанию, и состоит, на наш взгляд, признание постулата о неизменности радиуса Земли.

Е.Е. Милановский в поочерёдной смене рифтогенной и орогенной обстановок в литосфере, доказанной на мировом фактическом материале, увидел пульсирующий режим тектонической подвижности фигуры Земли в допущении о переменности её радиуса. Он приводит 13 таких смен или пульсаций от начала кембрия до кайнозоя [11], что практически совпадает с результатами М.А. Усова [11, 1940г.].

Изучение цикличности процессов в геологической истории имеет ещё одно методическое направление – ритмичность строения осадочных формаций. Уже в 60-е годы были получены фундаментальные результаты на материале Восточно-Европейской платформы, Средней Азии и Сибири. И.А. Одесский и А.И. Айнемер выполнили статистический анализ по ритмичности осадочных толщ и получили результаты: 66–61, 57–51, 45–39, 35–29, 22–17, 13–8; 5 и 2,3 млн лет [9].

Имеется вообще значительное количество работ по анализу осадочной цикличности, отечественных и зарубежных.

Многочисленные варианты периодизации, в общем, обнаруживают некоторую сходимость, и назревает необходимость вложить в них физический смысл или генетическое содержание. Вставшие в контрпозиции фиксизм и мобилизм разделились в стремлениях, первые - искать причины тектоники в космосе, вторые – в мантии.

В сводной работе В.Н. Логвиненко и соавторы [9] высказывают допущение, что цикл в 35–40 млн лет можно считать элементарным циклом тектогенеза. Нами на материале хребта Каратау найдена устойчиво

выраженная цикличность в 42 млн лет. В выполненной работе [14] эту цикличность удалось выявить в деталях на интервале 800 млн лет до позднего рифея. Исправленный вариант, относительно 35–40 млн лет – 42 млн лет совпал со средним по работе [9], – 42,33 млн.л. Таким образом, в новом варианте представляется элементарный тектонический цикл в 42 млн лет, состоящий из динамопары в противофазах – рифтогенеза и орогенеза. Всего таких ЭТЦ с начала кембрия (540 млн лет) насчитывается 13, как и у Е.Е. Милановского $540:42=13$.

Таким образом, подтверждается идея пульсации Земли в чередующихся фазах растяжения и сжатия. Нами [13–17] выполнена подробная разработка модели механизма пульсаций как периодического сброса тепловой энергии, накапливающейся в мантии в ходе её гравитационной дифференциации и других причин (по: [10]). Высказана идея, что тепловая машина Земля работает по циклу Карно, подобно техническим устройствам. Эта работа является причиной всех тектономагматических событий как двигатель земной геодинамики. В построенной модели рассматривается вариант изменения радиуса в пульсациях в пределах 1–2%.

В.Е. Хаиным в [12] построена соподчинённость тектонических фаз и циклов. Сопоставлены циклы Штилле, циклы Бертрана и циклы Уилсона. Циклы Штилле в точности отвечают орогеническим фазам Канона Штилле (таконская, арденнская, эрийская и т.д.). Они составляют циклы Бертрана (каледонский, герцинский и т.д.). В этом составе они входят циклы Вилсона – около 660 млн лет.

В представляемой модели циклы Штилле, состоящие из рифтогенной и орогенной противофаз в каждом, соответствуют ЭТЦ и собственно отдельным пульсациям по Ротплетцу–Усову–Милановскому. Их длительность весьма близка к 42 млн лет в каждом (42,33 млн лет по материалам И.А. Одесского и соавторов). Циклы Бертрана, по независимым оценкам, имеют также одинаковую длительность по 170 млн лет, и представляют собой квартеты из циклов Штилле: $170:42,33\approx 4$. Это представляется неслучайным, поскольку циклический процесс, описываемый математической синусоидной, имеет четыре характеристических точки, которые ясно различаются и в циклах Штилле, и в цикле Бертрана [15].

Циклы Бертрана по 170 млн лет, по некоторыми данным, прослеживаются в ретроспективу до раннего протерозоя [8]. Таким образом, прослеживается сложный циклический процесс, природа которого пока остаётся далеко неясной.

Циклы Вилсона в [10] трактуются как периоды от одного распада суперконтинента до следующего. Дается оценка длительности около 800 млн лет, в отличие от 650–680 по [12]. Если принимать в модели 680 млн лет, то такой цикл также может состоять из квартетов циклов Бертрана ($680:170=4$) Однако сводки изотопных датировок по мировым материалам свидетельствуют в пользу длительности циклов Вилсона, в представлении [12] – по 780 млн лет [10].

Ни циклы Штилле (42 млн лет,) ни циклы Бертрана 170 млн лет, ни циклы Вилсона (в разных вариантах) – не вписываются кратным образом в галактический год Солнца 230 млн лет (по [3]).

На прилагаемом рисунке изображен монтаж из восьми диаграмм: верхние две – по О.Г. Сорохтину и С. А Ушакову [10]: «гранитоиды» – по нашей сводке – гистограмме изотопных датировок по мировым материалам – около 6000 цифр; ниже – из публикации Ю.А. Балашова, Н.В. Глазнева [1]. Все диаграммы приведены к одному масштабу по времени и в основном отображают совпадение тектоноактивных и пассивных событий с эволюциями суперконтинентов – «пангей» в циклах Вилсона. Консолидации каждой очередной «пангеи» предшествуют пики коллизионных событий, отображённые в орогенных гранитоидах. Распад «пангей» и их разбегание сопровождаются минимумами орогенно-коллизионной активности. Обращает на себя внимание аномальный ход тектогнеза в фанерозое, когда максимуму разбегания соответствовал пик тектонической активности в ордовике–силуре.

Видимое несоответствие весьма неровного пульсирующего режима тектонических событий с полого нисходящей кривой расхода энергии в машине Земля (верхняя диаграмма) объясняется тем, что каждая тектоноактивная фаза по мощности почти равна предыдущей, но основной расход энергии происходит в океанах. Нисходящая кривая соответствует балансу распределения энергии между континентами и океанами.

Концепция пульсирующей Земли содержит возможности значительно уточнить её тектоническую историю и перейти от биостратиграфической хронологии к тектонической. В особенности это существенно для геохронологии докембрия.

Литература

1. Балашов Ю.А. Глазнев В.Н. Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского корообразования Докл. РАН 2004. Т. 395, №1. С. 78–81.
2. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра. 1987.
3. Бакулин П.И., Кононович В.И., Мороз В.И. Курс общей астрономии. М.: Наука, 1983.
4. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.
5. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра. 1988. 54 с.
6. Логвиненко Н.В., Айнемер А.И., Ритенберг М.И., Сергеева Э.И., Иванов В.Н. Периодические процессы в геологии. Л.: Недра. 1976.
7. Милановский Е.Е. Пульсации и расширение Земли – возможный ключ к пониманию её тектонического развития и вулканизма в фанерозое // Природа. 1978. №7. С. 22–34.
8. Милановский Е.Е. Пульсация и Земли // Геотектоника. 1995. №5. С. 3–24.
9. Одесский И.А., Айнемер А.И. Гармонический анализ осадочных толщ с целью выделения периодичности осадконакопления // Геотектоника. 1969. № 6. С. 77–85.
10. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002.
11. Усов М.А. Циклы, фазы и этапы эндогенных геологических процессов // Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960. С. 133–139.
12. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. 403–424 с.
13. Эсминцев А.Н. 42-миллионелетний цикл собственных колебаний Земли //Материалы VI Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т.1.. М.: 2003. С. 137

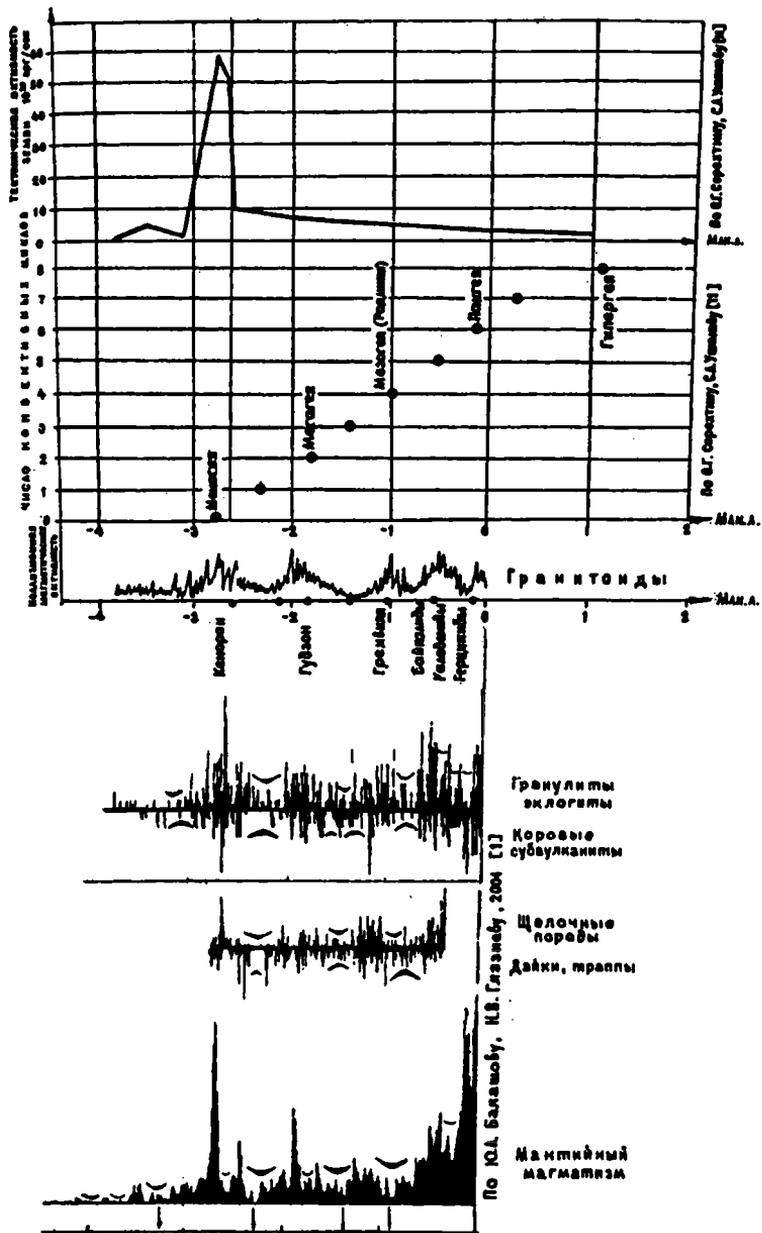


Рис. Сводная диаграмма основных тектономагматических событий в истории Земли (по: [1,10,15])

14. Эсминцев А.Н. Цикл Уилсона – 42 миллиона лет? // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 313–314.
15. Эсминцев А.Н. Фазы складчатости по Г. Штилле и элементарности циклов тектогенеза // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2004. № 3/4. С. 56–69.
16. Эсминцев А.Н. Вопросы энергетики тектонических процессов: Цикличность // Изв. НАН РК. Сер. геол. 2005 № 1.
17. Эсминцев А.Н. Вопросы энергетики тектонических процессов: Энерговыведение // Там же. №2.
18. Эсминцев А.Н. Структура элементарного тектонического цикла // Там же. (в печати).
19. Roitzel A. Über die möglichkeit den Gegensatz zwischen Kontraktions – und Expansions –Theorie aufzuheben/sitzungsber. Math. – phys. Kl. Wiss. Bayerischen Acad., 1903. Bd. 32.S. 311–325.
20. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin: Verlag von Gebriüder Borntraeger, 1924. Ruckblick.

А.Н. Эсминцев¹, Р.Б. Коншибаева¹

О Кокшетау-Северо-Тянь-Шанской складчатой системе

Современный облик Казахской складчатой страны сложился в течение фанерозоя в составе Урало-Монгольского пояса. Существующий пёстрый коллаж мозаично-блокового строения палеозойского складчатого фундамента сформировался из отдельных микроплит или микроконтинентов в ходе деструкции, а далее – и закрытия Центрально-Азиатского палеоокеана. Начало сгруживания микроконтинентов (Кокшетауская, Тенизская, Атасу-Моинтинская, Муюнкумская, Иссыккульская глыбы) – относится к позднему докембрию, тогда как океан отступал постепенно на северо-восток. Образовавшийся ансамбль составил уже единый литосферный блок, который в позднем венде–раннем кембрии был вовлечён в мощные трансконтинентальные рифтогенные процессы, в результате которых начало формироваться циркум-Сибирское обрамление, которое позже, и доньше, стало представлять Урало-Монголо-Охотский пояс, имеющий явное замыкание на Верхоянье и Таймыре до полного кольца.

Рифтогенные процессы венда–кембрия создали многочисленные рифтовые трогии разной протяжённости внутри этого кольца, образовавшие кембрийские моря. В некоторых из них развитие коры достигало стадии, подобной современной красноморской.

Один из таких рифтовых трогов представляет собой следы сутуры кембрийской рифтовой системы, прослеживающейся дугой от современного Кокшетауского поднятия до Северного-Тянь-Шаня с поворотом на восток в глубину Китая. [2]. В Казахстане эти структуры носит название Кокшетау-Северо-Тянь-Шанская складчатая система (КСТС). Она сформировалась в два мощных рифтогенных этапа раннего кембрия и раннего ордовика, разделённых орогенезом среднего–позднего кембрия. Оба этапа отмечены сравнительно интенсивным базальтоидным магматизмом, создавшим, в конечном счёте, вдоль всего трога, на границе ко-

¹ Институт геологических наук (ИГН), Алматы, Казахстан

ра-мантия и глубже, рифтовые камеры с базальтоидами. На этих глубинах базальтоиды испытали эклогитизацию, что создало тяжёлую высокоскоростную верхнюю мантию, а литосферный блок вступил в состояние срединного массива. Ныне, по обрамлению КСТС известны районы выходов, несущих эклогиты (Кокшетауское поднятие, Каражал, Чу-Илийские горы (Анрахай), Макбал, Заилийский Алатау, Атбаши).

Отступающий к СВ Центрально-Азиатский океан в ордовике сформировал вдоль восточных контуров КСТС островодужные сооружения (Джунгаро-Балхашская область). В это же время вся КСТС определялась по представлению В.Н. Любецкого (1999 г.), как задуговое море, в минимальной степени с вулканизмом и деформациями.

Закрытие Центрально-Азиатского океана в ордовике–силуре и раскрытие Туркестанского океана в девоне образовало побережье вдоль ЮЗ контуров КСТС. Консолидированная кора, уже континентального типа, образовала обширный Казахстанский срединный массив, наращивающий в этом качестве КСТС к востоку. С ордовика–силура и поныне эти область пребывает в субплатформенном, но ещё подвижном состоянии.

КСТС, в силу особенностей своего верхнемантийного фундамента, была и остаётся наиболее тектонически стабильной зоной, слабомагматичной, если не считать Сарысу-Тенизское поднятие как наложенной фрагмент девонского вулканического пояса.

По данным ГСЗ, в КСТС переход на границе Мохо от $v_p=7,9$ км/с до 8,2 км/с отмечается на мощности 1–1,5 км, тогда как на её латеральных границах этот интервал увеличивается до 15 км (Туркестанский профиль и др.).

В позднем девоне заложились герцинский структурный этаж. В КСТС сохранился стабильный тектонический режим, тогда как восточнее и западнее развивались вулканические процессы, давшие Казахстану максимальное количество магматического материала за фанерозой и обозримый докембрий. В КСТС в это время начала формироваться моласса в режиме компенсированного прогиба.

В начале карбона глобальная морская трансгрессия создала в КСТС вложенную карбонатную формацию, нарушившую молассоидный стиль осадконакопления, который возобновился в среднем–позднем карбоне до поздней перми, с перерывом, и проследился также в кайнозойе донныне.

Герцинский структурный этаж стал вмещителем стратиформного медно-полиметаллического оруденения. В контурах КСТС выделен медный пояс, представленный убогим медным оруденением осадочного, сингенетического происхождения. Медная минерализация этого типа присутствует от надкларковых содержаний до убогого оруденения в сероцветных слоях в общем красноцветной молассе, по всей КСТС практически повсеместно. В этом есть полное сходство с Предуральским прогибом, Донбассом, Сибирскими медными поясами. Кайнозой КСТС вмещает около 1/3 подсчитанных мировых запасов урана.

На убогое медное осадочное оруденение накладывается гидротермальное оруденение, образовавшие такие гиганты, как Жезказган и Жа-

ман-Айбат. Отношения гидротермального массопереноса с геохимическими барьерами в сероцветных компонентах молассового комплекса продолжили стратиформный характер рудоотложения в Жезказгане и в его аналогах. Этапы рудогенеза на месторождениях Жезказган и Жаман-Айбат совпадают с периодическими предрифтовыми и рифтовыми обстановками в ходе заложения и развития трансконтинентального пермотриасового Карско-Афганского рифта, охватившего Западно-Сибирскую низменность, Казахстан, Среднюю Азию и Афганстан от Урало-Оманского линеймента и восточнее. По изотопным отношениям, в плюбо-ботектоническом анализе источниками рудного вещества гидротермальных процессов в их начале (граница карбона–перми) прослежены рифтогенные углеродистые формации раннего кембрия (коровые источники); в следующей фазе (граница нижней–поздней перми) – более глубокие зрелых островных дуг; раннетриасовые рифтогенные процессы характеризуются изотопными отношениями свинцов сульфидов из примитивных островных дуг и океанической коры [1].

Таким образом, особенности верхнемантийного ложа КСТС в виде высокоскоростной верхней мантии создали ей и особый стиль существования, и металлогенический профиль с преобладанием стратиформно-го полигенетического оруденения.

Литература

1. *Конишбаева Р.Б., Эсминцев А.Н.* Плюботектоника жезказганских медно-полиметаллических руд // Международная научная конференции «Геология и металлогения ультрамафитов и гранитоидных ассоциаций складчатых областей». Екатеринбург, 2004.
2. *Эсминцев А.Н.* Стратиграфия карбон-пермских красноцветных отложений Кокшетау-Северо-Тянь-Шанской складчатой системы и стратиформное оруденение // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана. Алматы, 2002.

Р.М. Юркова¹, Б.И. Воронин¹

Геодинамика офиолитовых ассоциаций в педдуговых палеозонах

Исследования проводились в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана. Изучались все комплексы офиолитов и пограничные вулканогенно-осадочные формации, залегающие во фронтальных частях островных палеодуг различных геодинамических типов. Рассмотрены типичные палеодуги: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет, готерив–баррем); 2) развитая приокеаническая (хребет Кумроч на Камчатке, кампан–палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб–сантон, п-ов Карагинский, маастрихт–палеоцен). В результате исследований установлены последо-

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

вательность, условия и место формирования офиолитовой ассоциации. Смена комплексов в офиолитовом разрезе снизу вверх выглядит следующие образом: 1) ультрабазитовый, дунит-перидотитовый; 2) полосчатый, расслоенный, габбро-гипербазитовый, переходный от ультраосновных к основным породам с плагиогранитами в верхних частях. В дальнейшем для сокращения этот комплекс будет называться полосчатым; 3) массивных габброидов с диоритами, плагиогранитами и интрузивными брекчиями; 4) дайковый с соотношением «дайка в дайке» островодужного типа; 5) вулканический с лавами основного и кислого состава, часто с субвулканическими и интрузивными образованиями плагиогранит-кварц-кератофировой серии и сопутствующими кремнистыми и пирокластическими породами. Осадочные серии, ассоциирующие с офиолитами, представлены пелагическими и гемипелагическими осадками и отложениями глубоководных конусов выноса терригенного и вулканического островодужного материала.

Наиболее выразительными индикаторами условий формирования офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различных стадиях формирования офиолитов от высокотемпературных ($T=900^{\circ}\text{C}$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами полосчатого, габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишюидных биметасоматитов (350°C) пограничных вулканогенно-осадочных серий. Последовательно непрерывные (от глубинных к субповерхностным) вертикальные ряды биметасоматических образований, их состав и закономерное сочетание в латеральных рядах отражают геодинамические условия становления офиолитов. Обобщение и анализ условий образования биметасоматических слоев в сочетании с геологическими, петрологическими, минералогическими, петрогеохимическими данными при использовании литературных аналогий позволяют реконструировать формирование офиолитовых ассоциаций в зоне перехода примитивная островная дуга – желоб над зоной Заварицкого–Беньюффа в результате подъема крупного диапира серпентинизированных в мантии ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава [1].

Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8–7,9 км/с вместо 8,1–8,2 км/с в выше- и нижележащих слоях [2]. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальной части островных дуг над сейсмофокальной зоной подтверждаются исследователями для Японской и Марианской островодужных систем [3, 4]. На глубине 40–50 км наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого–Беньюффа, трассируемой очагами землетрясений [2]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и предопределен срыв верхних частей литосферной мантии с

подъемом диапира флюидонасыщенных пластичных серпентинитов. Серпентинитовые диапиры в результате адиабатического всплывания разогретого пластичного глубинного вещества к поверхности, сопровождаемого декомпрессией и интенсивным плавлением, были пронизаны полициклическими разноглубинными магматическими комплексами: полосчатым, габброидным, дайковым, спилит-кератофировым.

Формирование полосчатого комплекса на глубинах от 20–30 до 10–12 км обусловлено внедрением дифференцированного расплава по типу «дайка в дайку» в лерцолиты и аподунит-гарцбургитовые серпентиниты с образованием эндоконтактовых и высокотемпературных биметасоматических зон в виде относительно меланократовых тонких (1–1,5 см) полос [1]. Для пород промежуточного состава (верлиты, пироксениты) на данном уровне изученности можно предполагать как высокотемпературное биметасоматическое, так и магматическое происхождение, в частности, динамическую кристаллизацию из расплава [5]. Формирование гранулитовых (перекристаллизованных) габброноритов, эклогитоподобных пород, высокотемпературных гранатовых и плагиоклазовых амфиболитов было связано с глубинным локальным постсолидным динамометаморфизмом ($T=800^{\circ}\text{C}$ и $P>5$ кбар) габброноритов и биметасоматических пород. Эти преобразования совпадали по времени с автометаморфическими изменениями габброноритов в зонах, не затронутых воздействием интенсивных динамических напряжений. Верхняя часть серпентинизированного диапира, насыщаясь магматическими породами ультраосновного и основного состава, превращалась в крупное сводовое поднятие. В условиях рассредоточенных и разноглубинных растяжений свода в пределах третьего и второго сейсмических слоев формировался комплекс параллельных даек островодужного типа. Сгущение даек можно ожидать в центральной, унаследованно магматогенной части, где кристаллизовалось двупироксеновое анортитовое габбро. Рассеянные серии параллельных даек пересекали бортовые участки поднятия, в том числе серпентинизированные ультрабазиты.

Формирование спилит-кератофирового вулканоплутонического комплекса происходило в непостоянной во времени и пространстве геодинамической обстановке при сочетании условий растяжения и блоковых подвижек в связи со взбросо-сбросовыми и сдвиговыми нарушениями, с тенденцией образования поднятия. Основные породы, в том числе, из пакетов «дайка в дайке», имеют бонинитовую петро- и геохимическую специализацию [1]. Появление кислых магм увязывается с преобразованием основной магмы флюидами (мегамагматизм). При формировании кислого расплава флюиды служили источником кремнезема и щелочей, вероятно, в форме элементоорганических соединений. В поздние- и послемагматические стадии флюиды способствовали перераспределению петрогенных и рассеянных элементов (Si, K, Cr, Ni, V и др.) как внутри интрузивных тел, так и во вмещающих породах, что привело, в частности, к образованию метасоматических плагиогранитов. Спилитизация

оценивается как растянутый во времени процесс, который начинается в позднемагматическую стадию при преобразовании флюидами кристаллических фаз и расплава и унаследованно продолжается в пневматоли-то-гидротермальные стадии постмагматического изменения пород. Спилитизация протекает в условиях только определенного геодинамического режима, в частности, при растяжении коры над сейсмофокальной зоной. Она часто не получает полного завершения из-за нарушения флюидно-породного равновесия в результате изменения геодинамической обстановки растяжения сбросово-сдвиговыми деформациями. В последнем случае активизируются процессы кислого магматизма. С протрудированием блоков офиолитов в предостроводужные осадочные комплексы (п-ов Шмидта на Сахалине), сформированные автокинетическими потоками, связаны биметасоматические изменения песчано-глинистых пород и туфов в зонах субвертикальных контактов их с гипербазитами. Образование биметасоматических слоев, судя по особенностям кристаллической структуры ксонотлита $[(K_{0.02} Na_{0.04} Ca_{5.76} Mg_{0.09} Fe^{2+}_{0.06})(Si_{5.96} Al_{0.04})O_{18} (OH)_2]$, происходило при температурах 350°C [1]. Эти принципиально новые данные объяснимы только с позиций диапирового становления офиолитовой ассоциации.

Литература

1. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.
2. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
3. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki I., Ueno T., Osada Y. Serpentinite seamounts and hydrated mantle wedge in the Jzu-Bonin and Mariana forearc regions//Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P.355–366.
4. Maruyama S. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. 1997. V.6. P.91–120.
5. Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle// Amer. J. Sci., A. 1980. V. 280. P. 389–426.

Ф.Л. Яковлев¹

О построении рельефа поверхности раздела чехол- фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур

Одна из важных задач структурной геологии и тектонофизики состоит в прогнозе наблюдаемой складчато-разрывной структуры в нижние части разреза и восстановление ее размытой части. Связано это, в частности, с тем, что для подтверждения геодинамических моделей могут использоваться пересечения, принципиально отличающиеся по структу-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

ре на глубинах 5–15 км [1, 3], хотя для их построения используются одни и те же данные.

Возможное решение этой проблемы связано с определением величин деформации складчато-разрывных структур разного масштаба внутренних частей складчатых сооружений (*hinterland*), состоящих из многочисленных тесно сжатых (до изоклинальных) мелких складок, в которые смяты сланцевые толщи осадочного чехла большой, до 10–15 км, мощности. Заметим, что в целом более простая складчато-разрывная структура передгорных прогибов (*foreland*) может быть изучена достаточно хорошо с помощью построения балансированных разрезов на основании данных геофизики и бурения [2]. Предлагается рассматривать линейную складчатость внутренних частей складчатых сооружений как совокупность структур нескольких иерархических уровней (рангов). Выделяется не менее семи таких уровней – внутрислойные деформированные объекты, отдельные складки, складчатые домены, структурные ячейки (локальные антиклинории), тектонические зоны, мегантиклинории, складчатые пояса.

Известные общепринятые методы определения величины сокращения в обсуждаемых структурах ограничиваются в основном стрейн-анализом образцов пород и методом измерения избыточной длины слоя. Для описания деформаций структур размером от единичной складки до складчатого домена было предложено [5] использовать представление об эллипсоиде деформаций, связанное с геометрическими параметрами структур. Ряд кинематических процедур, приводящих эллипсоид к первичному шару, позволяют определять исходное состояние домена и величины сокращения структур до ранга тектонической зоны и мегантиклинория [4]. В основе этого комплекса методов лежат кинематические модели деформирования структур и замеры геометрических параметров этих структур. Сопоставление параметров природных структур с модельными позволяет определять величину их сокращения. Последовательно применяя такие методики от малых структур до крупных, можно получать надежные количественные данные о сокращении.

Для корректного прогноза складчатой структуры до глубин 10 км и более необходимо использовать методы, по идеологии аналогичные составлению балансированных разрезов. Предлагаемый метод восстановления доскладчатого положения доменов, а затем и всего структурного профиля использует представление об эллипсоиде деформаций. Восстановив мощность слоев и ширину структур и их частей (структурных ячеек), определяем объемы осадочного чехла и величины сокращения. На основании идеи сохранения площади вертикального сечения этих ячеек можно попытаться определить ориентировочно положение подошвы и кровли всего деформированного осадочного чехла.

Структурный профиль, пересекающий всю Чиаурского зону (ЧЗ) Большого Кавказа (БК) от структур Закавказского массива (ЗМ) на юге до Дигоро-Осетинской тектонической зоны на севере, был разбит на 26 доменов (рис. 1), в которых были измерены их геометрические параметры

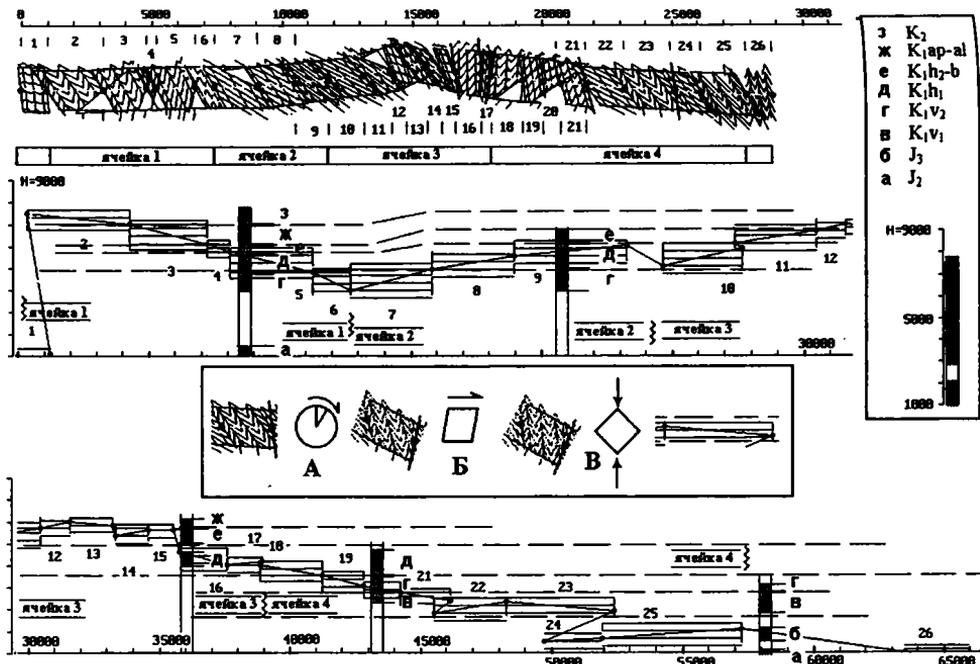


Рис. 1. Природный структурный профиль через Чиаурскую зону Большого Кавказа, (вверху), и он же – восстановленный (ниже)

Показаны 26 доменов, их границы, плоскости разрывов, отрезки профиля в горизонтальных осадках, вертикальные и горизонтальные масштабные линейки, границы ячеек, а также стратиграфические колонки осадков, в которых проходит профиль. На врезке справа показаны соответствие использованных буквенных обозначений обычных возрастных индексов и вертикальная шкала осадков (крапом обозначены суммарно те части разреза, в которых проходил профиль). На врезке в центре рисунка иллюстрируется восстановление геометрии домена от складчатого (слева) до горизонтального (справа) путем трех геометрических операций: А – поворот, Б – горизонтальный простой сдвиг, В – чистый сдвиг (горизонтальное растяжение)

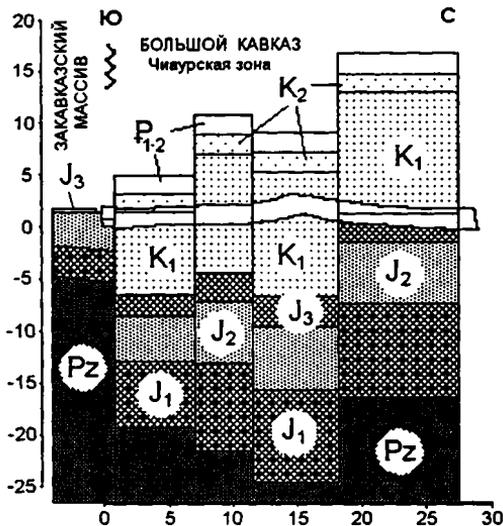


Рис. 2. Построение глубины залегания фундамента (J_1/Pz) для четырех ячеек Чивурской зоны
Пояснения см. в тексте

(наклон осевых плоскостей складок, наклон зеркала складок, величина укорочения структуры в направлении, перпендикулярном осевой плоскости, длина отрезка профиля и наклон этого отрезка). По этим данным были построены современный и восстановленный профили с учетом смещений по разломам. Было определено, что величина сокращения в целом для ЧЗ составила 0,452 (отношение современной длины к доскладчатой L_1/L_0 , $L_1=28155$ м, $L_0=62308$ м). Предположительно выделенные четыре участка в ранге структурной ячейки (от ядра антиклинория до ядра синклинория) имели величины сокращения (с юга на север) 0,563; 0,419; 0,400; 0,406.

ЧЗ перед складкообразованием представляла собой линзу осадков с поперечным сечением 62×15 км (включая обнаженную часть разреза мощностью около 7 км, а также подстилающие 6–7 км осадков и размывы толщи – около 1 км). По известным вертикальным и горизонтальным размерам линз четырех структурных ячеек и по величинам их сокращения были получены новые последеформационные колонны с определенной вертикальной мощностью. Для построения глубины залегания раздела чехол–фундамент вертикальное положение новых колонн было подобрано таким образом, чтобы их стратиграфический уровень совпадал с современным средним для ячейки (рис. 2). Одновременно верхние части четырех колонн заняли такие позиции, в которых могли находиться верхние части осадков, если бы деформации колонн были

однородны и отсутствовала денудация. Выявлено очень глубокое залегание раздела чехол–фундамент (от 17 до 25 км), которое никак не согласуется с известными моделями строения БК; для них характерны глубины этого раздела 5–10 км. Построенная ранее на этих же принципах общая модель строения БК; в которой фундамент погружается с севера на юг от 5 до 25–30 км получила подтверждение по геофизическим данным [4]. Если сравнивать достоверность предлагаемых разрезов и традиционных моделей, то первые являются балансированными и более точными, а вторые [1, 3] не являются результатами точного построения. В частности, структура сочленения БК и ЗМ может быть только сбросом с амплитудой около 15 км по кровле фундамента (см. рис. 2). Соответственно, общепринятая коллизийная схема [1] не может быть реальной.

Литература

1. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94–106.
2. Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
3. Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
4. Яковлев Ф.Л. Исследования процессов и механизмов развития пликтивных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 311–332.
5. Yakovlev F.L., Voitenko V.N. Application of strain-analysis for measurement of deformations in different-scale folded structures. // The materials of VII International symposium «Regularity of structure and evolution of geospheres», Vladivostok, 20-25 September 2005 (in press).

Г.П. Яроцкий¹

Земная кора и четвертичный кислый вулканизм Камчатки

Кислый вулканизм Камчатки является своеобразным экзотом её вулканических поясов, что объясняется либо цикличностью собственно процессов вулканизма [1], либо особым взаимоотношением действующих базальтовых вулканов и площадей кислого вулканизма [2]. В Восточно-Камчатском вулканическом поясе (ВКВП) кислый четвертичный вулканизм проявлен отдельными его звеньями, которые геоморфологически в пространстве совпадают с Восточными заливами: Кроноцким, Авачинским, бухты Вестник. Масштабы проявления четвертичных кислых эффузивно-пирокластических комплексов наибольшие на севере пояса и уменьшаются к южной оконечности Камчатки, где пояс на суше оканчивается. Высказано также мнение о наложении площадей кислого четвертичного вулканизма продольной региональной структуры вулканического пояса на поперечные структуры его фундаменты-прогибы [3] (понятие поперечных структур не приводится), что является более бла-

¹ Институт вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

гтоворной попыткой связи процесса извержения кислого материала с тектоникой. Нами рассматривается возможная связь кислого вулканизма Восточно- и Центрально-Камчатского вулканических поясов (ЦКВП) с позиции становления земной коры на окраине Азиатского континента, развивавшейся под влиянием геодинамических процессов сети планетарной трещиноватости.

Вся геологическая история становления Камчатки и Корякии, равно как и всей зоны перехода от Азиатского континента к океану, происходила под воздействием диагональной и ортогональной сетей планетарной трещиноватости, начиная с позднего мела и вплоть до настоящего времени. Примерами являются Курилы, Япония, Тайвань, Индонезия, Новая Зеландия, Камчатка и Корякия. По нашему мнению, первая система определила продольную и поперечную зональность региональных структур всей зоны перехода от континента к океану, роль второй представляется, при современном уровне знаний, второстепенной, осложняющей картину мироздания суши и дна прилегающих внутренних морей. Представление о роли северо-западных дислокаций в зоне перехода отражены в разработках автора представлений о глыбово-клавишной структуре земной коры Корякско-Камчатского региона [4, 5], получивших лавину прямых и косвенных аргументов в последнее десятилетие [6–10].

Самой яркой примечательностью побережья зоны перехода является его конфигурация: чередование заливов и полуостровов. (Удивительно, но объяснение этому геоморфологическому феномену в работах нам найти не удалось). Соотнесение положения заливов и полуостровов с региональными продольными структурами, включая как вулканические пояса и выступы мезозойского и кристаллического фундамента (срединных массивов), так и разделяющие их структуры (прогибы и впадины), показало, что в последних проявлена столь же яркая их особенность: чередование по простиранию вещественных и физических характеристик слагающих их комплексов [6, 11]. Это чередование отражает продольную зональность вещества, которая очевидно обусловлена тектоникой процессов его становления как в условиях водных бассейнов, так и на суше.

Причина продольной зональности первоначально была установлена по характеристикам геофизических полей региональных гравиметрической и аэромагнитных съёмок [4]. Выяснилось, что для продольных структур ЦКВП и ВКВП, Западно-, Центрально- и Восточно-Камчатских прогибов, структур Корякии протяжённостью в сотни километров их индикационные признаки не выдерживались по простиранию, меняясь через определённые интервалы. Невыдержанность признаков по простиранию является отражением существования поперечных границ вещественного раздела одноуровневой продольной структуры. Выявленные геофизические признаки поперечных нарушений сплошности вещества продольных структур сопоставлены с элементами речной сети и рельефом, геологическими данными, что привело к формулировке существования поперечных структур в ранге разломов и структурных

надразломных и приразломных дислокаций. Их совокупные индикационные признаки имеют ширину до 25 км, прослежены на суше Камчатки и Корякии и в прилегающих акваториях Тихого океана, Берингова и Охотского морей [7, 8, 12]. В геоморфологическом пространстве они являются линиями, разграничивающими полуострова и заливы со стороны океана и Охотского моря и интерпретируются разломными зонами. Высказанное ранее предположение о их падении под полуострова нашли ряд подтверждений на Охотских геотраверсах [7,8].

Разломные зоны отражают глубинные разломы – сквозькоровые (более мелкого ранга – коровые), на полуостровах формируют глубинные клинья, на сопредельных заливах – глубинные трапеции. Расстояния между разломами отражают симметрию подобия, и от залива Камбального – на юге Корякско-Камчатского региона до р. Опухи – на севере по оси олигоцен-четвертичных вулканитов равны: 75, 83, 90, 105, 112, 120, 82, 75, 90, 135, 75, 120, 135, 142, 165 (?) км (расстояния даны по перпендикуляру между разломами).

Разломные зоны на материковой части прослежены по совокупности геолого-геофизических характеристик от побережья Берингового моря через комплексы Олюторской, Центрально-Корякской, Пенжинской, Гижигинской структурно-формационных зон и далее в комплексах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [11], устанавливаются и к северу от р. Опухи вплоть до оконечности Чукотки. Возраст разломов – доверхнемеловой, их геотектоническая роль – в разграничении механизмов разнонаправленных движений на окраине континента на всём протяжении геологической истории формирования её коры от мыса Лопатки до мыса Дежнёва, контролируя, тем самым, осадконакопление, в том числе вулканогенное, в сопредельных структурах, находящихся в режимах поднятия и опускания. В минерагеническом отношении роль поперечных северо-западных разломных зон состоит в функции региональных геохимических барьеров, локализующих в комплексах коры рудные районы и провинции. Анализ распределения полезных ископаемых Японии, Курил, Камчатки, Корякии и Чукотки, в контексте их положения в схеме поперечных разломов, показал, что, как и расстояния между разломами, так и размеры минерагенических таксонов, заключённых между ними, являются предельными и дискретными. Площадь рудных районов на этой территории зоны перехода составляет 4,0–7,5 тыс. км² [5], при этом для Японии этот таксон установлен по контурам обработанных месторождений [14].

Разломы являются долгоживущими и активизированы постоянно, возобновляясь в качестве границ сопредельных глыб коры, в том числе формирующейся, которые находятся в режиме воздымания и опускания. В силу нарушения изостатического равновесия в тихоокеанской части региона юго-восточные окончания глыб, представленных полуостровами и заливами, находятся под воздействием сил, направленных на его восстановление, т.е. относительно свободны в субвертикальных движе-

ниях. Очевидно, что на движение влияют и тектонические движения в сейсмофокальной зоне. По мере удаления от океана на северо-запад подвижность глыб уменьшается. Таким образом, кора приобретает глыбово-клавишную структуру.

Как известно, возникновение разломов и их расположение отвечает законам деформации твёрдого тела [15]. При деформируемых напряжениях возникают стоячие волны напряжений с образованием в теле пучностей и узлов, что приводит к возникновению симметрично-неравномерного распределения динамических деформаций. В местах пучности стоячих волн – максимальная интенсивность колебаний и плотность энергии, в узлах – они минимальны. Зоны пучности – зоны тектонических нарушений вещества земной коры, в узлах – сохраняются монолитные недеформированные его толщи. При деформации однородного твёрдого тела длина механической волны зависит от его мощности, что отражается в положении мест пучности и узлов стоячих волн. Вышеуказанные расстояния между зонами северо-западных разломов в Корякско-Камчатском регионе отражают волновую картину деформации твёрдой коры с максимальными интервалами, приуроченными к глыбам: Шипунского полуострова (112 км), Кроноцкого залива (127 км), Кроноцкого полуострова (120 км), Озерного полуострова (135 км), что согласуется с мощностью земной коры [12]. Увеличение расстояния между разломами на материковой части – к северо-востоку от р. Анапки (60° с.ш.), также согласуется с мощностью коры континентального типа [13], а кровля верхнемелового и кристаллического фундаментов имеет ярко выраженную ундуляцию в северо-восточном направлении, также отражая в общем виде закономерную связь с воздымающимися глыбами полуостровов и погружающимися – заливов.

В контексте глыбово-клавишного строения коры находят объяснение положение и механизм кислого четвертичного вулканизма ВКВП. Обширные поля дацитов и риолитов приурочены исключительно к юго-восточным окончаниям опускающихся глыб Восточных заливов. Глыба Кроноцкого залива представлена ярким прямоугольником северо-восточного простирания, образованным долиной реки Жупановой и берегом океана. На севере и юге он граничит с массивами четвертичных базальтовых вулканов полуостровов Кроноцкий и Шипунский. На территории дацитов и риолитов [6, 11] – самые мощные геотермальные системы кальдеры Крашенинникова, Узон-Гейзерной, Больше-Семячикской, Карымского вулкана и озера. Воды их 14 источников подавляющего азотного состава с повышенным содержанием марганца и алюминия. Аналог кислого звена пояса с подобными характеристиками вулканизма, соотношением с базальтовым ограничивающим вулканизмом, с подобными характеристиками вещества, рельефа и мощности геотермальных систем установлен [3] на острове Северном (Новая Зеландия) как вулканическая зона Таупо. Она также приурочена к опущенной глыбе залива Хоук, заключённого между полуостровами Махиа и Киднапперс.

Далее к югу в ВКВП, через воздымающуюся глыбу п-ова Кроноцкий, расположено окончание опускающейся глыбы Авачинского залива. На её площади, на склонах Мутновского и Гореловского вулканов воздымающейся глыбы Восточных мысов Пираткова, Крестового, Ходжелейка, картируются обширные поля плейстоцен-эоплейстоценовой риодацитовой формации с кальдерой Горелого, Мутновского [10], с высокотемпературными системами Верхнепаратунской, Большебанной, Карымшинской, Мутновской с азотными водами и повышенным содержанием марганца, алюминия.

Далее к югу, через поднятую глыбу Восточных мысов, расположено южное окончание опускающейся глыбы бухты Вестник. В ней – обширные четвертичные покровы дацитов и риолитов, окаймляющих базальтовые покровы вулканов Желтовского, Ильпнского, северо-восточные отроги вулкана Кошелёва, а также подавляюще кислые комплексы плиоцена Голыгинских гор. С ними связаны высокотемпературные гидротермальные системы – Паужетская, Северо-Камбальная, Кошелёвская. Воды их 17 источников – азотные, редко – азотно-метановые с повышенным содержанием марганца.

Четвертичный кислый вулканизм не только прерогатива ВКВП. В ЦКВП в базальтовых комплексах Ичинского четвертичного вулкана картируются его кальдера с покровами игнимбритов и кислых туфов, дацитов и риолитов – они расположены к опущенной глыбе Кроноцкого залива. К северу, через поднятую глыбу Камчатского полуострова, в зоне разлома, разграничивающего её от опущенной глыбы Камчатского залива, картируются в окрестностях горы Алней в кальдерах риолиты и дациты. На этой части опущенной глыбы воды 19 термальных источников подавляюще азотного либо азотно-улекислого состава [6].

Для всех площадей развития кислого четвертичного вулканизма вулканических поясов Камчатки общими чертами являются одни и те же взаимоотношения с базальтовыми вулканами, равно как газовый состав и высокие температуры вод источников. Обращает внимание также то, что и несколько более древний – миоцен-плиоценовый, плиоценовый, плиоцен-эоплейстоценовый кислый вулканизм (игнимбриты дацитов, дациты, риодациты, риолиты), покровный, субвулканический, в обоих поясах пространственно приурочен как к воздымающимся, так и к опускающимся глыбам коры.

По совокупности факторов предлагается концепция возвратно-компенсационного вулканизма в тылу вулканических поясов Камчатки, как реакция на нарушение изостатического равновесия в глыбах. Вулканизм в сопредельных глыбах влиял на накопление осадков в том числе вулканогенных, до определённого времени, когда излияния и снос наращивали кору в условиях погружающихся глыб. В них происходило извержение кислых вулканитов, источником которого служил более мощный кислый слой коры, что приводило к нарушению изостази. Оно вызвало в сопредельных выжимаемых глыбах полуостровов компенса-

ционное излияния стратовулканами основного вулканизма, способных за счёт более высокой плотности вещества замедлить это воздымание. Начинается обратный процесс погружение глыбы полуостровов. Он приводит к глубинному сжиманию трапеций заливов и появлению выталкивающих сил. В трапециях возникает воздымание, прекращение которого обеспечивается выбросом кислого вещества низкоплотного, но в больших объёмах. Цикличность процесса обеспечивает наращивание коры на окраине континента, возможно, на всём протяжении её истории.

В этом плане интересен четвертичный вулкан Хангар, расположенный среди древнейших комплексов Камчатки – в Срединном массиве. В его кальдере картируются четвертичные риолиты и дациты [6] и неоплейстоцен-голоценовые игнимбриты и туфы кислого состава, риолиты и риодациты [11]. Эти вулканы также рассматриваются как пример возвратно-компенсационного вулканизма, направленного на замедление воздымания глыбы.

Литература

1. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. С. 181–192
2. Масуренков Ю.П. Тектоническое положение и краткая история развития вулканов Восточной Камчатки // Действующие вулканы Камчатки: В 2 т. М.: Наука, 1991. Т. 2. С. 8–13.
3. Леонов В.Л. Поперечные структуры и их влияние на развитие четвертичного вулканизма // Материалы Всероссийского совещания «Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики»: В 3 т. Магадан, 2003. Т.1. С. 159–162.
4. Яроцкий Г.П. Некоторые особенности геофизических полей и строения земной коры Корякско-Камчатского региона // Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса: Материалы Всесоюз. совещ. П-Камчатский, 1974. С. 44–45
5. Яроцкий Г.П. Закономерности размещения минерагенических таксонов Японо-Камчатской дуги Тихоокеанского пояса (Концепция глыбово-клавизиной тектоники окраины континента). // Материалы Всероссийского совещания №Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики»: В 3 т. Магадан, 2003. Т. 3. С. 120–122.
6. Карта полезных ископаемых Камчатской области. М-ба 1:500 000. СПб. 1999. 19л.
7. Авдейко Г.П. Тектоническая карта Охотоморского региона. М., 2000. 4 л.
8. Злобин Т.К. и др. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазосность Западно-Камчатского бассейна // Материалы Всероссийского совещания «Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики»: В 3 т. Магадан, 2003. Т. 2. С. 41–42.
9. Павлов Ю.А., Семакин В. П. Изостазия и сейсмичность Восточно-Азиатской переходной зоны // Изостазия. М.: Наука, 1973.
10. Государственная геологическая карта РФ. М-б 1:200 000. Сер. Южно-Камчатская. Листы №-57-XXVII, 1-57-XXXIII. В.С. Шеймович. М., 2000. С. 18–53.
11. Карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. М-б 1:1 500 000. СПб. 2005. 4 л.
12. Павлов Ю.А., Юнов А.О. О мощности земной коры на Камчатке // Докл. АН СССР. Т. 191. 1970. С. 194–196.
13. Мороз Ю.Ф. Строение осадочного чехла Камчатки по геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С. 59–67.
14. Муракоси И., Хасимото С. Геология и минеральные ресурсы Японии. Изд-во иностр. лит., М.: 1961. 287с.
15. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Недра. Л.: 1973. С. 62-98

Содержание

<i>Мамчик С.О.</i> Тектонический контроль накопления юрских угленосных отложений территории Припятского прогиба.....	3
<i>Манилов Ю.Ф.</i> Особенности тектоники и геодинамики Среднего Приамурья.....	6
<i>Маринин А.В.</i> К проблеме сравнения результатов исследований тектодинамики Северо-Западного Кавказа.....	10
<i>Марков А.А.</i> Прогноз крупных нефтегазовых месторождений в подсольевых отложениях западного борта Прикаспийской впадины...	12
<i>Маркус М.А.</i> Коллизионные столкновения плит Центрального Кавказа...	15
<i>Мартынова А.О.</i> О влиянии зоны Оршанского разлома на формирование карстовых западин и структуру бурогольных отложений.....	18
<i>Межеловский И.Н.</i> Новейшая и современная тектоника и геодинамика Юго-Западной Аравии.....	22
<i>Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.</i> Тектоника Горного Крыма.....	24
<i>Минаков А.Н.</i> Анализ асимметрии спрединга на хребте Гаккеля.....	28
<i>Миңц М.В.</i> Фундаментальная особенность раннедокембрийской коры – повсеместно проявленное надвиго-поддвиговое строение (раннедокембрийская кора – коллаж орогенических поясов аккреционного и коллизионного типов)	29
<i>Миңц М.В., Сулейманов А.К., Берзин Р.Г., Заможня Н.Г., Ступак В.М., Конюхов А.Н., Злобин В.Л.</i> Объемная модель глубинного строения юго-восточной части Фенноскандинавского щита: синтез результатов геологической интерпретации сейсмических образов коры (МОГТ) и геологических данных.	33
<i>Мирлин Е.Г., Кононов М.В., Миронов Ю.В.</i> Вихревые структуры океанской литосферы и проблемы динамики внутренних оболочек Земли.....	38
<i>Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б.</i> Архейский Кейвский террейн Кольского коллизиона – особая структура, длительно развивающаяся от протоплатформы к орогену.....	41
<i>Михайлов В.О., Тимошкина Е.П.</i> Геодинамическая модель формирования системы ороген – предгорный прогиб.....	44
<i>Мишин Н.И., [Степина З.А.]</i> Роль механики и динамики в теории эволюции Земли и земной коры.....	48

<i>Мухамедиев Ш.А., Белоусов Т.П., Галыбин А.Н.</i> Реконструкция полей палеонапряжений по трещиноватости осадочных пород.....	52
<i>Мухамедиев Ш.А., Галыбин А.Н.</i> Напряженное состояние в районе желоба Сунда и механизм возникновения разрывов землетрясений 26.12.04 и 28.03.05 у о-ва Суматра.....	56
<i>Наливкина Э.Б.</i> Тектоника и магматизм раннего докембрия.....	60
<i>Некрасов А.И., Ганеев А.Ш.</i> Отражение коллизионной геодинамики восточной окраины Сибири в позднемезозойских магматических событиях.....	62
<i>Никишин А.М.</i> Суперконтинентальные циклы, эвстатические колебания уровня Мирового океана и геологическая история воды на Земле.....	67
<i>Никишин А.М., Ершов А.В.</i> Строение и происхождение Западно-Кубанского и Туапсинского краевых прогибов на основе анализа сейсмогеологических трансектов.....	71
<i>Никонов А.А.</i> Новейшая и молодая тектоническая активизация юго-восточной периферии Фенноскандинавского кратона – новая ступень познания.....	74
<i>Осокина Д.Н.</i> Изучение областей разрушения в зоне влияния разлома и связи их геометрии с параметрами прочности геосреды и регионального поля напряжений на основе расчета кулоновых напряжений. Математическое моделирование.....	77
<i>Павленкова Г.А.</i> Строение земной коры и верхней мантии по сейсмическому профилю Мурманск–Кызыл.....	82
<i>Павленкова Н.И.</i> Структура тектоносферы и проблемы формирования крупных месторождений.....	85
<i>Павлов В.Э.</i> Место рождения Сибирской платформы.....	88
<i>Паланджян С.А.</i> Сиалические и симатические фронты активной окраины Восточной Азии в позднем мезозое – кайнозое.....	91
<i>Паталаха Е.И.</i> Украинский щит – продукт субдукционно-плюмовой тектоники неогена.....	94
<i>Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.</i> Террейновая тектоника – показатель турбулентных (вихревых) течений в астеносфере.....	97
<i>Пестрикова Н.Л., Обжиров А.И.</i> Разрушение газогидратов и аномальные поля метана в Охотоморском регионе как результат его сейсмотектонической активизации.....	100
<i>Пивченко Е.В.</i> Пояса гряд на поверхности Венеры: общие закономерности распространения и возможный механизм образования.....	103
<i>Пийп В.Б., Вэн Шань.</i> Отображение глубинной структуры верхней мантии Сибири на сейсмических разрезах по сверхдлинным профилям.....	106
<i>Подурушин В.Ф.</i> Геодинамические волны как результат воздействия мантийного плюма на литосферу (на примере триасово-юрской эволюции Западно-Сибирской плиты).....	110

<i>Подурушин В.Ф.</i> Геодинамические волны как следствие коллизионного столкновения литосферных плит.....	113
<i>Полетаев А.И.</i> Линеаментогенез и этногенез Восточного полушария Земли.....	115
<i>Попков В. И.</i> Геодинамическая обстановка формирования структуры Черноморско-Каспийского региона.....	118
<i>Прокотьев А.В., Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Третьяков Ф.Ф., Гамянин Г.Н., Алпатов В.В.</i> Тектоника зон интерференции синхронных геодинамических событий (на примере взаимодействия окраины Северо-Азиатского кратона, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента).....	119
<i>Пучков В.Н.</i> Палеогеодинамика Тимано-Уральской области в позднем протерозое – раннем палеозое.....	123
<i>Расказов С.В.</i> События позднего мезозоя–кайнозоя на межплитных границах Азии как спусковой механизм тектонических и магматических событий ее внутренних частей.....	126
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Взаимоотношение хрупкого разрушения и квазипластического деформирования горных пород и новая модель подготовки землетрясения.....	129
<i>Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Осокина Д.Н.</i> Напряжения в области подготовки Суматранского землетрясения 26.12.2004.....	134
<i>Рихтер Я.А.</i> О природе сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины.....	138
<i>Родкин М.В.</i> Применение спутниковых альтиметрических измерений для геодинамических исследований, пример Каспийского региона....	143
<i>Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.</i> Исследования по международной программе «Континентальные окраины».....	146
<i>Розен О.М., Манаков А.В., Серенко В.П.</i> Алмазонасный архейский литосферный киль и палеопротерозойский коллизионный ороген Якутской кимберлитовой провинции.....	149
<i>Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф.</i> Амурская литосферная плита и горячее поле мантии.....	152
<i>Романько А.Е.</i> Ошибочность тектономагматической интерпретации некоторых колчеданов (опыт осторожной переоценки представления)	155
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Степанов С.С., Базери Х.</i> Разновозрастные подвижные пояса: развитие, магнообразование, минерагенические аспекты, трудности интерпретации.....	156
<i>Романюк Т.В.</i> Закономерности мезозойско-кайнозойской геодинамической эволюции западных окраин Северной и Южной Америк: детали разрушения слэба плиты Фараллон.....	160
<i>Рудаков С.Г.</i> Распад суперконтинента Родиния и формирование планетарной океанской системы в подвижных поясах как геодинамически связанные процессы позднего рифея – венда.....	164

<i>Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г., Некрасов Г.Е.</i> Тектоника Джидино-Багдаринской герцинской складчатой системы (Западное Забайкалье)	165
<i>Самыгин С.Г.</i> Изменение тектонических процессов вдоль Урала в раннем–среднем палеозое.....	169
<i>Сандула А.Н.</i> Влияние тектоники на формирование известняковых брекчий карбона Печорского Урала	174
<i>Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э., Девершер Ж.</i> Соотношение современных сейсмогенных и тектонических деформаций земной коры в периферийной части зоны Индо-Азиатской коллизии.....	179
<i>Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г.</i> Щелочно-лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской офиолитовой зоны Закавказья: тектонический аспект.....	183
<i>Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В.</i> Тектономагматический каркас Фенноскандинавского щита и его значение в интерпретации глубинного строения земной коры.....	185
<i>Свяжина И.А., Петров Г.А.</i> Проблема аномальных палеомагнитных полюсов палеозоя Урала.....	189
<i>Сегалович В.И., Волож Ю.А., Антипов М.П., Васильев О.А.</i> Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии.....	192
<i>Семинский К.Ж.</i> Иерархическая соподчиненность в зонно-блоковой структуре литосферы Азии.....	194
<i>Сеначин В.Н.</i> Тектоническая природа аномалий глубины «свободной поверхности мантии» активных окраин (на примере Охотоморского региона)	198
<i>Сизых В.И., Вахромеев А.Г., Дудкин О.В.</i> Эпохи активизации и нефтегазоносность Сибирского кратона.....	201
<i>Сизых В.И., Дудкин О.В.</i> Унаследованный характер новейших тектонических тектонических структур и рельефа южной окраины Сибирской платформы.....	207
<i>Симонов В.А.</i> Палеогеодинамические обстановки формирования структур древних океанов: данные по расплавленным включениям в минералах.....	212
<i>Симонов Д.А., Захаров В.С., Лю С.</i> Методики анализа современных дискретных движений блоков геодинамических активных областей п данным GPS (на примере Эгейско-Анатолийского региона).....	215
<i>Синцов А.В.</i> Структурная эволюция Байкало-Патомской складчатой дуги.....	219
<i>Сиротин В.И.</i> Об основных этапах доархейской истории Земли и предпосылках зарождения жизни.....	223

<i>Скляров Е.В., Федоровский В.С.</i> Синметаморфический магматический минглинг как индикатор коллапса раннепалеозойской коллизийной системы Западного Прибайкалья	226
<i>Скринник Л.И.</i> Отражение Индо-Евразийской коллизии в структурах Северного Тянь-Шаня и Юго-Восточного Казахстана.....	228
<i>Скуфьин П.К.</i> Эруптивные центры ареального базальтового вулканизма в раннепротерозойской Печенгской структуре (Кольский полуостров)	231
<i>Слабунов А.И.</i> Беломорский подвижный пояс Фенноскандинавского щита – архейский коллизийный ороген.....	235
<i>Славинский В.В.</i> Охлаждение континентальной литосферы по данным ксенолит-алмазной термобарометрии.....	239
<i>Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В., Кравченко А.А., Травин А.В., Шапорина М.Н.</i> Синколлизийные базиты и ультрабазиты палеопротерозоя Алдано-Станового щита.....	242
<i>Смирнов А.В., Коробкин В.В., Рафаилович М.С.</i> Тектоника, геодинамика и минерагения Южного Урала, Северного Тянь-Шаня и Юго-Западного Алтая.....	246
<i>Смирнова М.Н.</i> Сейсмическая активность бассейнов Pull-Apart.....	252
<i>Смойловский О.А., Зверев С.М.</i> Блоковая структура земной коры Кипрской дуги по данным сейсмических исследований методами НСП, ОГТ и ГСЗ.....	254
<i>Соколов В.Б.</i> Строение блоков континентальной земной коры и разделяющих их зон по результатам комплексных геофизических исследований.....	258
<i>Сомин М.Л.</i> Большой Кавказ доальпийский и альпийский: пример связи между структурообразованием и эндогенной активностью.....	261
<i>Спектор В.Б., Спектор В.В.</i> Четвертичная тектоника Центрально-Якутской равнины.....	264
<i>Старосельцев В.С.</i> Тектонический контроль размещения сульфидных медно-никелево-платиновых месторождений Сибирской платформы	265
<i>Степанец В.Г.</i> Геодинамика лланвирнских суперплюмовых (?) базальтоидов: фрагменты коры спредингового задугового бассейна Северо-Востока Центрального Казахстана на примере аллохтонов гор Агырек	269
<i>Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И., Котляр И.Н.</i> Особенности строения и вулканизма хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море).....	273
<i>Сыстра Ю.Й.</i> Каледонский коллизийный ороген Скандинавии: история становления.....	277
<i>Тараско Д.А., Симонов В.А., Котляров А.В.</i> Магматические комплексы Тесхемского и Чонсаирского участков в истории формирования Агардагского палеобассейна.....	280

<i>Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю.</i> Опыт прогнозирования сейсмичности на основе компьютерной программы распознавания образа «СКИД-прогноз»	282
<i>Тверитинова Т.Ю., Викулин А.В.</i> Вихревые системы литосферы.....	286
<i>Тевелев Ал.В., Правикова Н.В.</i> Судетский тектогенез на Южном Урале: масштабы и роль в формировании структуры Восточно-Уральской мегазоны.....	290
<i>Тевелев Арк. В.</i> Странная кинематика сдвигов.....	294
<i>Телепин М.А.</i> Планета Земля – проблема углекислоты.....	298
<i>Тимофеев В.Ю., Шевченко Б.Ф., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г., Пересторонин А.Н.</i> Приморская сеть GPS-станций для геодинамических исследований и современная кинематика Центрального Сихотэ-Алинского разлома.....	301
<i>Тихомиров П.Л., Калинин Е.А., Накамура Э., Черепанова И.Ю.</i> Мантйные источники мелового вулканизма Западной и Центральной Чукотки: новые данные о микроэлементном составе пород.....	305
<i>Токарский О.Г., Ваньшин Ю.В., Токарский А.О.</i> Древняя и новейшая тектоники Саратовского тектонического узла.....	309
<i>Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С., Степанова А.В.</i> О роли пластических деформаций в процессах эклогитизации.....	312
<i>Трифонов В.Г., Додонов А.Е., Артюшков Е.В., Бачманов Д.М., Миколайчук А.В., Вишняков Ф.А., Зарщиков А.А.</i> Возрастание скорости новейшего горообразования в позднем плиоцене – квартере и его причины (на примере Центрального Тянь-Шаня).....	315
<i>Трофимов В.А., Петров А.П., Романов Ю.А., Трофимова С.В.</i> Строение и геодинамика крупных тектонических элементов Волго-Камской антеклизы (по данным глубинных сейсмических исследований МОВ-ОГТ на геотраверсе «Татсейс-2003»).....	319
<i>Трубицын В.П.</i> Модель эволюции активных тектонических окраин Тихого океана.....	323
<i>Тучкова М.И., Миллер Э.Л., Джерель Дж., Торо Х.П., Амато Д., Катков С.М.</i> Палеорекострукции триасового бассейна Западной Чукотки по результатам датирования цирконов.....	324
<i>Уткин В.П.</i> Структурно-динамические условия вертикального развития Восточно-Сихотэ-Алинского магмо-металлогенического пояса	327
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Новейшая тектоническая структура и молодая геодинамика Евразийского материкового массива.....	332
<i>Филатова Н.И.</i> Неогеновая геодинамика восточной окраины Евразийской плиты: переломные этапы, их причины и структурные следствия.....	334
<i>Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И.</i> Взаимосвязь деформационных структур и оруденения в транспрессионных зонах	338

<i>Харахинов В.В.</i> Активная тектоника внутриплитных нефтегазоносных бассейнов.....	340
<i>Царев С.Е., Арзамасцев А.А., Глазнев В.Н., Травин А.В.</i> Тектонические условия проявления палеозойского щелочного магматизма северо-восточной Фенноскандии.....	344
<i>Чайковский И.И.</i> Особенности тектономагматической активизации Волго-Уральского нуклеара.....	346
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н.</i> Геодинамика формирования и раскола позднемеловой островной дуги (террейны Восточной Камчатки и Южной Корьяки)	349
<i>Чиков Б.М.</i> Основы концепции колебательных режимов геосфер.....	353
<i>Шатров В.П.</i> Восточный склон севера Урала в системе раннемезозойского планетарного рифтогенеза (к проблеме границы между Уралом и Западной Сибирью).....	357
<i>Шатров В.А., Жабин А.В., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В.</i> Глаукониты как возможные индикаторы зон повышенной проницаемости фундамента.....	361
<i>Шацкло А.В.</i> Расстояние между Чикаго и Мирным 540 миллионов лет назад.....	364
<i>Шевченко Б.Ф., Каплун В.Б.</i> Глубинная геодинамика коллизионной границы Евразийской и Амурской тектонических плит.....	368
<i>Шевченко В.И., Лукк А.А., Прилепин М.Т.</i> Плейттектоническая концепция: геодинамические реконструкции и геологическая, сейсмологическая и геодезическая реальность.....	373
<i>Шевырёв С.Л.</i> Киммерийские и альпийские рудоносные тектонические зоны на юго-востоке Воронежской антеклизы.....	376
<i>Шемпелев А.Г.</i> Прикумская система поднятий.....	378
<i>Шеремет О.Г.</i> Особенности внутриплитных, внутриплатформенных зон активного тектогенеза и их нефтегазоносность по результатам гравимагнитного дифференциального метода.....	380
<i>Шерман С.И., Борняков С.А.</i> От нестационарных моделей разломов к разрывным диссипативным структурам литосферы.....	384
<i>Шерман С.И., Савитский В.А.</i> Вариации современной активности крупнейших разломов литосферы Центральной Азии.....	387
<i>Шиловская Т.И., Шиловский А.П.</i> Строение разреза Московской синеклизы – результат позднепротерозойской–раннефанерозойской тектономагматической активности.....	391
<i>Шитлов Э.В.</i> Тектогенез Западно-Арктической континентальной окраины Евразии в эпохи становления молодых океанических бассейнов.....	392
<i>Эрнст Р., Бликер В.</i> Крупные магматические провинции и их дайковые рои: ключ к построению палеогеографической летописи Земли до 2,5 млрд лет назад.....	398

<i>Эсминцев А.Н.</i> Цикличность и пульсации Земли.....	401
<i>Эсминцев А.Н., Коншибаева Р.Б.</i> О Кокшетау-Северо-Тянь-Шанской складчатой системе.....	406
<i>Юркова Р.М., Воронин Б.И.</i> Геодинамика офиолитовых ассоциаций в преддуговых палеозонах.....	408
<i>Яковлев Ф.Л.</i> О построении рельефа поверхности раздела чехол– фундамент Большого Кавказа на основе определения величин сокращения складчатых структур	411
<i>Яроцкий Г.П.</i> Земная кора и четвертичный кислый вулканизм Камчатки.....	415



Издательство ГЕОС

издание и распространение научной литературы
лицензия комитета Российской Федерации по печати
ИД№ 01613 от 19.04.2000 г.

Издательство ГЕОС сотрудничает с Российским фондом фундаментальных исследований и другими фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов и получение цветоделенных пленок) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–6 недель) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- на основе оригинал-макетов изготавливает электронные книги со всей необходимой навигацией;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

109017, Москва, Пыжевский пер. 7, ГИН РАН, ком. 332,
Кураленко Н.П., Чистякова И.А.
Тел./факс: (095) 152-19-14,
Тел.: (095) 230-80-92, факс: (095) 951-04-43,
E-mail: geos@ginras.ru

Научное издание

**Области активного тектоногенеза
в современной и древней истории
Земли**

**Материалы
XXXIX Тектонического совещания**

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 24.12.2005
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л.
Тираж 500 экз.
Тип. зак. № 462, Москва

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92
E-mail: geos@ginras.ru
<http://www.sciencebook.ru>