



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА
1999

**ТЕКТОНИКА,
ГЕОДИНАМИКА
И ПРОЦЕССЫ
МАГМАТИЗМА
И МЕТАМОРФИЗМА**

ТОМ II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ



**ТЕКТОНИКА,
ГЕОДИНАМИКА
И ПРОЦЕССЫ МАГМАТИЗМА
И МЕТАМОРФИЗМА**

ТОМ II

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ

**МОСКВА
ГЕОС
1999**

ББК 26.3

Т 31

УДК 549.903.55(5)

Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Том II. – М.: ГЕОС, 1999. – 338 с.

ISBN 5-89118-062-6

На Совещании приоритет будет отдаваться докладам по следующим проблемам:

- общие вопросы взаимосвязи тектоники, магматизма и метаморфизма; использование данных по магматизму и метаморфизму для решения геодинамических задач;
- особенности взаимодействия тектонических, магматических и метаморфических процессов в разных оболочках литосферы;
- тектонические движения и вызывающие их причины;
- модели эволюции и строения тектонических элементов Земли по совокупности тектонических и петрологических данных;
- тектоно-магматические и метаморфические процессы и геодинамика океана;
- результаты региональных исследований по изучению связи тектоники, магматизма и метаморфизма;
- общие хронологические закономерности проявления тектоно-магматических и метаморфических процессов в истории Земли; глобальные эпохи, рубежи;
- эволюция тектоно-магматической деятельности и метаморфизма в истории Земли, нелинейные геодинамические эффекты;
- геодинамические обстановки современного и позднекайнозойского вулканизма;
- геодинамические обстановки магматизма активных континентальных окраин;
- внутриплитный магматизм и его геодинамическая природа; плюмы, горячие точки и поля; вулканические центры;
- погружение пород на глубину и выведение на поверхность (экзумация) глубинных пород и минералов;
- решение тектонических и геодинамических задач с использованием методов петрологии, изотопной геохимии, термобарометрии, термобарогеохимии;
- исследование взаимодействия тектоники, магматизма и метаморфизма с использованием физического и численного моделирования.

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Нагорный Карабах, Турагачайская зона, верховье р. Майданчай. Глыба габбро-амфиболитов в серпентинитовом меланже.

Фото Ю.В.Карякина

ББК 26.3

Т 31

ISBN 5-89118-062-6

© ГИН РАН, 1999

© ГЕОС, 1999

Параметры состояния архейской литосферы (к правомерности актуалистического подхода при исследовании геодинамических процессов в архейской тектоносфере Земли)

Тепловое состояние нашей планеты регулируется как уровнем теплогенерации, так и процессами теплопереноса и диссипации тепла через поверхность планеты. Параметры состояния литосферы Земли в архее могут быть охарактеризованы оценками, полученными на основе данных геологической летописи.

Состояние земной поверхности. Наличие пиллоу-лав и хемогенных осадков в разрезе зеленокаменного пояса (ЗП) Исуа в Гренландии свидетельствует о *наличии гидросферы* уже 3.8–3.9 млрд лет назад [8]. Идентичность этих осадков и осадков, отлагающихся в современных океанах, свидетельствует о *близких свойствах современной и архейской морской воды* [1, 2]. *Температуры воды в архейских морских бассейнах*, оцененные по кислород-изотопным отношениям в глинистых сланцах и вторичных минералах подушечных лав с возрастом около 3.5 млрд лет [3, 8] и, соответственно, *температуры поверхности раннеархейской Земли составляли 70–100°С*. Согласно [6], особенности метаморфических преобразований, кислород-изотопные отношения и степень гидратации пород в разрезе офиолитового комплекса Джеймстаун (раннеархейский ЗП Барбертон, Южная Африка) практически идентичны таковым в продуктах гидротермальных систем спрединговых зон современных океанов. Следовательно, *вулканические аппараты в раннеархейских океанах находились ниже уровня поверхности воды*. С некоторой условностью эти оценки могут быть перенесены к уровню 3.8 млрд лет (метаморфизованные пиллоу-лавы пояса Исуа [9]).

Таким образом, уже в раннем архее существовали крупные понижения земной поверхности, заполненные водой, с глубинами, которые принципиально не могут быть достигнуты в случае эпиконтинентальных бассейнов, – *аналоги современных океанов*. Геологические соотношения в ЗП архейского кратона Пилбара (Западная Австралия) указывают на существование высоко стоящей континентальной суши с гранитоидами на уровне эрозийного среза по меньшей мере 3.5 млрд лет назад [5]. В свою очередь, седиментологические данные [1] показывают, что *относительная высота материков над уровнем моря менялась весьма незначительно, начиная с 3.7 млрд лет назад*. Показателем возникновения стабильных континентальных фрагмен-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тов значительного размера является формирование внутриконтинентальных осадочных бассейнов. Наиболее древние бассейны (Витватерсранд, Понгола и Вентерсдорп, Каапваальский кратон, Южная Африка) были сформированы 3.1–2.9 млрд лет назад. Поперечные размеры Каапваальского кратона к этому времени превышали 1000 км [6]: *рубеж 3.1 млрд лет фиксирует появление континентальных образований, сопоставимых по своим размерам и стабильности с современными континентами.*

Мощности и температурные вариации в архейской континентальной коре. Признаки высокого стояния суши раннеархейского континента (кратон Пилбара), свидетельствуют и о *близкой современной мощности континентальной коры этого континента.* Распределения температур в архейской коре охарактеризованы данными о параметрах метаморфизма архейских пород. Имеющиеся оценки свидетельствуют об *отсутствии существенных различий в уровне параметров метаморфизма гранулитовых ассоциаций с возрастными от раннего архея до мезозоя и кайнозоя* [7, 10]. Эти оценки характеризуют распределения температур в нижней коре во время высокотемпературного метаморфизма в интервале глубин от раздела кора–мантия до ~15–20 км: при вариациях температур от 700 до 1000°C температурный градиент в области метаморфизма ограничен 5–10°C/км. Распределение температур в соответствующих сечениях верхней коры характеризуется вариациями градиента от 25 до 100–120°C/км [10].

Особенности флюидного режима гранулитового метаморфизма также не зависят от его возраста: характерен "сухой" состав метаморфических флюидов [7 и др.]. Реликтовый метаморфизм пород в центральных частях *зеленокаменных поясов* (пренит-пумпеллиитовая фация) подобен метаморфизму современных разрезов океанической коры. Максимальный уровень последующего метаморфизма достигался в наиболее узких и/или наиболее глубоких частях межкупольных синформ. Характер метаморфической зональности указывает на латеральную неоднородность тепловых полей: сохранение "докупольных" ассоциаций свидетельствует о достаточно низкотемпературном "фоне" в периоды куполообразования; локальные значения температурных градиентов в коре варьировали от 10–15 до 40–50°/км. **Гранито-гнейсовые ассоциации**, участвующие в строении гранит-зеленокаменных областей, формировались при температурах 650–750°C при участии водного флюида. *Различия флюидного режима при формировании гранулитовых и гранито-гнейсовых ассоциаций свидетельствуют об их принадлежности латерально разобценным геодинамическим обстановкам.*

Мощности и температурные вариации в архейской субконтинентальной мантии. Очевидным свидетельством высокого уровня прогресса архейской мантии считается присутствие коматитов в разрезах ЗП. Однако их доля в вулканогенной части разрезов, в том числе в наиболее древних ЗП, не превышает 10%, в единичных случаях достигая 20–30% [6]. Одновременное участие в разрезах зеленокаменных поясов как коматитовых, так и то-

леитовых, известково-щелочных и незначительных количеств щелочных лав указывает на *значительную тепловую неоднородность архейской, в том числе и раннеархейской, мантии*. Оценки *мощности архейской литосферы* получены для Каапваальского кратона. Мантийные ксенолиты в кимберлитах этого региона образованы метаморфизованными перидотитами и эклогитами. Алмазы с перидотитовыми включениями датированы 3.3–3.2 млрд лет [4]. Следовательно, к этому времени *литосферный "киль" под формирующимся Каапваальским кратоном достигал мощности 150–200 км* [6]. Сходные данные получены по кимберлитовым трубкам Сибири.

Таким образом, во многих отношениях параметры состояния верхних оболочек Земли в раннем архее были весьма близки современным. По крайней мере к 3.0 млрд лет архейские "континенты" в отношении таких параметров, как размеры, мощность коры и литосферы и распределение температур, были подобны современным. Следовательно, *температуры в нисходящих мантийных потоках в это время также были подобны современным*. Из этого, в свою очередь, следует, что *архейские континенты, по крайней мере, к 3.0 млрд лет характеризовались жесткостью, в целом также отвечающей значениям этого параметра для современных континентальных плит*.

Приведенные оценки свидетельствуют о том, что часто выдвигаемые предположения о кардинальных различиях состояния земной поверхности, мощности и температур континентальной коры и литосферы в раннем архее и в настоящее время существенно преувеличены. *Имеющиеся к настоящему времени эмпирические оценки состояния верхних оболочек Земли вполне позволяют предполагать функционирование механизмов тектоники плит с 3.9–3.8 млрд лет, за исключением внутриконтинентальных процессов, которые уверенно распознаются лишь с рубежа 3.1–2.9 млрд лет*.

Литература

1. Конди К.С. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
2. Розен О.М. Литогенез на ранней Земле (состав осадков и областей размыва, условия экзогенеза) // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 9. М.: Наука, 1984. С. 73–89.
3. Смит Х.С., О'Нил Дж.Р., Эрланк А.Дж. Изотопный состав кислорода минералов и горных пород и характер химического изменения подушечных лав зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка // Геохимия архея: Происхождение и эволюция архейской континентальной коры. М.: Мир, 1987. С. 147–172.
4. Boyd F.R., Gurney J.J., Richardson S.H. Evidence for a 150–200-km thick Archaean lithosphere from diamond-inclusion thermobarometry // Nature. 1985. Vol. 315. P. 387–389.
5. Brick R., Thorne J.R., McNaughton N.J., Smith J.B., Barley M.E., Savage M. Record of emergent continental crust c.3.5 billion years ago in the Pilbara craton of Australia // Nature. 1995. Vol. 375, 15 June. P. 574–577.
6. de Wit M.J., Ashwal L.D. Greenstone belts: what are they? // South Afr. Journ. Geol. 1995. Vol. 98, № 4. P. 505–520.
7. Harley S.L. The origin of granulites: A metamorphic perspective // Geol.Mag. 1989. Vol. 126. P.215–247.

8. *Knauth L.P., Lowe D.R.* Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Onverwacht Group, Transvaal, South Africa, with implications for secular variations in the isotopic composition of cherts // *Earth Planet Sci. Lett.* 1978. Vol. 41. P. 209–222.

9. *Mariyama S., Masuda T., Appel P.* The earliest records on oceanic and continental crusts from 3.8 Ga accretionary complex, Isua, Greenland: 29th Inter. Geol. Congress: Abstracts. Kyoto, Japan. 1992. Vol. 1/3. P. 5.

10. *Mints M.V., Konilov A.N.* Thermal structure of the crust during granulite metamorphism: petrological speculations and geodynamic implications // *Proceedings of the NIPR Symposium on Origin and Evolution of Continents*, 13-14 October 1997. Tokyo, NIPR. 1998 (in press).

А.Н.Митрохин, Г.Р.Саядян¹

Криничный сдвиговый рудно-магматический дуплекс растяжения (Южное Приморье)

Исследования мелового тектогенеза Амуру-Уссурийского региона [1–3 и др.] показывают, что миграция и локализация растворов и расплавов в земной коре происходили в это время в условиях левосторонней активизации ССВ разломов сдвиговых систем Сихотэ-Алиня и Тань-Лу под действием ССЗ (340–350°) сжатия. Установлено, что присущая сдвиговым зонам последовательность усложнения их инфраструктуры [1–4 и др.] предопределила закономерности обособления и наложения друг на друга разновременных рудно-магматических ассоциаций через возрастную и иерархическую соподчиненность рудо- и мажмоконтролирующих синсдвиговых структур [2, 3]. Это позволяет подходить комплексно к решению (как на региональном, так и локальном уровне) различных проблем взаимодействия эндогенных процессов, имевших место в эпоху меловой тектономагматической активизации.

Так, делая пространственно-временные срезы структурных ансамблей согласно имеющимся данным по возрасту и составу рудно-магматических комплексов, мы можем более углубленно изучать сами сдвиговые дислокации. И наоборот, использование структурно-геодинамических критериев позволяет уточнять характер парагенетических связей между магматизмом и сопутствующим оруденением. Во всяком случае, именно этот подход позволяет успешно изучать структурные рудно-магматические ансамбли, в которых пространственное обособление эндогенного вещества обуславливалось перестройкой полей напряжений (транстенсивной или транспрессивной) в зонах динамического влияния сдвигов, что получило название рудно-магматической динамозональности [5].

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

Ее изучение и дает возможность проследить последовательность усложнения структурных рисунков и наложения рудно-магматических ассоциаций на той или иной стадии развития указанных динамически неоднородных участков земной коры. Объектами, весьма перспективными для этого, являются сдвиговые рудоносные и рудно-магматические дуплексы растяжения [6, 7 и др.], в том числе и рассматриваемый нами Криничный золотоносный дуплекс [6, 8, 9]. Он расположен на северном фланге Аскольдовской ССВ (25–30°) сдвиговой зоны (АСЗ), входящей в состав сдвиговой системы Сихотэ-Алиня [1–3].

Дуплекс представляет собой область левоступенчатого перекрытия (с шагом около 1.5 км) двух крупных сместителей – Криничного-I (К-I) и Криничного-II (К-II) (схема). Дуплекс контролирует одноименный массив альбеноманских гранитоидов, имеющий зональное строение: от его периферии к центру фашиально сменяют друг друга кварцевые диориты, гранодиориты и адаметлиты (I фаза гранодиорит-гранитного интрузивного комплекса – ИК – К-На серии пород нормального ряда). Перечисленные породы вмещают дорудные дайки лейкократовых гранитов (II фаза ИК), золотоносный линейный штокверк из малосульфидных кварцевых жил Криничного месторождения и пострудные дайки палеогеновых андезито-базальтов (андезитобазальтовый дайковый комплекс – ДК – На серии). И дайки и жилы выполняют крутопадающие СЗ (300–350°) оперяющие разрывы сколового генезиса. Исследования показали, что установленная ранее [9] последовательность локализации рудно-магматического вещества отражает этапы развития рассматриваемого дуплекса, которое в целом сходно с более детально изученными объектами такого рода [4, 6, 7 и др.]. Дуплекс растяжения напоминает известное сочетание скол–раздвиг–скол [1–4 и др.]. Только в отличие от последнего на начальном этапе формирования дуплекса эффект растяжения вызывается локальной перестройкой в зоне междвигового перекрытия внешнего поля напряжений, порождаемой изначально левоступенчатым расположением левых сдвигов.

Эта перестройка происходит здесь путем несоосного наложения друг на друга смежных областей дополнительного тылового растяжения, генерируемого сдвигами даже при незначительной первичной их активизации. В результате зона перекрытия полностью обособляется от внешнего поля напряжений по системе субпараллельных внешнему сжатию разрывов.

В дальнейшем, на этапе смыкания сдвигов, содвиговое растяжение реализуется через постепенное усложнение рисунка зоны перекрытия путем формирования систем сколов высоких порядков, по которым рассредоточивается основное смещение. На начальный этап становления рассматриваемого дуплекса приходится I фаза гранодиорит-гранитного ИК, а процесс смыкания левых сдвигов К-I и К-II отслеживается II фазой ИК и этапом формирования штокверкового оруденения. Причем наблюдаемое зональное строение Криничного массива, закономерное изменение состава ИК от I фа-

зы ко II, и от нее к рудному этапу в виде наложения метасоматических и гидротермальных изменений (окварцевания, сульфидизации, кварцевых прожилков и т.п.) на дайки лейкократовых гранитов четко отражают непрерывность протекания дислокационного процесса. Она выражается в постоянном сохранении в зоне междвигового перекрытия обстановки содвигового растяжения при характерном для дуплексов наследовании стиля сколовых деформаций от одной генерации разрывов к другой.

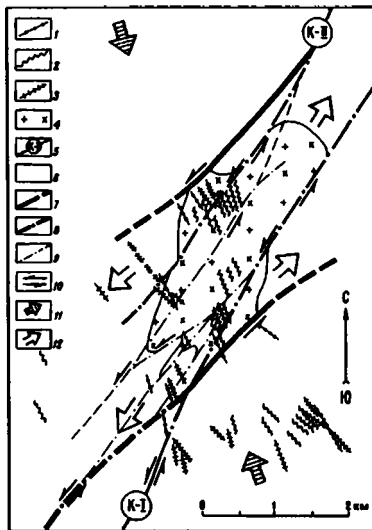


Рис. 1. Структурно-геодинамическая схема Криничного сдвигового рудно-магматического дуплекса

1 – пострудные дайки андезитобазальтового ДК; 2 – золотокварцевые зоны, жилы, прожилки; 3 – дорудные дайки кислого состава II фазы гранодиорит-гранитного ИК; 4 – гранодиориты I фазы гранодиорит-гранитного ИК (массив г. Криничной); 5 – левые сдвиги АСЗ – Криничный-I (К-I) и Криничный-II (К-II), контролирующие рудно-магматический дуплекс растяжения; 6 – вмещающие породы: диориты и диоритовые порфириды диорит-порфиритового ИК; габброиды, монцониитоиды и гранодиориты габбро-монцонит-гранодиоритового ИК; диабазы и кварцевые диабазы диабазового ДК; терригенно-осадочные породы триаса и юры; 7 – разломы головного присдвигового сжатия (левые взросо-сдвиги); 8 – прочие левые сдвиги; 9 – элементы разломной сети, предшествующие формированию сдвигов К-I и К-II; 10 – направление латеральных смещений; 11 – ориентация содвигового растяжения в дуплексе; 12 – ориентация внешнего (регионального) сжатия.

Одновременно прослеживается и тесная парагенетическая взаимосвязь проявлений гранитоидного магматизма и гидротермального оруденения как элементов единой рудно-магматической системы, последовательность локализации которых отражает направленность ее внутреннего саморазвития, тогда как, палеогеновая андезито-базальтовая магма, судя по присутствию в

дайках рудной брекчии внедрялась по уже готовой сети разрывов, сформировавшейся при меловой тектономагматической активизации АСЗ.

Литература

1. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
2. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
3. Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. СПб.: Наука, 1997. 591 с.
4. Разломобразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
5. Уткин В.П. О роли переориентировки напряжений сжатия в формировании месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 5. С. 14–29.
6. Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. Сдвиговые дуплексы и их рудоносность // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 112–114.
7. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 175–177.
8. Хомич В.Г., Саядян Г.Р. Структура Криничного золоторудного поля и особенности размещения минерализации на ее площади // Проблемы геологии, разведки и разработки полезных ископаемых. Владивосток: ДВТГУ, 1995. С. 43–49.
9. Саядян Г.Р. К соотношению магматических и рудных образований на площади Криничного золоторудного поля // Закономерности строения и эволюции геосфер: Тез. докл. Ч. 2. Владивосток: ДВО РАН, 1996. С. 66–68.

**В.М.Моралев, А.С.Балуев, М.З.Глуховский,
Е.С.Пржнялговский, Е.Н.Терехов¹**

Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы

Проявления внутриплитного магматизма в пределах древних платформ представляют большой интерес, так как включают формирование многих важных в экономическом отношении рудоносных комплексов – базит-ультрабазитовых, щелочных, кимберлитовых. Исследование тектонической эволюции главных этапов рифтогенеза и внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе (ВЕП), относящихся к рифею и среднему палеозою, позволяет наметить некоторые важные черты геодинамической природы тектонической подвижности земной коры ВЕП [1], определяемые строением кристаллического фундамента, особенностями истории дрейфа литосферной плиты и ее взаимодействия с другими плитами [2].

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

Выполненная нами компьютерная обработка синтезированной карты линейных элементов, расшифрованных многими геологами на космических снимках территории ВЕП, дала возможность получить производные карты плотностей, анизотропии и ориентировки преобладающих линейных элементов. Анализ полученных карт, в свою очередь, позволил с достаточно высокой надежностью показать, что зоны высоких и максимальных значений плотностей линейных элементов довольно хорошо совпадают с палеорифтовыми структурами чехла, заложившимися в рифее и активизированными в среднем палеозое.

Анализ расположения рифтовых структур по отношению к наиболее крупным структурным единицам фундамента, в качестве которых нами рассматривались сиалические ядра (нуклеары), показал их приуроченность на Восточно-Европейской и Сибирской платформах к радиальным или периферическим кольцевым разломам нуклеаров. Эти разломы могут, следовательно, считаться относительно ослабленными зонами кристаллического фундамента платформ, представляющими собой элементы структурных парагенезисов нуклеаров, наиболее легко активизирующиеся в последующий – платформенный период развития. Генетическая связь проявлений внутриплитного магматизма с известными в настоящее время палеорифтовыми системами доказывается тем, что около 90% датированных магматических комплексов среднепалеозойского возраста и практически все рифейского возраста на ВЕП обнаруживают пространственную приуроченность к структурным элементам рифтовых систем.

Древнейшими магматическими комплексами, связанными со стадиями тектонической активизации ВЕП, являются анортозит-рапакивигранитные плутоны (АРГП). В пределах ВЕП известно более 20 АРГП, располагающихся преимущественно вблизи ее западной окраины. Все АРГП внедрились в интервале времени от 1,9–1,8 млрд лет (Восточно-Приазовский плутон) до 1,5 млрд лет (плутон Рагунда в Швеции). Плутоны имеют изометричную или овальную форму в плане и обычно окружены системами дуговых и кольцевых разломов, типичных для купольных структур, ассоциирующихся с интрузиями анорогенных гранитоидов. Геохимические особенности рапакиви показывают, что они принадлежат к плутоническим гранитам типа – А, образующимся во внутриплитной геодинамической обстановке растяжения, типичной для “горячих точек” или для рифтовых структур. Общая обстановка растяжения в пределах западной окраины ВЕП могла быть обусловлена деструкцией докембрийского суперконтинента и заложением палеорифтовых структур, частично приуроченных к зонам простого скола [3].

Процесс позднепротерозойской тектонической эволюции ВЕП может быть разделен на две стадии: первую – предрифтовую, когда заложилась региональные зоны разломов и образовались камеры родоначальных магм АРГП, и вторая – когда внедрение плутонов сопровождалось подъемом земной коры и проседанием палеорифтов. Возникновение цепочек плутонов связывается с декомпрессией верхней мантии, обусловившей выплавление и

внедрение базальтовой магмы вдоль глубоких разломов, принадлежащих к структурным парагенезисам архейских нуклеаров – радиальным или периферическим зонам разломов [4].

Палеомагнитные данные показывают, что в позднем протерозое (рифее) в интервале 1,8–1,5 млрд лет дрейф ВЕП осуществлялся в пределах “горячего пояса” ранней земли [5]. Различие во времени внедрения отдельных плутонов от южных до северных свидетельствует как о перемещении плиты, так и, по-видимому, о ее повороте по часовой стрелке. Развитие рифтовых структур ВЕП активно продолжалось в среднем и позднем рифее и также совпадало с этапами поворота плиты в процессе ее перемещения.

Эти события сопровождалась изменениями поля напряжений и режима подвижек по разломам. Следствием этих событий были изменения скоростей прогибания и седиментации в палеорифтовых бассейнах, отобразившиеся в стратиграфии выполняющих толщ. В раннепалеозойское время от кембрия до девона Восточно-Европейский континент находился в низких южных широтах, медленно смещаясь к северу через экватор. В раннем девоне (около 400 млн лет) Балтийская окраина континента пришла в соприкосновение с Лаврентией (Северо-Американской плитой) и началось формирование скандинавского пояса тектонических покровов.

Это коллизионное событие сопровождалось поворотом Евро-Американской плиты по часовой стрелке и активизацией рифтогенеза в пределах ВЕП. В средне-позднедевонское время (380–350 млн лет) давление со стороны скандинавского фронта вызвало реактивацию позднепротерозойских рифтовых структур, ориентированных под прямым углом к конвергентной границе плиты. Это относится к Онежско-Кандалакшскому, Тиманскому, Вятско-Кажимскому и Днепровско-Донецкому палеорифтам.

Геодинамическая обстановка в палеорифтовых структурах не была в это время однообразной. Некоторые из них находились в обстановке локального растяжения, другие – в режиме сдвиговых деформаций. Однако тектоническая активизация этого периода сопровождалась и значительной магматической деятельностью. Именно к этому интервалу времени 380–350 млн лет относится внедрение крупных интрузий основных, ультраосновных и щелочных пород, кимберлитов, даек основных пород, а также излияний базальтов. С магматическими комплексами этой стадии эволюции ВЕП генетически связаны хорошо известные месторождения апатита, редких металлов, карбонатитов и алмазов. Расположение среднепалеозойских рифтовых структур на всей площади платформы свидетельствует о том, что оно было унаследовано от рифейских палеорифтов [6] и, следовательно, также контролировалось структурными парагенезисами архейских нуклеаров. Однако рисунок разломов рифтов палеозойского поколения оказывается более сложным. На “плечах рифтов” развиваются системы оперяющих разломов, типичных для крупных разломов со значительной сдвиговой компонентой. Для этих зон динамического влияния рифтов характерны рои даек и группы

трубок или малых интрузий. Однако, кроме того, через некоторые интервалы вдоль простираения рифтовых структур наблюдаются системы полукольцевых концентрических разломов, к которым приурочены некоторые интрузии щелочных пород, а также поля даек без ясно выраженной определенной ориентировки отдельных тел.

Такое распределение магматических тел представляет любопытную загадку внутриплитного структурного контроля, разрешение природы которого пока не найдено. Можно полагать, что такой рисунок является признаком скачкообразного последовательного прогрессивного развития палеорифтов, сопровождавшегося накоплением мантийных расплавов на временных окончаниях палеорифтов и внедрением этих расплавов в земную кору по достижении некоторого критического уровня.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 97-05-65083 и 98-05-64737.

Литература

1. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника, 1997. № 4. С. 24–41.
2. *Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 16–27.
3. *Wernike B.* Uniforme-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. Vol. 22. P. 789–795.
4. *Балуев А.С., Глуховский М.З., Моралев В.М.* Тектонические условия формирования массивов анортозит-рапакивигранитной формации на Восточно-Европейской и Сибирской платформах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 3–15.
5. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
6. *Гарецкий Р.Г.* Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995, № 4, с. 16–28.

Ю.А.Морозов, А.И.Смульская¹

Тектонические причины объемной неоднородности метаморфизма в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины

Район Кольской сверхглубокой скважины (глубина 12262 м) дает уникальную возможность изучения неоднородности проявления метаморфических процессов в значительном объеме коры при длительной совместной

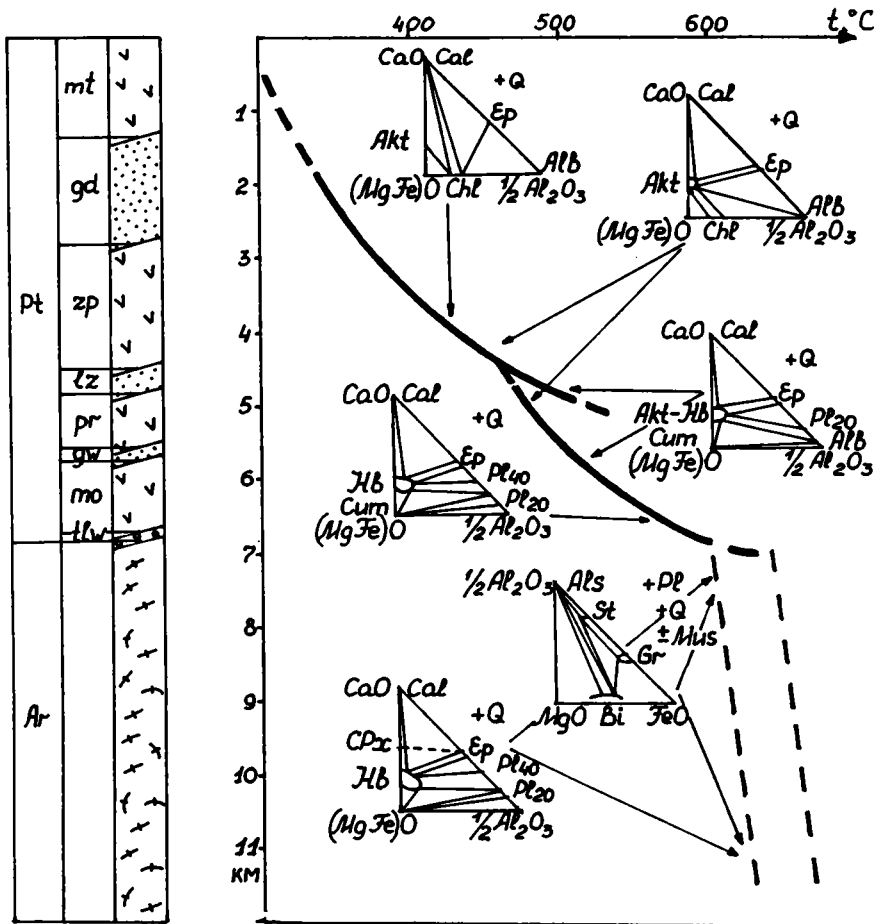
¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

эволюции протерозойского чехла (печенгский комплекс) и архейского фундамента (кольская серия). При этом оцениваются тектонические условия и причины такой неоднородности метаморфизма. Ранее было показано [1–4], что метаморфизм печенгского комплекса, как по вертикали, так и по латерали, нарастает к контакту с археем. Новые, более детальные исследования показывают, что геотермический градиент в стволе КСГС резко неоднороден и заметно отличается от градиента латеральной метаморфической зональности.

В протерозойском разрезе скважины он составляет в среднем 30–40 град/км, однако при этом дважды отмечено его значительное возрастание. Так, на глубине 4.5–5 км, где скважина пересекает зону Лучломпольского разлома, минеральные ассоциации хлорит-кальцитовой субфации зеленосланцевой фации замещаются ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации, что соответствует локальному повышению температуры метаморфизма на 70–100°. Ниже по стволу скважины, вне зоны Лучломпольского разлома, температура метаморфизма вновь соответствует уровню зеленосланцевой фации, в ее высокотемпературной актинолит-эпидотовой субфации, а затем опять нарастает с приближением к контакту с археем. Приконтактная толща печенгских вулканитов мощностью около 1 км, интенсивно рассланцована и тектонизирована. При этом она в своей верхней части метаморфизована в условиях, переходных от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, а собственно на контакте с археем мигматизирована, что соответствует геотермическому градиенту 70–80°/км. Протерозойские мигматиты здесь близки архейским по условиям образования, отчего создается видимость отсутствия какого-либо метаморфического несогласия между протерозоем и археем. Ниже, собственно в архейской части разреза скважины, вплоть до глубины 11.6 км, неоднократно встречены минеральные ассоциации со ставролитом, свидетельствующие о проградных изменениях пород фундамента при температуре около 600°.

В целом, линия вертикального геотермического градиента, отражающая распределение максимальной температуры протерозойского метаморфизма по разрезу КСГС, имеет прерывисто-ветвистый характер (рисунок) и составлена из двух фрагментов, с изменчивыми углами наклона относительно координат «температура – глубина». Архейский же метаморфизм принципиально отличен от протерозойского явной стационарностью теплового потока, неизменного во всем интервале вскрытого скважиной фундамента.

Непростая картина неравномерности метаморфических преобразований фиксируется и на поверхности в пределах геопространства КСГС. Субконцентрический характер расположения метаморфических зон в самой Печенгской структуре, с нарастанием степени метаморфизма пород от ее центральных частей к контакту с археем, с определенной симметрией в расположении высокотемпературных зон относительно ССВ оси структуры, зна-



Изменение максимальной температуры метаморфизма с глубиной в разрезе КСГС

Сплошная жирная линия – для протерозойского метаморфизма, штриховая - для архейского

чительно осложняется многочисленными локальными неоднородностями. На общем фоне зеленосланцевой фации метаморфизма спорадически, в связи с зонами рассланцевания, появляются более высокотемпературные ассоциации, вплоть до эпидот-амфиболитовой фации, из-за чего картина распределения метаморфических фаций выглядит мозаично-неоднородной. Дробность общей картины усугубляется неравномерным развитием наложенного биотита, особенно обильного в приконтактовых с археем вулканитах пенчгского комплекса. Его кристаллизация скорее всего отражает проявление

аллохимического метаморфизма, связанного с гранитизацией, на значительном удалении от ее источника.

Неравномерно проявленные следы протерозойского метаморфизма фиксируются и в пределах архейского фундамента. Температура перекристаллизации ряда минералов в гранито-гнейсах отчетливо возрастает от зеленосланцевой фации к амфиболитовой при движении от периферии геопространства к границам Печенгской структуры [4]. Такие же изменения устанавливаются и по дайкам метадолеритов в гранито-гнейсах, комагматичным вулканитам печенгского комплекса: в широкой зоне (от 4 до 10 км) вдоль северной границы Печенгской структуры дайковые породы превращены в амфиболиты [4], тогда как в прибрежной полосе Баренцева моря уровень их изменения не превышает зеленосланцевой фации. Здесь же на гранито-гнейсы и дайки метадолеритов наложена густая система линзовидно-ветвистых зон рассланцевания с образованием зеленосланцевых диафоритов.

Представленную картину трехмерной неоднородности метаморфических преобразований комплексов чехла и фундамента при их совместной эволюции в карельскую эпоху тектогенеза можно увязать с вполне очевидными деформационными событиями и целым рядом косвенных тектонических факторов. Становление метаморфической зональности в комплексе чехла с упомянутой симметрией в расположении зон относительно ССВ оси Печенгской структуры можно напрямую увязать с развитием последней как структуры пулл-апарта, формировавшейся в условиях левосдвиговой трансенсии, чему есть определенные кинематические свидетельства [5].

Как известно, развитие таких крупных бассейнов растяжения может приводить к заметному утонению коры и, как следствие, к общему подъему изотерм, оконтуривающих участки с повышенным тепловым потоком, в пределах которых помимо метаморфизма концентрируются магматические интрузии и накапливается излившийся материал [8]. В то же время, мощный вулканогенно-осадочный комплекс чехла мог создавать экранирующий эффект поступающему снизу теплу, что должно было привести к сгущению изоград у подошвы чехла и повышенному метаморфизму пород в субграничной зоне чехол-фундамент [6]. По сути дела именно такая картина и наблюдается в рассматриваемом районе. Также очевидно нарастание степени метаморфизма с глубиной и к югу, при приближении к Порьяташскому глубинному разлому, ограничивающему с юго-запада Печенгскую структуру, где, вероятно, находился очаг протерозойской гранитизации и источник поступления флюидов. Об этом свидетельствует обилие протерозойских грантоидных массивов около зоны разлома и значительные объемы мало плотного материала (гранитоидного ?) на геофизических профилях [7].

Весьма показателен и факт нарастания в том же направлении мощности зоны гранитизации вулканитов печенгского комплекса вдоль контакта чехла и фундамента от первых метров на поверхности у северного края структуры до 100 м в стволе КСГС. Корневая связь тектонизированной зоны контакта,

так же, как и зоны Лучломпольского разлома, с этим глубинным очагом гранитизации позволяет рассматривать их не просто как зоны динамометаморфизма, но и как высоко проницаемые подводящие каналы тепла и флюидов, вокруг которых происходят более глубокие изменения пород.

Работа проводится при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 97-05-64443 и 97-05-64709, а также в рамках проекта № 408 Международной программы геологической корреляции.

Литература

1. Дуж Г.Г. Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 104 с.
2. Кольская сверхглубокая. / Под ред. Е.А.Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
3. Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской СГС // Тр.ВСЕГЕИ. 1986. Т. 335.
4. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 256 с.
5. Морозов Ю.А., Смирнов Ю.П., Шолпо В.Н. Структурная организация и деформационно-вещественные неоднородности архейских толщ самого нижнего уровня ствола Кольской сверхглубокой скважины // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 1998. С. 42 – 45 (Материалы XXXI Тектонич.совещ.; Т. 2).
6. Морозов Ю.А. Региональные трансрессивные сдвиги как пути и способы выведения глубинных образований на поверхность // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 1998. С. 40–42 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
7. Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы: Лапландско – Печенгский район. / Под ред. Н.В.Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 226 с.
8. Biddle K., Christie-Blick N. (Eds). Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation // Soc. Econom. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 1985. Vol. 37. 386 p.

Ю.А.Морозов, В.Н.Шолпо¹

Деформационно-вещественные неоднородности как реперы полистадийной эволюции коры (архей кольской серии)

Целенаправленное изучение различного рода структурно-вещественных неоднородностей в метаморфических комплексах позволяет: 1) выявлять характер взаимодействия магматических, метаморфических и деформационных процессов; 2) использовать их в качестве маркирующих элементов при детальном структурно-вещественном картировании 3) отводить роль реперов в возрастной последовательности событий в эволюции коры; 4) по ним

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

восстанавливать кинематические условия формирования структуры; 5) использовать в качестве одного из знаковых признаков при проведении корреляции между различными структурно-вещественными комплексами.

Такой подход позволил подробно расшифровать весьма длительную и сложную тектонометаморфическую эволюцию значительного объема коры СЗ части Кольского полуострова (район Кольской СГС). Здесь, в кольской серии архея в системе разновозрастных и разномасштабных структурно-вещественных неоднородностей запечатлена ее многоэтапная эволюция от раннего архея до среднего палеозоя (таблица).

Весь фиксируемый ансамбль таких неоднородностей по своему генезису и кинематике образования можно разделить на компрессионные или декомпрессионные типы. Они могут находиться друг с другом в парагенетических и тесных пространственно-временных соотношениях, или пересекать, накладываться и затушевывать друг друга, выстраиваясь в возрастную последовательность, соответствующую конкретным деформационно-метаморфическим событиям.

На архейском этапе эволюции, синхронно с прямыми складками первой генерации и субпараллельно их осевым поверхностям, развивается новая, наложенная на слоистость субвертикальная деформационно-метаморфическая расслоенность, формировавшаяся на фоне процессов Р1-гранитизации. Близкоуременно с этим возникали мощные зоны крутых тектонических нарушений, отмеченных тектонизацией гнейсового субстрата, агматитами и обособлением эшелонированных Р1-гранитных жил, свидетельствующих о кинематической обстановке левого сдвига. Процессы Р1-гранитизации имеют возраст 2752 ± 13 млн лет. Последующее образование системы складок второй генерации, изгибающих в плане и слоистость и элементы вторичной расслоенности, было синхронно с обособлением вдоль их осевых поверхностей жильных пегматитовых тел М1-Р1 состава. На последних стадиях архейского этапа тектогенеза формировалась система пологих надвигов, расклевывших круто залегавшие толщи мигматито-гнейсов. Они фиксируются зонами blastsмилонитизации и локализованным обособлением тел Р1-Musk пегматитов. В целом, на архейском этапе была создана сложная разрывно-складчатая структура с преобладанием СЗ простираций.

Структурный план последующего раннепротерозойского этапа тектогенеза резко дискордантен по отношению к архейским структурам и имеет преимущественно СВ простираение. Он выражен системами базитовых даек, комагматичных вулканитам печенгского комплекса, по отношению к которому кольская серия выступает в качестве фундамента, и интенсивно развитыми зонами сдвигового рассланцевания, формировавшимися на фоне зеленосланцевого диафтореза. Вся совокупность базитовых даек по кинематическим условиям внедрения делится на две группы.

Морфологические и генетические типы, последовательность и кинематические условия формирования структурно-вещественных неоднородностей в комплексе архейского фундамента.

Этапы	Стадии	Компрессионные	Декомпрессионные	Геохронологические датировки
AR	1	Складки F ₁ + повсеместно проникающая сланцеватость и полосчатость ОП	Дайки метабазитов (β ₁)	
	2	Зоны сдвиговых нарушений субпараллельно доминирующей расслоенности (S ₀ +S ₁)	Мигматитовая полосчатость, объемная Р1-гранитизация, приразрывные зоны агматитов, заполненные Р1-гранитным материалом	2752±13 млн лет (Балашов, Ветрин, 1991)
	3	Складки F ₂ + дискретная сланцеватость ОП	Тела Мi-Р1 пегматитов вдоль ОП складс F ₂	
	4	Пологие надвиги (с севера на юг, с левосдвиговой компонентой) и зоны тектонитов уровня амфиболитовой фации	Системы субгоризонтальных кулисных жил Musk-Р1 пегматитов, локализованных в зонах пологих надвигов	
PR ₁	5	Левосторонний региональный сдвиг в полосе между линией Карпинского и Порьяташским разломом	Субвертикальные дайки базитов (метадолеритов нескольких разновидностей) северо-вос-точно. о (β ₂) и субмеридионального (β ₃) простириания	2552±65 млн лет (Fedotov, Amelin, 1992); 2453±42 млн лет (Balashov et al., 1993)
	6	Пологие надвиги (шарьяжи ?) с левосдвиговой компонентой	Пологие дайки пикрит-долеритов (β ₄), образующих «левые» кулисы	2200±340 млн лет (Fedotov, Amelin, 1992)
	5	Зоны зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания с левыми сдвигами СВ и субмеридионального простириания. Левый сдвиг вдоль Лишко-Арагубского линеймента и сопряженный правый сдвиг вдоль Порьяташского разлома	Трещины отрыва с кварцевым, хлоритовым, и эпидитовым заполнением. Внедрение гранитных интрузий вдоль зоны Лишко-Арагубского линеймента и массивов риолит-даштов в зоне Порьяташского разлома	1750 млн лет (Пушкарев, 1985) 1754±7 млн лет (Балашов, Ветрин, 1991)
PR ₂	6	Правые сдвиги СВ простириания (вероятно, соответствуют деформациям на п-овах Рыбачий и Средний)	Субвертикальные дайки долеритов СВ простириания	525 млн лет (Федотова, Федотов, 1972) 600±20 млн лет (Беккер и др., 1970)
PZ	7	Каледонские деформации (правосторонние сдвиги по системам предшествующих субвертикальных разрывов)	Дайки долеритов СВ простириания Кварц-галенитовые и барит-кальцитовые жилы и сопутствующая рудная минерализация	365±40 млн лет (Fedotov, Amelin, 1992) (Федотова, 1982)

Примечание. Данные по геохронологическим датировкам разных авторов даны по сводной публикации в монографии, указанной в списке литературы.

Дайки более ранней, субвертикальной системы метадолеритового состава, с возрастом моложе 2453 ± 42 млн лет в прибрежной полосе Баренцева моря имеют СВ ориентировку, которая южнее меняется на ЮЮВ и субмеридиональную, а к ЮВ от Печенгской структуры опять приобретают СВ простирание. В совокупности вся система даек в плане образует как бы сигмоидальную форму, соответствующую положению трещин отрыва при регионально проявленном левом сдвиге в полосе между береговой линией (разлом Карпинского) и южным тектоническим ограничением Печенгской структуры (Порьиташский разлом). Дайки более поздней системы имеют пикрит-долеритовый состав и возраст 2200 ± 340 млн лет, они секут дайки предшествующей группы и имеют пологое залегание, образуя в плане отчетливые кулисные ряды. В кинематическом смысле их расположение соответствует условиям пологого надвига с левосдвиговой компонентой и коррелируется с формированием чешуйчато-надвиговых структур в печенгском комплексе.

Зоны зеленосланцевого диафтореза и рассланцевания образуют густоветвистую систему, расчленяющую объем архейских пород на линзовидные в трех измерениях, часто иерархически соподчиненные блоки разного размера. В целом, во всей этой системе на поверхности эрозионного среза отмечается достаточно закономерное чередование конвергентного и дивергентного сопряженного залегания поверхностей сместителей, как это бывает в случае массового развития сопряженных сколовых нарушений. Зоны диафтореза наложены на структурно-вещественные неоднородности позднеархейского времени заложения, либо пересекая их, либо наследуя их простирание. Точно также тектонизации и диафторезу подвергаются и дайки базитов «печенгского» времени, которые фрагментируются и смещаются по этим зонам нарушений. Для большинства зон рассланцевания в субгоризонтальном эрозионном срезе устанавливается устойчивая левосдвиговая компонента. По эшелонированному расположению гранитоидных массивов, внедрившихся на завершающей стадии карельской эпохи тектогенеза вдоль ограничивающего рассматриваемый район с востока Лицко-Арагубского линейamenta, также распознается левостороннее смещение.

Вместе с тем, близкие по составу и времени внедрения (1750 млн лет) экструзивные массивы дацит-риолитов в зоне Порьиташского разлома, располагаясь тоже отчетливо кулисообразно, указывают на синхронные с ними правосдвиговые смещения. Все это позволяет рассматривать разнознаковые смещения по указанным разрывным зонам как парагенетически сопряженные по типу синтетических и антитетических сдвигов Риделя в едином деформируемом объеме.

События позднепротерозойского этапа в кольской серии включают в себя внедрение даек долеритов с возрастом 600 ± 20 млн лет и ремобилизацию зон зеленосланцевого диафтореза в условиях правого сдвига. При этом тек-

стуры тектонитов сминались в асимметричные «Z»-складки, а также формировались кулисные системы кварцевых жил.

Палеозойский этап оставил запись о себе в виде редких зон хрупкого разрывообразования, наследующих отдельные структурные неоднородности предшествующих этапов (зоны диафтореза, разрывы, контакты даек). Они отмечены гидротермальным изменением пород и локализованным внедрением именно в этих зонах кварц-кальцит-баритовых жил с галенит-сфалеритовой минерализацией, а также даек долеритов. Эти события датированы средним палеозоем (365 ± 40 млн лет).

Работа проводится при поддержке РФФИ, проект № 97-05-64443, а также в рамках Проекта 408 Международной программы геологической корреляции.

Литература

1. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты, 1995. 256 с.

**А.А.Моссаковский, Ю.М.Пушаровский,
С.В.Руженцев¹**

Влияние глобальных неоднородностей в мантии Земли на формирование асимметричной структуры земной коры

Асимметрия Земли и разделение ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты обусловлены крупнейшими неоднородностями, охватывающими практически всю мантию от земной коры до ядра, находящимися в неравновесном термодинамическом состоянии и существовавшими, судя по геологическим данным, с начала неогена до современности. Влияние этих неоднородностей в мантии на тектонические процессы проявилось прежде всего в принципиально различных тенденциях формирования наиболее крупных структур земной коры – океанов и континентов в пределах Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Эти тенденции сохранялись в течение по крайней мере всего фанерозоя.

В зонах раздела крупнейших неоднородностей и, соответственно, на границах указанных сегментов формировался особый класс структур земной коры – микроплитные системы (современные структуры) и мозаичные складчатые области (их палеоаналоги), обязанные своим происхождением

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

взаимодействию и интерференции глубинных термодинамических процессов, которые были свойственны каждой из глобальных неоднородностей.

В современной структуре Земли этот класс структур земной коры наиболее полно представлен над западной (по отношению к Тихому океану) областью раздела Тихоокеанской и Индо-Атлантической глобальных мантийных неоднородностей в виде обширного и протяженного субмеридионального пояса современных микроплитных систем разных типов, располагающегося между Евразией и Австралией, с одной стороны, и Тихим океаном – с другой.

Вкрест простираения этого пояса нами выделен субширотный латеральный ряд микроплитных систем разных типов – Западный (Индонезийско-Тасманский), Центральный (Филиппинско-Тонганский) и Восточный (Алеутско-Меланезийский).

Микроплитные системы этого пояса обладают целым рядом общих структурных и историко-геологических особенностей. Выделим следующие:

- изометричная форма и относительно небольшие (первые сотни, но не более 1000 км) размеры формирующихся океанических бассейнов – задуговых, интрадуговых, преддуговых, рифтогенных, а также абиссальных плит в западной краевой части Тихого океана;

- мозаичный структурный рисунок, свойственный микроплитным системам в целом, но еще более ярко проявленный в расположении и ориентировках их внутренних элементов – островных вулканических дуг и сопровождающих их сейсмофокальных зон и глубоководных желобов, в простирациях полосовых магнитных аномалий в океанической коре и спрединговых зон, в расположении внутриокеанических поднятий и зон внутриплитного магматизма, характеризующихся взаимопересекающимися (торцовыми) сочленениями, нередко под углом до 90° ;

- относительная кратковременность (первые десятки млн. лет) процессов формирования коры малых океанических бассейнов и островных дуг, а также интрадуговых рифтов и спрединговых центров, короткие периоды развития которых прерывались неоднократными структурными перестройками, приводящими к образованию новых бассейнов с более молодой океанической корой и новых активных или остаточных вулканических дуг внутри микроплитных систем; вместе с тем, общий временной интервал формирования систем микроплит (порядка 150 млн лет) сопоставим с временем формирования Мировой рифтовой системы срединно-океанических хребтов;

- геодинамическая противоречивость протекания корообразующих процессов - эволюционного саморазвития океанической коры, свойственного Тихоокеанскому сегменту, и ярко выраженного деструктивного новообразования коры, характерного для Индо-Атлантического сегмента, одновременное проявление которых или последовательная смена во времени одними другими является типичной чертой тектонического развития микроплитных систем; при этом отмечается определенная “экспансия” индо-атлантических тенденций тектонического развития, связанная с продвижением на восток, в

сторону Тихого океана процессов наиболее молодой (последние 10 млн лет) деструктивной интрадуговой рифтогенной тектономагматической активности с изотопно-геохимическими метками индоокеанского типа.

Все сказанное приводит к выводу о том, что западная область раздела Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов характеризуется ярко выраженным нелинейным хаотическим проявлением корообразующих процессов, причины которого следует искать в термодинамических возмущениях при взаимодействии тех глобальных мантийных неоднородностей, которые определили общую асимметрию Земли и соответствующие сегменты в ее тектоносфере.

Аналогичный субмеридиональный пояс микроплитных систем, хотя и в редуцированном виде может быть выделен и над восточной, приамериканской областью раздела Тихоокеанской и Индо-Атлантической мантийных неоднородностей. Современные микроплитные системы этого пояса сохранились лишь в Карибском регионе и в районе дуги Скотия, т.е. в межматериковых пространствах – между Северной и Южной Америками, Южной Америкой и Антарктидой. Однако мезозойские микроплитные системы (островные дуги и окраинные моря) реконструируются многими авторами в составе позднемезозойских и кайнозойских аккреционных складчатых сооружений, возникших на западных границах Северной, Центральной и Южной Америк. Преобразование первичной мозаичной структуры мезозойских микроплитных систем этого пояса в линейную прокровно-складчатую следует связывать, как это делает М.Г. Ломизе, с эффектом надвигания на запад материковых масс Северной и Южной Америки в связи с распадом позднепалеозойской Пангеи и возникновением Атлантического океана, т.е. с процессами преобразования тектонической структуры Индо-Атлантического сегмента. По-видимому, аналогичным образом можно объяснить и формирование позднемезозойского линейного аккреционного складчатого пояса Корьякии, в составе которого так же реконструируются мезозойские островные дуги и окраинные бассейны, но здесь оно было вызвано надвиганием континентальных масс в восточном направлении в связи с вращением по часовой стрелке Евразийского континента.

Историко-геологический и ретроспективный на весь фанерозой геодинамический анализ в совокупности с изотопно-геохимическими данными, впервые привлеченными для решения тектонических задач, выявляет определенную экспансию термодинамических процессов в мантии и порожденных ими структурных ансамблей в земной коре Индо-Атлантического сегмента по отношению к Тихоокеанскому. Это выражается в постепенном увеличении на протяжении фанерозоя размеров Индо-Атлантического сегмента и соответствующем сокращении Тихоокеанского сегментов, которое сопровождалось некоторым изменением их пространственного положения, что может быть продемонстрировано на серии палеогеодинамических реконструкций для разных возрастных интервалов. Отмеченную экспансию

логично связать с направленным процессом термодинамических и изотопно-геохимических преобразований реликтовой Тихоокеанской неоднородности в активно формирующуюся Индо-Атлантическую, что в целом хорошо согласуется с направленным процессом роста континентальных масс в земной коре на протяжении ее геологической истории.

Литература

1. Моссаковский А.А., Пуцаровский А.А., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–16.
2. Hickey-Vargas R., Hergt J.M., Spadea P. The Indian Ocean-Type Isotopic Signature in Western Pacific Marginal Basins: Original and Significance // Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific. Geophysic Monograph 88. American Geophysical Union. 1995. P. 175–197.
3. Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in mantle // J. Geophys. Res. 1994. № B4. P. 6945–6980.

В.В.Муравьев, Ю.П.Видяпин¹

Общепланетарная система поясов магмогенерации

1. Расположение основных элементов тектонической структуры Земли достаточно строго подчиняется закономерности, выраженной в регулярном (через 45°) чередовании поясов древних стабильных кратонизированных блоков и мобильных зон многоэтапной переработки коры (Т.Н.Ирвин, А.А.Шульга и т.д.). К числу первых относятся меридиональные пояса, включающие кратоны: а) обеих Америк, Антарктиды, Австралии и Азии; б) Европы, Африки, Антарктиды и центральной части Тихого океана (талассократон).

Кроме того, можно выделить экваториальный пояс (Южная Америка, Африка, Индостан, Австралия и ядро Тихого океана). Разделяющие их тектонически активные пояса объединяют мобильные зоны: а) Атлантического океана, активной западной окраины Тихого океана и центральной части Северного Ледовитого океана; б) Кордильер Северной Америки, восточной окраины Тихого океана, срединного Индоокеанского хребта, Урала и Северного Ледовитого океана. Затем, можно говорить о двух широтных мобильных поясах, прослеживающихся на уровне 35–50° северной (южная граница Северо-Американского кратона, западная часть Альпийского и восточная часть Урало-Монгольского складчатых поясов) и южной (осевая зона Южного океана) широты.

¹ ВНИИГеосистем, Москва, Россия

Узлы пересечения меридиональных поясов совпадают с положением географических полюсов, подчеркивая подчиненность ориентировки их системы оси вращения Земли. Позиции узлов пересечения оси Африкано-Тихоокеанского стабильного пояса с линией экватора соответствует центру Индо-Атлантического (15° в.д.) и Тихоокеанского (165° з.д.) полушарий Земли. В целом, пространственное размещение узлов пересечения вышеупомянутых широтных и меридиональных поясов с хорошим приближением соответствует выходам на земную поверхность осей симметрии куба, вписанного в сферу планеты.

2. Характер структурной упорядоченности геосреды, отвечающий симметрии куба, обнаруживается и в распределении неоднородностей мантии. Так, по материалам сейсмотомографии можно обнаружить несколько интервалов глубинности, для которых до 70–80% выделяемых аномалий оказываются привязанными к осям симметрии обсуждаемого куба. Наиболее отчетливо это видно для глубин 2600–2900, 1400–1700 и 100–300 км. Под Американско-Азиатским меридиональным поясом кратонов в большей части разреза мантии может быть прослежена “стена” высокоскоростных аномалий, а под мобильным Урало-Кордильерским поясом – гирлянда низкоскоростных аномалий. Обсуждаемым элементам симметрии подчиняются и особенности структуры ряда других физических полей, и, прежде всего, поля силы тяжести и аномалий геоида.

Для объяснения описанной картины может быть предложена геодинамическая модель, предполагающая формирование в ряде слоев мантии энергетических особых точек (с максимумом или минимумом энергетического потенциала), приуроченных к узлам сетки с ячейками в виде сферических квадратов (6 ячеек I порядка, 24 – II и т.д.). Эти сетки, расположенные на разных глубинах, образуют пространственную решетку, строение которой обнаруживает одновременно черты “сферической” и “кубической” симметрии.

Вдоль линий максимальной плотности таких особых точек развиваются линейные структурно-энергетические зоны, отвечающие плоскостям симметрии данной решетки и составляющие систему каркасных элементов структуры Земли. Эти каркасные элементы представляют собой глубинные каналы энергомассопереноса и фиксируются в верхних горизонтах литосферы в виде поясов и зон повышенной эндогенной активности. Судя по возрасту ее проявления, такие пояса были заложены еще в раннем докембрии и на протяжении всей геологической истории Земли контролировали процессы эволюции литосферы. Указанные каналы на своем верхнемантийном уровне являются магмогенерирующими областями (тектоноферами, по Ю.М.Шейнману), контролирующими размещение ареалов магматизма, характер которого определяется конкретными геодинамическими условиями.

3. Иллюстрацией сказанного может служить пояс наиболее мощного проявления магматизма на континентах с докембрия до мезозоя, который

контролируется мобильной широтной зоной Северного полушария (35–50° с.ш.). Следует также упомянуть Урало-Кордильерский и Западно-Тихоокеанско-Атлантический меридиональные пояса. Естественно, что в рамках предложенной модели наибольшая активность магматизма должна отмечаться над областями пересечения тектоноферов, привязанными к узлам структурно-энергетической решетки. С такими магмогенерирующими очагами могут быть связаны: Кордильерская (Орегонская), Аппалачская, Западно- и Южно-Африканские, Тасманийская, Тунгусская, Саянская, Алтайская, Алданская, Гобийская магмоактивные области.

4. При увеличении детальности рассмотрения обнаруживается и более тонкая структуризация магмоактивных областей, определяемая сетью тектоноферов, отвечающей более полному набору элементов симметрии данной структурно-энергетической решетки.

Так, на территории России субширотный отрезок одного из наклонных к оси Земли мобильных поясов высокого порядка прослеживается по всей Восточно-Европейской платформе по проявлениям протерозойского и девонского базальтового вулканизма, приуроченного к Среднерусской системе авлакогенов, через магмоактивную область Ляпинского антиклинория Полярного Урала, на центр траппового магматизма Тунгусской синеклизы и далее через район мезозойского магматизма Алданского щита в молодую магмоактивную область Сихоте-Алиня и Сахалина. При этом центр траппового магматизма Сибирской платформы оказывается привязанным к узлу пересечения этого пояса с одним из меридиональных (105°), прослеживающимся южнее по областям мезозойского и палеозойского магматизма Забайкалья и Монголии.

5. Описанная система магмоконтролирующих поясов Земли может объяснить пространственное распределение ареалов планетарного магматизма только в самом общем виде. Она может быть существенно дополнена при учете роли региональных концентрических систем магмоконтролирующих каналов, формирующихся над основными узловыми магмогенерирующими очагами. Кроме этого, анализ пространственного размещения зон магматизма возможен и на базе использования структурно-энергетических решеток с другой формой ячеек: треугольной и пентагональной. Применение использованного подхода при изучении различных аспектов структурной организации геологического пространства открывает новые возможности в исследовании широкого круга вопросов, связанных с особенностями строения и эволюции литосферы.

Рубежи тектоно-магматической активизации в позднемезозойской-кайнозойской эволюции Арктики

Ведущими тектоническими процессами в синокеанической истории Арктического сегмента Земли было последовательное проникновение мировой рифтовой системы срединно-океанических хребтов (СОХ) из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский (НГБ) и Евразийский (ЕБ) бассейны Северного Ледовитого океана (СЛО) и последующие спрединг, дрейф хребта Ломоносова от Евразии и сопряженные с ними колебательные движения обрамляющих материковых окраин в чередующихся условиях сжатия и растяжения, связанных, видимо, со скоростями дивергенции Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Начало спрединга в НГБ и ЕБ, судя по древнейшим линейным аномалиям (между 24В и 25), относится к позднему палеоцену [1,2]. Однако процессы формирования СЛО начались еще в меловую эпоху, когда регион находился, вероятно, в стадии предрифтового [3] тектонического режима, а затем – континентального рифтогенеза. Видимо, с ними можно связывать гигантские объемы нижнемеловых платобазальтов на Земле Франца-Иосифа и прилегающем шельфе.

Рубеж раннего и позднего мела явился временем крупнейшей структурно-тектонической перестройки [4,5], обусловленной началом рифтогенеза на месте будущих глубоководных впадин СЛО. В условиях геодинамических обстановок сжатия на прилегающих к НГБ и ЕБ материковых окраинах последние испытали региональный аплифт с амплитудами до многих сотен метров, достигший максимума в кампане-маастрихте. В результате эрозионный срез на ряде крупнейших антиклиналей шельфа достиг кровли юрских и даже триасовых пород. В северной периферии Баренцево-Карского шельфа установлен [6] ряд долеритовых даек и силлов, рвущих нижнемеловые породы; видимо, и часть гипабиссальных интрузий Земли Франца-Иосифа также имеет позднемеловой возраст.

На рубеже мела и палеогена в кровле формации Кангук о-ва Бэнкс установлены [1] несколько прослоев кислого вулканического пепла. К позднему мелу-данию относится первая в синокеанической истории Арктики эпоха тектономагматической активизации. Хотя она была временем [7] высокого стояния уровня Мирового океана (МО), ее осадки почти полностью отсутствуют на материковых окраинах по обрамлению молодых ЕБ и НГБ, но достигают нескольких километров мощности в море Бофорта [1] близ древнего

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

[2,5] Амеразийского бассейна (АБ). Видимо, в условиях интенсивного апlifта зон перехода в позднем мелу осадки выносились к формирующемуся материковому подножию, где и погребены ныне под мощными клиноформами проградационных континентальных склонов, обуславливая повышенную мощность первого океанического слоя в НГБ [8] и ЕБ по сравнению с другими сегментами МО.

Палеоцен-эоценовая эпоха охарактеризовалась интенсивным спредингом в ЕБ и НГБ, вдоль окраин которых формировалась гигантская брито-арктическая платобазальтовая формация Туле мощностью до нескольких километров. В то же время, сами зоны перехода испытывали умеренные колебательные движения в условиях тектонического спокойствия, что привело к накоплению кремнисто-глинистых формаций в Сибири и каолиновых кор выветривания от Балтийского щита до Урала. Близ НГБ и ЕБ лишь в уникальных периокеанических прогибах палеоцен-эоценовая флишоидная толща достигает мощности 2.5 км; сходными значениями характеризуются палеогеновые породы шельфа моря Бофорта и системы рифтов Лаптевоморского и Восточно-Сибирского регионов близ АБ. Исключение представляет юриканская фаза складчатости на западном побережье Гренландии и Земле Баффина, вызванная внедрением в Лабрадорское море и Баффинов залив ныне отмершей ветви Атлантического СОХ.

Коренная смена тектонического режима в олигоцене была связана, вероятно, с изменением скорости спрединга, уже сосредоточенного вдоль СОХ Мона-Кольбейнсей-Книповича-Гаккеля, где начали формироваться крупнейшие трансформы. С олигоцене в геодинамических обстановках сжатия материковых окраин начинаются интенсивные воздымания карелид и свекофеннид Балтийского щита, байкалид Тимана-Канина, герцинид – ранних киммерид Урала, Пай-Хоя, Новой Земли и гор Бырранга, каледонид Скандинавии и северной периферии Баренцево-Карского шельфа в полосе Свальбард – Земля Франца-Иосифа – Северная Земля, где формируется приокеаническая область сноса [6,9]. Процессы эрозии господствуют в зонах перехода в эпоху “третичного” [10] апlifта; в конце олигоцене в связи с тектоно-эвстатической регрессией море отступает в пределы континентальных склонов [7].

Начало мощных поднятий мезозойд Верхоянья, Северо-Востока России и Аляски относится к миоценовой эпохе, в конце которой шельфы вновь осушаются; в наиболее мелководной (до 900 м) части хребта Ломоносова в последний раз возникает гряда островов. Ко времени мессинского кризиса относится вспышка ультраосновного магматизма на Новой Земле [11], фиксирующая смену геодинамического режима.

Заключительный плиоцен-четвертичный этап характеризовался внедрением [11] СОХ Гаккеля в пределы Лаптевоморской окраины, что отражено системой континентальных рифтов (Омолойский, Усть-Ленский, Святоносско-Бельковский грабены). Полюс раскрытия СЛО мигрировал по линии

СОХ Гаккеля – Момо-Зырянский рифт – залив Буор-Хая, обуславливая смену сжатия и растяжения. Хребты Альфа, Менделеева и Ломоносова погружались по типу останцов оседания. По фланговому обрамлению ЕБ на Баренцево-Карской окраине интенсивное сжатие привело к воздыманию поясов пограничных [5] орогенов от Скандинавии до Таймыра и краевых шельфовых поднятий от Шпицбергена до Северной Земли. Режим растяжения в Баренцево-Северо-Карском мегапрогибе [13] явился причиной возрождения и/или новообразования системы рифтов (грабенов) Тромсе, Хаммерфест, Медвежинского, Нордкапского, Св.Анны, Воронина и др. Те же процессы растяжения по периферии АБ выразились в формировании системы глубоких грабенов - проливов Канадского архипелага. Неоген-четвертичная эпоха тектономагматической активизации в Арктике отражается в активном толеитовом вулканизме и очагах сильных землетрясений [14], сконцентрированных вдоль дивергентной границы плит. Материковые окраины также характеризуются новейшим щелочно-толеитовым (острова Беннета и Жохова) [1, 6] и основным (Зап.Шпицберген) магматизмом [15], что в первом случае может быть связано с горячей точкой, а во втором – с процессами океанообразования в смежных ЕБ и НГБ. Аномальность Арктических пассивных окраин состоит и в современной сейсмичности [5, 14, 16] с магнитудами землетрясений, приуроченных к долгоживущим сбросам и сбросо-сдвигам, до 4–7 баллов.

Литература

1. The Arctic Ocean Region. The Geology of North America. Vol. L (Ed. by A.Grantz, L.Johnson, J.F.Sweeney). Boulder, Colorado: Geol. Soc. of Amer., 1990. 644 p.
2. Geological History of Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (Ed. by U.Bleil, J.Thiede). Berlin, Springer-Verlag, NATO ASI Series, 1990. Vol. 308. 823 p.
3. Новейшая тектоника Северной Евразии // Под ред. А.Ф.Грачева. М.: ГЕОС, ОИФЗ РАН, 1997. 147 с.
4. *Погребницкий Ю.Е.* Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Сов. геология. 1976. № 12. С. 3–22.
5. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики // Под ред. И.С.Грамберга, Ю.Е.Погребницкого. Л.: Недра, 1984. 280 с.
6. Geological Aspects of Franz Josef Land and the Northernmost Barents Sea (Eds. A.Solheim, E.Musatov, N.Heintz). Oslo: Norsk Polarinstittutt Meddelelser, 1998, № 151 120 p.
7. Сейсмическая стратиграфия /П.Р.Вейл, Дж. Томпсон, Л.Митчум-мл. и др.). М.: Мир, 1982. Т. 1-2. 846 с.
8. Proceedings of Ocean Drilling Program. Vol. 151. Sites 907–913 (Eds. J.Thiede, A.M.Myhre). USA: Texas Uni., Nat. Sci. Found., 1993-1996. 685 p.
9. The Arctic Seas (Ed. by Y.Herman). New York: Van Nostrand Reinhold, 1989. 888 p.
10. Arctic Geology and Petroleum Potential (Eds. T.O.Vorren et al.) Amsterdam: Norweg. Petrol. Soc., Elsevier, 1993. 623 p.
11. Первая находка кайнозойских вулканитов на Новой Земле / Е.А.Кораго, Н.Н.Соболев, В.А.Старицын и др.) // ДАН, 1985. Т. 308, № 2. С. 1457–1461.
12. *Грачев А.Ф.* Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.
13. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С.Грамберга. Л.: Недра, 1988. 264 с.

14. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: Севморгео, ААНИИ, 1996. 186 с.

15. A Primitive Alkali Basaltic Stratovolcano and Associated Eruptive Centres, Northwestern Spitsbergen: Volcanology and Tectonic Significance / B.-L. Skjellkvale, H.E.F. Amundsen, S.Y. O'Reilly et al. // J. Volcanol. Geotherm. Res. № 37. P. 1–19.

16. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: РАН, Нац. геофиз. ком., 1994. 128 с.

Э.Б.Наливкина¹

Развитие тектоники, магматизма, метаморфизма, оруденения в раннедокембрийской континентальной коре

1. Раннедокембрийская (3.7, 3.5–1.6 млрд лет) земная кора слагает фундамент континентов. Она образована преимущественно в результате магматизма и метаморфизма – эндогенного теплопереноса. Осадконакопительная роль, которая возростала во времени.

2. Раннедокембрийская земная кора образовалась путем "единства и борьбы" стадий океанизации и континентализации. Океанизация – преобладающе мафический магматизм и изохимический метаморфизм. Континентализация – преобладающе калиевый магматизм и аллохимический метаморфизм. В стадии океанизации создается океаническая кора или разрушается континентальная. В стадии континентализации создается континентальная кора. Древняя континентальная кора – это кора океаническая, прошедшая региональную гранитизацию.

3. Стадии океанизации и континентализации попарно связаны и повторились на протяжении раннего докембрия по крайней мере трижды. Это стадии: океаническая и континентальная AR₁; океанизации континентальной коры и кратонизации AR₂-PR₁¹; рифтогенеза и регенерации кратонов PR₁².

В первые две стадии образовались древнейшие океаническая и континентальная коры. Формации этих стадий слагают специфическую мозаичную тектоническую структуру. Во вторые две стадии земная кора значительно усложнилась, возникли первые в истории развития поясовые тектонические структуры, структуры – будинаж в масштабе подвижных областей или так называемые гранитно-зеленокаменные области. В третьи две стадии земная кора еще более усложнилась, появились поясово-блоковые тектонические структуры.

4. Формации стадий океанизации и стадий континентализации во времени уменьшались по масштабам проявления, усложнялись по составам.

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

В преобладающих мафических породах стадий океанизации и салических породах стадий континентализации уменьшалось содержание магния, алюминия и возрастало количество железа и щелочей. Региональный метаморфизм уменьшался по масштабам проявления и по интенсивности. Метаморфические комплексы сменялись полиметаморфическими и зональными метаморфическими комплексами.

5. Оруденение, связанное со стадиями океанизации и континентализации, во-время усложнилось по количеству рудных элементов и все более локализовалось. Рассеянное распределение оруденения сменялось поясовым, возникли рудные пояса. Главная масса оруденения тяготеет к границам стадий. Например, при переходе океанической стадии к континентальной, в процессе которого регионально развитые мафиты сменялись регионально развитыми гранитоидами, выделилась значительная масса магнетита, формируя магнетитовую зону по границе "гранулито-базитового" и гранитного слоев в глубинном разрезе земной коры.

6. Два определяющих процесса регулируют развитие раннедокембрийской земной коры – гравитационная дифференциация и нарушающий ее привнос эндогенного вещества и тепла по зонам разломов в результате центробежных сил, вызванных вращением Земли.

П.Л.Неволин, А.Н.Митрохин¹

Структуры Сергеевского блока древних метаморфических пород как отражение регионального сжатия (Южный Сихотэ-Алинь)

Сергеевский блок (СБ), расположенный на юге Сихотэ-Алиня, сложен пестрым по вещественному составу спектром интрузивно-метаморфических пород широкого возрастного диапазона (от протерозоя до мезозоя), амфиболитами, кальцифирами, габбро- и диорито-гнейсами, гибридными породами диорит-гранитного состава, плагиомигматитами. Устанавливается линейный рисунок внутренней структуры блока. Линеаризация отражена в директивном, параллельном удлинению самого СБ (северо-восточном) расположении разноранговых структурных элементов: длинных осей и цепочек разновещественных кристаллических тел (в том числе и даек), метаморфической полосчатости, текстур гнейсификации, такситовости.

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

Об упорядоченности этих элементов свидетельствуют специальные полевые наблюдения, детальное изучение данных геологического картирования и статистический анализ их ориентировок. Кроме того, анализ показывает, что элементы линейности образуют складчатые и/или псевдоскладчатые структуры: син- и антиформы, которые выдержанно простираются на ВСВ 50–60°. Син- и антиформы подобны по стилю складкам, развитым по осадочным образованиям в обрамлении СБ.

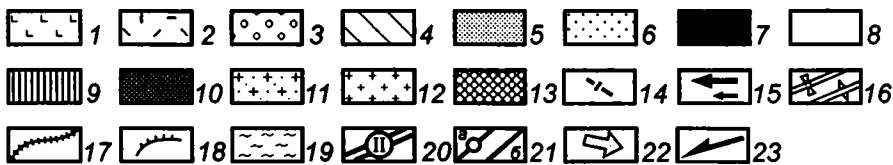
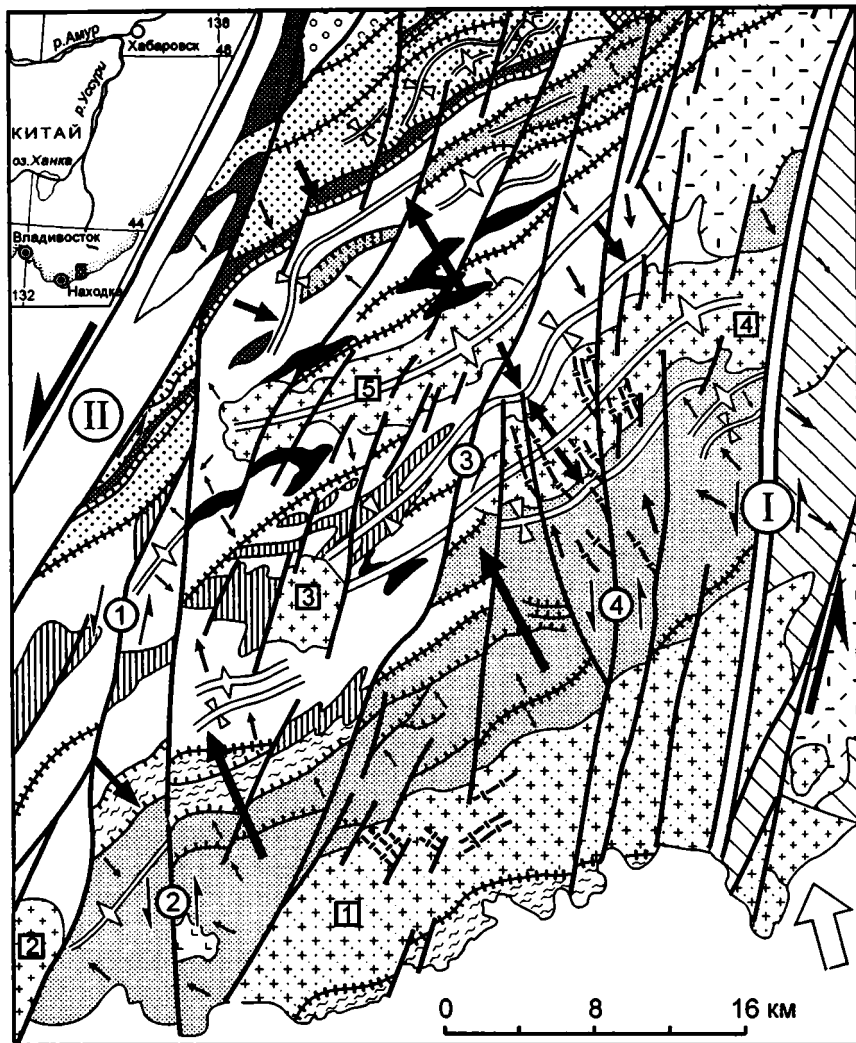
Выделяются не менее четырех порядков складчатых структур. Крупные антиформные и синформные структуры шириной до 14 км осложнены более мелкими син- и антиформами шириной до первых сотен и десятков метров. Крупные и мелкие структуры представляют собой тесно сжатые, асимметричные формы с крутым падением осевых поверхностей преимущественно к северо-западу. Крылья складок, падающие на ССЗ, шире в плане в 1.5–2 раза и положе на 15–20° крыльев, падающих на ЮЮВ (схема). Такая асимметрия указывает на общую вергентность масс в юго-восточном направлении. Крылья складок сопровождаются развитием системы встречных надвигово-взбросовых структур, проявленных в виде зон катаклаза, милонитизации, рассланцевания.

Кроме того, складчатые структуры и надвиги рассечены и смещены на разные амплитуды серией ССВ левых сдвигов. Разноранговая линейность структуры Сергеевского блока и образованный ею складчатый структурный рисунок могут рассматриваться как результат ССЗ (330–350°) латерального сжатия, ориентированного субнормально к ВСВ элементам линейности и синформным и антиформным структурам. Наличие такого сжатия, обеспечившего сдвиговой, трансформный режим развития Сихотэ-Алиня в мезозое установлено Б.А.Ивановым [1] и В.П.Уткиным [2].

Разная интенсивность складчатости и некоторое рассогласование структурных рисунков в разновозрастных образованиях указывают на несколько этапов складчатости. Наиболее отчетливо выделяемые из них – палеозойский и мезозойский – в целом согласуются во времени с этапами метаморфизма и мигматизации [3, 4].

Учитывая близкую синхронность этапов метаморфизма и складчатости, можно предположить, что преобразования Сергеевского блока мафической коры проходили в геодинамических условиях анизотропного поля напряжений, а следовательно, при широком участии явлений стресс-метаморфизма (s-m) [6, 7]. Судя по широкому развитию зеленосланцевой (с глаукофаном) и амфиболитовой фаций метаморфизма, глубины s-m преобразований достигали мезо- и катазоны. S-m в сочетании с P-T-метаморфизмом обеспечил ступенчатое преобразование мафического субстрата, которое сопровождается явлениями анатексиса и мигматизации, установленными ранее на базе геохимического родства развитых в СБ комплексов [5].

Продукты анатексиса, к которым можно отнести наиболее уверенно таудеминский и партизанский комплексы, локализовались, вероятно, в ядрах



Геолого-тектоническая схема Сергеевского блока

1 – неогеновые базальты; 2 – Приморская серия, позднемеловая риолитовая формация; 3–6 – осадочные и вулканогенно-осадочные образования: 3 – юрско-раннемеловые терригенные, континентальные и прибрежно-морские угленосные, 4 – юрские (киевская серия) кремнисто-базальтово-аргиллитовые, 5 – пермско-триасово-юрские (кривинская серия) кремнисто-базальтовые, терригенные, 6 – пермские базальтово-риолитовые и карбонатно-терригенные; 7–9 – протерозойские интрузивно-метаморфогенные комплексы: 7 – авдокимовский (PR₁) – амфиболиты, в т.ч. гранатовые, плагио- и гранат-кварц-альбититовые гнейсы, кальцифиры, мрамора, 8 – сергеевский (PR₂) – амфиболиты, габбро-амфиболиты, габбро-гнейсы, диоритогнейсы, мигматиты (очерчивает контуры Сергеевского блока), 9 – партизанский (PR₂) – плагиомигматиты, гранито-гнейсы; 10 – таудеминский (PZ₁) гранит-плагиогранитный комплекс; 11 – успенский комплекс (K₁)– Успенский массив (1); 12 – лазовский комплекс (K₂) – гранит-лейкограниты – Лазовский (2), Огневский (3), Беневский (4), Водопадненский (5) массивы; 13 – алексеевский комплекс (K₂) – гранодиориты, граниты; 14 – дайки; 15 – направленная преимущественного падения крыльев синформ и антиформ; 16 – оси синформ и антиформ; 17 – структуры сжатия – надвиги, взбросы, сопровождающиеся зонами динамокластов, милонитов; 18 – зоны динамокластов с неясными направлениями падения и перемещения; 19 – зоны зеленсланцевого метаморфизма; 20 – главные разломы (сдвиги): 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Партизанский; 21 – разломы-сдвиги первого (а) порядка: 1 – Ратный, 2 – Краковский, 3 – Кирилловский, 4 – Каменистый, второго-четвертого порядков (б); 22 – направление регионального сжатия; 23 – направление смещения геоблоков

антиформ. При этом в условиях направленного стресса локализирующие структуры сжимались, принимая форму оваловидных гранито-гнейсовых куполов, а породы приобретали линейный текститовый и полосчатый характер внутренней структуры. Можно провести аналогию с локализацией в антиформах Водопадненского и Беневского позднемеловых массивов, имеющих фрагментами слаботакситовую текстуру (см. схему). Таким образом, вещественно-структурные преобразования в СБ во многом связаны с геодинамической обстановкой в Сихотэ-Алине, обусловленной региональным ССЗ (330–350°) латеральным сжатием. Можно предположить, что действие сжатия этого направления охватывало не только мезозой, но и, по крайней мере, поздний, а также, возможно, и ранний палеозой.

Литература

1. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Владивосток: Дальневост. кн. из-во, 1972. 115 с.
2. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1996. Т 15, № 6. С. 44–72.
3. Леликов Е.П. О динамотермальном метаморфизме пород полуострова Трудного (Южное Приморье) // Информ. сб. ПГУ. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1971. С. 104–109.
4. Сеница С.М., Ханчук А.И. Первичные гнейсовые фации габброидов (на примере Южного Приморья) // ДАН СССР. Т. 317, № 6. С. 1446–1449.
5. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
6. Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма (применительно к линейamentным зонам земной коры) // Структура линейamentных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 3–32.
7. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Четыре криптозойских мегацикла взаимосвязанного развития тектоники, магматизма и метаморфизма

В раскрытии фундаментальных закономерностей причинно-следственных связей тектоники, магматизма и метаморфизма существенная роль принадлежит реконструкциям и изучению периодичности (цикличности и ритмичности) процессов образования и преобразования криптозойских осадочных бассейнов в их фациально-палеогеографической, тектономагматической и структурно-метаморфической завершенности на протяжении четырехмиллиардной истории Земли. Нашими исследованиями в этом направлении установлено, что известное четырехэтажное строение криптозойской стратиферы демонстрирует четырехкратный экзогенно-эндогенный круговорот внешней слоистой оболочки докембрийской литосферы [1–3].

Образования каждого из четырех этажей содержат вполне определенные свидетельства их первично внешнекорового (осадочно-магматогенного) происхождения и последующего структурно-тектонического, магматического и метаморфического преобразования в условиях глубинных (нижне- и среднекоровых) зон земной коры, а затем вывода в сферу экзогенеза и денудации.

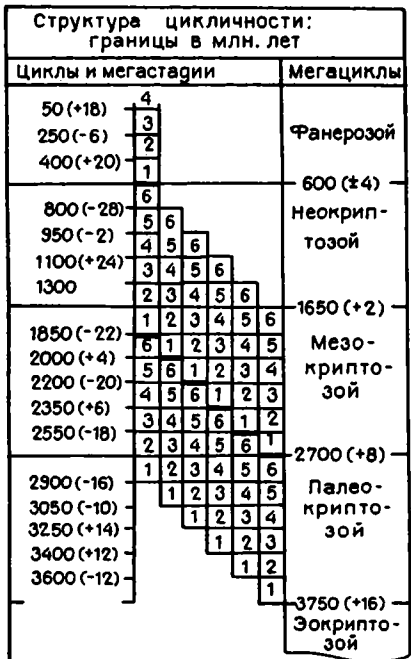
При всей многовариантности трактовки генезиса, границ, объема, внутреннего строения и геоисторической сущности первого нижнеархейского (серогнейсового) этажа очевидно, что к началу терригенного достоверно водного осадконакопления (около 3750 млн лет тому назад) поверхность Земли была сложена ассоциацией ультраметагенных пород. Они служили источником обломочного материала осадков, свойственных образованиям второго (верхнеархейского гранит-зеленокаменного) этапа.

Реконструкция пространственно-временных закономерностей осадконакопления, магматизма и метаморфизма пород трех вышележащих (верхнеархейского, нижнепротерозойского и верхнепротерозойского) этажей свидетельствует о том, что они знаменуют три общепланетарных, сменивших друг друга во времени трансгрессивно-регрессивных мегацикла осадконакопления, вулканизма, интрузивного магматизма, тектонических дислокаций и метаморфизма: палеокриптозойского (3750–2700 млн лет), мезокриптозойского (2700–1650 млн лет) и неокриптозойского (1650–600 млн лет).

В каждом мегацикле различаются по две (ранней трансгрессивной и поздней регрессивной) мегаволны (мегаритма) седиментогенеза и магматизма одинаковой продолжительности (около 500 млн лет) или/и по три мегастадии взаимосвязанного развития эндо- и экзосфер Земли длительностью около 350 млн лет каждая: 1 – ранняя (дивергентная) неравномерного пуль-

¹ Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

сационного погружения (3750–3400, 2700–2350, 1650–1300 млн лет), 2 – средняя (талассогенная) низкого стояния (3400–3050, 2350–2000, 1300–950 млн лет) и 3 – поздняя (коллизийная) равномерного циклического воздымания (3050–2700, 2000–1650, 950–600 млн лет назад) континентов.



Циклохронограмма стратисферы Земли

1–6 — мегациклы взаимосвязи тектоники, магматизма, седиментогенеза, метаморфизма; 1, 2...6 – мегастадии и циклы (обстановки) тектогенеза: 1, 2 – кратогенные деструктивные (континентальные дивергентные); 3, 4 – талассогенные (морские); 5, 6 – кратогенные конструктивные (континентальные коллизийные)

На ранних стадиях мегациклов преобладали экзогенные процессы. Выветривание, денудация, осадконакопление происходили в условиях дифференцированного неравномерного прогибания континентальных плит, рассеянного рифтинга, узлолокального гранитоидного и базальтоидного магматизма и трансгрессий.

Во второй стадии мегациклов уровень Мирового океана, а, соответственно, трансгрессии, и амплитуда погружения континентальных плит достигали максимальных значений. Шло интенсивное наращивание осадочно-вулканогенной оболочки литосферы при одновременном активном внедрении в земную кору и вулканическом извержении ультрабазальтоидной и ба-

зальтоидной магм, а также метаморфизме осадочно-вулканогенных пород в условиях растяжения.

На третьей завершающей стадии мегациклов континенты испытывали пульсационно-нарастающее воздымание. Происходило их постепенное осушение. Осадочно-вулканогенная оболочка подвергалась складчато-разрывным деформациям и метаморфизму в условиях сжатия. Нарастали процессы ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма. Тектоническое расчленение рельефа и денудация обуславливали вскрытие глубинных зон и вывод в область экзогенеза средне- и нижнекоровых магматогенных и метагенных образований. Тектономагматически активные территории палеоконтинентов трансформировались в пассивные области завершённой складчатости.

Мегаволны объединяют по три, мегастадии – по два прогрессивно-регрессивных цикла тектонических дислокаций, осадконакопления, магматизма и метаморфизма, которые по временной продолжительности (150–200, в среднем – 175 млн лет) и событийному наполнению сравнимы с тектономагматическими циклами фанерозоя. Они построены по тому же плану, что и мегациклы: объединяют по три прогрессивно-регрессивные стадии осадконакопления, магматизма, тектонических дислокаций и метаморфизма, предположительно одинаковой временной продолжительности. Вертикальной (временной) структуре цикличностей соответствует латеральная (пространственная) изменчивость фаций, геодинамических режимов осадконакопления, магматизма и метаморфизма, что указывает на миграцию во времени и пространстве обстановок, сходную с наблюдаемой на тектоническом профиле континент – пассивная континентальная окраина – океан – активная континентальная окраина – континент.

В свете криптозойской мегацикличности тектономагматические и метаморфические процессы фанерозоя знаменуют начало (первые 65–68 млн лет) перехода от первой деструктивной ко второй конструктивной мегаволны пятого полного экзогенно-эндогенного круговорота стратисферы и пульсационно-нарастающей кратонизации (сиализации) земной коры. Эволюционное единство цикличности криптозоя и фанерозоя обеспечивает принципиально новые возможности событийно-метрической периодизации геологической истории и прогнозирования геологических явлений как уже прошедших, но эмпирически еще не выявленных, так и предстоящих следствий резонансно-связанного развития всех сфер Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-64871.

Литература

1. *Негуща В.З., Негуща Т.Ф.* Экзогенные факторы эволюции фундамента древних платформ. Геология и перспективы рудоносности древних платформ. Л.: Наука, 1985. С. 57–65.
2. *Негуща В.З.* Металлогеническая модель Кольской геоэкосистемы. Апатиты: КНЦ РАН. 1992. 118 с.

Т.Ф.Негруца, В.З.Негруца¹

Общие закономерности тектоно-магматических и метаморфических процессов на рубеже архея и протерозоя

Известная неопределенность временной границы архея и протерозоя [1–3] является неизбежным следствием: во-первых, анизохронности несогласия, по которому она трассируется, во-вторых, неоднозначности оценки стратиграфического положения индикаторов ее изотопно-геохимического возраста магматических и структурно-метаморфических образований и о вещественных в них событий [4, 5].

Реконструкция обстановок седиментогенеза и вулканизма и анализ на этой основе причинно-следственных связей тектономагматических и метаморфических процессов свидетельствует о том, что переход от архея к протерозою знаменует: 1 – постепенный охват эндогенезом все более близких к палеоповерхности Земли частей земной коры (направленное погружение в зону метаморфизма осадочно-вулканогенных слоев стратисферы), образование за счет переплавления осадочно-вулканогенных толщ и дифференциации вещества палингенно-анатектических и анатектических гранитоидных расплавов с одновременным извержением в виде лав кислого состава и их туфогенных дериватов; 2 – направленное отступление водного бассейна (регрессия) и осушение большей части материков; 3 – денудацию суши с постепенным углублением уровня эрозии до анатектитов и вмещающих метаморфитов; 4 – физико-химическую дезинтеграцию анатектит-метаморфических и метасоматических пород с образованием продуктов полного химического разложения алюмосиликатов, их перемещением грунтовыми водами и отложением в виде взвесей, терригенных компонентов и солей в бассейнах седиментации, тектонических трещинах и других морфоструктурных ловушках; 5 – тектонические расколы, заложение вдоль них рифтогенных бассейнов и аккумуляцию в них продуктов денудации прилегающей суши; 6 – углубление тектонических трещин в земную кору с достижением части из них астеносферных линз, проникновение по ним мантийных и мантийно-коровых расплавов, их локализацию в виде разноглубинных интрузий и из-

¹ Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

вержение лав; 7 – трансгрессию и затопление суши с прерывисто-направленным увеличением площадей осадочных бассейнов, интенсивное извержение и внедрение в земную кору ультрабазит-базальтоидных лав.

Эти события, представляющие собой взаимосвязанную систему эндогенных и экзогенных процессов образования и преобразования пород и руд, происходили в разных местах в разное время, в различных сочетаниях, с разной интенсивностью и полнотой, соответственно движению по латерали фронта структурно-метаморфических преобразований стратисферы и перемещению береговых зон бассейнов седиментации. Они знаменуют регрессивную и прогрессивную стадии образования и деструкции двух смежных эндогенно-экзогенных мегациклов круговорота литосферы и охватывают в своей непрерывно-прерывистой продолжительности около 350 млн лет (от 2850 до 2500 млн лет). Сходные по структурно-вещественным признакам и генезису образования возникали в разных частях палеогеодинамического профиля в разное время, тогда как событийно отличные друг от друга образования составляют единый фациальный ряд и единое хроностратиграфическое тело. Учет этих закономерностей позволяет перейти к хронометрическим построениям, основанным на корреляции разнотипных по геодинамическим условиям, но одинаковых по времени проявления процессов тектонических дислокаций, магматизма, метаморфизма.

При таком подходе граница архея и протерозоя вырисовывается как событийно одновременная цепочка хронометрически взаимозаменяемых гипергенных, седиментогенных, вулканогенных, плутогенных, тектонических и метаморфо-метасоматических процессов. Они отмечают переломный момент в развитии внешних и внутренних геосфер, когда нарастающая кратонизация континентальной коры сменяется ее прогрессирующей трансформацией в кору переходного и океанического типов. Реально этот момент соответствует наиболее низкому стоянию уровня Мирового океана и, соответственно, наиболее высокому положению срединно-океанических хребтов и базиса эрозии материков. Его возраст близок 2700 млн лет.

На переходе от архея к протерозою отмечается направленная смена во времени трех взаимосвязанных принципиально различных по событийному наполнению процессов образования и преобразования пород и их изотопно-геохронометрических систем. Во-первых, происходит эндогенное преобразование архейской стратисферы, приведшее к метаморфо-гидротермально-метасоматическому преобразованию осадочно-вулканогенных отложений архея; во-вторых, – гипергенное преобразование и денудация архейского гранитоидно-метаморфогенного субстрата с накоплением в рифтогенных впадинах терригенных отложений разной степени осадочной зрелости; в-третьих, – внедрение в земную кору и излияние мантийных магм, очаговое проявление под их воздействием процессов коровой дифференциации и метаморфогенное преобразование вмещающих пород.

Все это обуславливало соответствующее изменение термобарических свойств пород и минералов, а, следовательно, и возраста их изотопно-геохимических систем. Учет этих закономерностей – необходимое условие геоисторической интерпретации результатов изотопной хронометрии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-64871.

Литература

1. *Салоп Л.И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
2. *Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М.* и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–16.
4. *Семихатов М.А.* Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: Сравнение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 6–20.
5. *Негруца Т.Ф.* Граница архея и протерозоя. Апатиты: КНЦ РАН. 1988. 80 с.
6. *Негруца Т.Ф.* Историко-геологическое обоснование границы архея и протерозоя. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. Апатиты: КНЦ РАН. 1991. 48 с.

А.М.Никишин¹, П.А.Циглер²

Внутриплитная тектоника и магматизм на границе перми и триаса как реакция на глобальную реорганизацию кинематики плит и нестабильность мантийной динамики

На границе перми и триаса (Р/Т) на континентах имела место фаза крупномасштабного рифтогенеза и платобазальтового вулканизма. К этой же границе приурочена крупнейшая в фанерозое эпоха вымирания организмов, падение уровня Мирового океана и изменение характера магнитного поля. Все эти события, вероятно, были связаны между собой. Эти проблемы неоднократно обсуждались многими исследователями (Е.Е.Милановский, В.Е. Хайн, П.Циглер, В.С.Сурков, Н.Л.Добрецов, Ю.Г.Леонов, К.Б.Сеславинский, Д.Дельво, С.Клутинг, Б.Хак, Дж.Сепкоски и др.).

В перми завершилась коллизия основных материков и образовалась Пелгея. Поздняя пермь – это эпоха коллапса орогенов. Конец перми (татарский век) и ранний триас – эпоха глобального континентального рифтогенеза с заложением новых рифтов или активизацией ранее существовавших. В пределах Урало-Монгольского пояса на Р/Т границе образовались Западно-Сибирская, Пясино-Хатангская и Южно-Карская рифтовые системы, Тун-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Университет Базеля, Базель, Швейцария

гусская, Таймырская и Кузнецкая платобазальтовые провинции, активизировались базальтовым вулканизмом Верхоянская пассивная окраина и Виллойский бассейн; в Центральном Казахстане и в Средней Азии широко образовывались базальтовые дайковые рои. В Китае одновременно формировалась платобазальтовая провинция Емейшань в южной части кратона Янцзы.

В Восточной Европе на Р/Т границе образовалась Скифская рифтовая система, активизировались Днепровско-Донецкий палеорифт и Среднепольский трог; слабые деформации растяжения были на Русской платформе; в Печоро-Баренцевоморском регионе имели место рифтогенез и базальтовый вулканизм; рифтогенез был вдоль Урала.

В Западной Европе в пределах каледонид и герцинид на Р/Т границе широко проявился рифтогенез. В Иберии образовались Иберийский, Пиренейский и Валенсийский рифтовые бассейны. Во Франции слабый рифтогенез был в Парижском, Аквитанском и Хес-Бургундском бассейнах. В Великобритании на Р/Т границе имела место фаза растяжения, обоснованная микротектоническими исследованиями.

В Североморском регионе на Р/Т границе фаза рифтогенеза была в Грабене Викинг, в Центральном Грабене, в Грабене Хорн, в Западно-Нидерландском, Морей-Фирт и других бассейнах.

В полосе Северо-Атлантического пояса цехштейн-триасовые рифтовые бассейны известны вдоль Атлантической окраины: бассейны Западный Проход, Ченел, Бристольский Пролив, Кельтское Море, Рокалл, Норвежско-Гренландский и др. В Атласско-Центрально-Атлантическом регионе рифтогенез имел место в среднем-верхнем триасе (но не исключено, что он начался на Р/Т границе). В пределах пояса Тетис и особенно вдоль его границ на Р/Т границе также широко проявился рифтогенез и начали раскрываться океанические бассейны. Рифтовые комплексы сохранились, например, в Пальмирдах и Понтидах. В пределах Гондваны рифтогенез проявился сравнительно слабо. Но все больше сведений появляется об активизации рифтового пояса Карру в Африке и о базальтовом вулканизме в Западной Австралии, Северной Индии, Омане, Бразилии, Южной Африке, Антарктиде.

Нами построены кривые погружения для многих районов Евразии: Испания, Северное море, Норвежское море, Польша, Печоро-Баренцевоморский регион, Восточно-Европейская платформа, Скифская платформа, Западная Сибирь, Виллойский бассейн. Сравнение данных кривых показывает, что на Р/Т границе имели место вертикальные внутриплитные движения разных знаков, при этом новые рифты и палеорифты испытали фазу погружения, а кратонные области – поднятия.

Данные по анализу палеонапряжений в Евразии для Р/Т границы, по разным авторам, указывают на преобладание растяжения в огромном регионе. К Р/Т границе приурочено длинноволновое падение уровня Мирового океана усиленное фазой коротковолнового падения. Считается, что коротковолновые колебания уровня океана, вероятно, обусловлены сменой глобальных

напряжений. Эти данные, наряду с данными по палеонапряжениям, позволяют предполагать, что Евразия (как и, возможно, другие континенты) на Р/Т границе испытала фазу растяжения.

Предлагаются следующие ограничения на модель глобального пермо-триасового события:

1. Позднепалеозойская коллизионная тектоника была крупнейшей в фанерозое и привела к формированию суперконтинента Пангея; в конце коллизионной тектоники должна была произойти глобальная реорганизация кинематики плит, так как плиты уже не могли двигаться в тех же направлениях. Реорганизация кинематики плит включала субдукционные системы, срединно-океанические хребты и глобальные поля напряжений.

2. Постколлизионный гравитационный коллапс орогенов способствовал рифтогенезу на Р/Т границе.

3. Плиты связаны с глобальными мантийными течениями (по крайней мере, субдукционные системы с нисходящими мантийными течениями по данным сейсмофотографии фиксируются до границы с ядром); поэтому при глобальной реорганизации кинематики плит неизбежно должны произойти глобальные изменения в мантийных течениях. Континенты с архейскими кратонами имеют глубокие литосферные корни (до 250–400 км), их синколлизионная приостановка должна вести к возмущениям в подлитосферных течениях.

4. Внутриплитные напряжения растяжения могут приводить одновременно и к рифтогенезу и к платобазальтовому вулканизму.

Предлагаем следующую геодинамическую модель пермо-триасового события. Коллизионная тектоника привела к середине перми к образованию Пангеи. Пангея была окружена примерно кольцом субдукционных систем. Коллизия завершилась крупномасштабной транспрессионной тектоникой. После максимума коллизии плиты с континентами не могли дальше двигаться в том же направлении. Это привело к глобальной реорганизации кинематики плит с изменениями в срединно-океанических хребтах, субдукционных системах, мантийных течениях (включая глобальную схему течений).

Вероятно, следующие процессы имели место во время глобальной реорганизации кинематики плит: 1) коллапс орогенов (например, Урало-Монгольского пояса), включая деламинацию (отслоение) литосферных корней; 2) вероятное отступление назад субдукционных систем в кольцевом поясе зон субдукции вокруг Пангеи, что привело к фазе растяжения в континентах Пангеи; 3) реорганизация кинематики плит, которая обусловила нестабильность астеносферных течений и перераспределение астеносферного горячего вещества; 4) обстановка растяжения внутри Пангеи, которая способствовала быстрому подъему мантийных плюмов (до этого они могли долго формироваться) и вызвала фазу кратковременного платобазальтового магматизма; 5) глобальная реорганизация систем срединно-океанических хребтов, которая привела к их относительному погружению в связи с уменьше-

нием величины их растяжения и, соответственно, уменьшением декомпрессии и частичного плавления мантийного вещества под ними; это вызвало глобальное падение уровня океана на Р/Т границе.

Крупномасштабная глобальная регрессия на Р/Т границе, наряду с фазами рифтогенеза, крупномасштабного базальтового вулканизма и других эндогенных процессов привела к глобальному геохимическому кризису во всей среде и – к массовому вымиранию огромного количества видов организмов.

Заключение

1. Глобальная фаза континентального рифтогенеза и платобазальтового вулканизма имела место на границе перми и триаса: крупные рифтовые системы образовались в Западной Сибири, Западной Европе, вдоль пояса Тетис, в Гондване; платобазальтовый вулканизм произошел в Восточной и Западной Сибири, в Китае, Австралии и других районах.

2. Глобальное рифтовое/платобазальтовое событие контролировалось фазой растяжения континентов на Р/Т границе; это событие было синхронно с глобальным падением уровня океана.

3. Глобальное стрессовое событие на Р/Т границе было обусловлено фазой глобальной реорганизации кинематики плит после максимума коллизионной тектоники в конце палеозоя.

4. Глобальная реорганизация кинематики плит привела к изменениям в мантийных течениях и к изменениям на границе ядро/мантия. В целом, это привело к событию с “нестабильной” глобальной геодинамикой, которое и обусловило кратковременное изменение среды на поверхности Земли и массовое вымирание организмов.

5. Изучение эпох глобальных реорганизаций кинематики плит может привести к пониманию критических событий в земной палеосреде.

Данная работа выполнялась при участии М.В.Коротаева, Е.А.Третьяковой, А.В.Ершова, А.С.Алексеева, С.Клутинга, М.-Ф.Брунэ, М.Вильсон, Р.Стефенсона.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ и Университеты России.

Деламинация субдущированного литосферного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма

Магматизм в общем виде связан с частичным плавлением в верхней мантии и/или в коре и приурочен как к областям растяжения, так и к областям сжатия. Мы рассмотрим вероятные причины синколлизионного вулканизма на примере Кавказа и причины посторогенного вулканизма на примерах ротлигенда Западной Европы и пермо-триаса Западной Сибири.

Одна из выдающихся черт кавказской орогении – это крупномасштабный синколлизионный вулканизм [1, 2]. Главная вулканическая область располагается непосредственно между Большим Кавказом и Аравийским выступом – в зоне максимального сжатия и сближения плит (Армянское вулканическое плато и другие районы). Основные черты вулканизма области Малого Кавказа следующие [1, 2 и др.]: вулканические породы перекрывают различные тектонические единицы альпид; состав вулканитов варьирует от базальтов и андезитов до риолитов и игнимбригов (это означает, что разогрев и плавление имели место и в верхней мантии, и в коре); вулканизм начался в массовом объеме примерно 10–7 млн лет назад (с позднего сармата) после главных деформаций сжатия; он имел место в основном в области неотектонического воздымания и высокого плато.

Для объяснения синколлизионного вулканизма мы принимаем следующие вероятные предположения: во время вулканизма литосфера была утоненная (так как имело место высокое плавление верхней мантии), а кора – утолщенная (как сейчас – 40-50 км); направленная на север субдукция литосферы остаточного океана Тетис между Аравией и Малым Кавказом закончилась примерно в олигоцене – раннем миоцене, а в сегменте Загроса–Эльбурса продолжается и сейчас (по данным сейсмичности). Можно предположить, что после завершения в сегменте Малого Кавказа субдукции субдукцированная часть литосферы (литосферный слэб) сначала последовательно отслаивалась, а затем оторвалась и стала тонуть в мантии; при этом могли быть оторваны и низы литосферы Малого Кавказа.

Отрыв относительно холодного литосферного слэба и корневых зон литосферы привел к замещению их разогретым астеносферным веществом. В связи с этими механическими процессами горячее астеносферное вещество подступило близко к низам коры, вызвало ее разогрев и все вместе привело

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия;

² Университет им. П. и М. Кюри, Париж, Франция

к крупномасштабному вулканизму в обширной области с участием частичного плавления верхней мантии и коры, а также к значительному изостатическому платообразному воздыманию области Армянского плато.

Такого рода модели в последние годы широко обсуждаются для многих орогенов (Альпы, Карпаты), и они основаны на новейших данных сейсмо-томографии в Средиземноморском поясе. В области Большого Кавказа орогенный вулканизм типичен для его центрального сегмента [1]. Численное моделирование альпийской истории Большого Кавказа и сопряженных краевых прогибов с учетом имеющихся геофизических данных показывает [4], что под Восточным и Западным Кавказом имеется толстая литосфера, вес которой способствовал погружению краевых прогибов. Под Центральным Кавказом и Ставропольским плато литосфера относительно утонена и изостатически быстро воздымалась последние 10–7 млн лет. Примерно 7–9 млн лет назад имел место магматизм в районе Минераловодского выступа. Примерно 2,8 млн лет назад был магматизм в области Чегема и тогда же и позже – в районе Тырнауза (данные Н.В.Короновского и др.), в новейшее время формировались вулканы Эльбрус, Казбек и др.

Наше кинематическое и динамическое моделирование, с учетом имеющихся геофизических и геологических данных, показало [4], что в досарматское время литосфера Большого Кавказа сильно утолщилась в процессе коллизии плит. Примерно 10–7 млн лет назад произошел отрыв нижней части ранее утолщенной литосферы Центрального Кавказа и Ставропольского плато. Это привело к тому, что место оторванного куска нижней части литосферы заместилось разогретым астеносферным веществом. Этот механический процесс привел к ускоренному изостатическому подъему области Центрального Кавказа и к синорогенному магматизму в связи с внедрением горячего астеносферного вещества близко к подошве коры. Данное горячее вещество стало само источником магматического вещества, но в большей степени вызвало коровое плавление и кислый магматизм.

Таким образом, наша гипотеза основана на предположении, что отрыв литосферного корня центрального сегмента Большого Кавказа привел и к его быстрому воздыманию и к синорогенному магматизму. В пределах Западно-Европейских герцинид складчатость и орогенез завершились в вестфале (среднем карбоне) [6]. В стефане–ротлигенде (верхнем карбоне – ранней перми) произошел коллапс орогена с образованием многочисленных структур растяжения, и этот процесс сопровождался крупномасштабным вулканизмом с мощностью вулканитов до 2 км [3, 6]. Состав вулканитов пестрый – базальты, андезиты, риолиты, игнимбриты; источник магмы мантийный (с участием плюмового вещества), но со значительным плавлением коры ([3], М. Wilson, персональное сообщение, 1998 г.).

Зона растяжения охватила почти все герциниды, но максимум имел место в области Северной Германии – Грабена Осло, и растяжение сопровождалось сдвигообразованием [6]. Наша модель динамики вулканизма базиру-

ется на том, что земная кора в Северной Германии в ранней перми уже была тонкой (подобно современной), а литосфера также утонена (данные по магматизму), и что растяжение охватило одновременно обширный регион. Геодинамика магматизма основана на широко обсуждаемой в последние годы модели коллапса орогенов [6]. В раннем–среднем карбоне герцинский ороген Европы испытывал коллизионную тектонику, сжатие и воздымание со значительным утолщением коры и литосферы. После прекращения сжатия в конце карбона коровые и литосферные блоки стали гравитационно расплываться (с вероятным участием добавочных сил растяжения) с образованием многочисленных сбросов.

В эту известную модель мы добавляем гипотезу о том, что при значительном растяжении реологически прочные куски нижней литосферы отрывались разрывами растяжения от коры (или в общем случае от нижних частей литосферы с неровной подошвой). Тяжелые фрагменты нижней мантийной части литосферы тонули в астеносфере и механически замещались более горячим астеносферным веществом. Данное горячее вещество близко подошло к подошве коры и вызвало крупномасштабный магматизм; к какой-то степени в области Северной Германии – Грабена Осло магматизм был усилен подъемом плюмового вещества. В пределах Западной Сибири в перми формировался крупный ороген с толстой корой, а уже на границе перми и триаса произошел полный коллапс орогена с образованием обширной рифтовой системы и полей значительного магматизма [5]. Значит, примерно на границе перми и триаса Западная Сибирь из области с толстой корой и, вероятно, литосферой стала областью с тонкой корой и литосферой. Мы предполагаем, что отрыв литосферных корней в Западной Сибири на границе перми и триаса во время фазы растяжения способствовал большому масштабу рифтогенеза и магматизма в этом регионе. Быстрое утонение литосферы Западной Сибири на границе перми и триаса (помимо рифтогенеза по модели Мак-Кензи) обусловило крупномасштабное тепловое погружение Западно-Сибирской платформы в юре–кайнозой.

Заключение. В этой работе мы хотим обратить внимание на три известных в литературе модели: 1) после окончания субдукции субдуцированный литосферный слэб отрывается от литосферы и тонет в мантии; 2) в коллизионных поясах при сжатии формируются зоны с утолщенной (до 200–300 км?) литосферой, корневые части этой утолщенной литосферы могут отрываться и тонуть в мантии; 3) при гравитационном коллапсе орогенов, как и при растяжении литосферы, ее корневые части могут срезаться разрывами и затем тонуть в мантии.

Из этих трех моделей естественно следует, что после отрыва низов литосферы (или слэба) их место занимает горячее поднимающееся астеносферное вещество, которое близко подходит к подошве коры. Это вызывает крупномасштабный вулканизм с участием корового плавления. Вероятные примеры такого рода процессов – Армянское вулканическое нагорье, оро-

генные вулканы Большого Кавказа (Эльбрус, Казбек и др.), пермокарбоновая вулканическая области Северной Германии (ротлигенд), возможно, пермо-триасовая рифтово-вулканическая область Западной Сибири.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов “Университеты России” и РФФИ.

Литература

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968. 483 с.
2. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М., Недра. 1973, 279 с.
3. Benek R., Kramer W., McCann T. et al. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin // Tectonophysics. 1996. Vol. 266. P. 379–404.
4. Ershov A.V., Brunet M.-F., Korotaev M.V., Nikishin A.M., Bolotov S.N. // Tectonophysics. 1999 (in press)
5. Surkov V.S. (ed). Atlas of paleotectonic and paleogeological-landscape maps of Hydrocarbon provinces of Siberia. SNIIGGIMS, Petroconsultants, Novosibirsk-Geneva, 1995. 222 p. and 30 enclosures.
6. Ziegler P. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell International Petroleum Maatschappij BV, The Hague, 1990. 239 p.

В.Г. Николаев¹

Эволюция континентальных деструктивных осадочных бассейнов

На континентах существует множество осадочных бассейнов, отличающихся от синеклиз повышенной мощностью осадочного чехла (до 22 км) и утоненной континентальной корой (до 15–20 км). Они широко распространены как в пространстве, т.е. встречаются на всех континентах, так и во времени, так как отмечаются от архея до кайнозоя. На основании существования двух типов строения осадочного чехла (веерообразного и горизонтально-слоистого) и геометрии структур с привлечением многих других характеристик (в том числе, магматизма) можно выделить специфические деструктивные осадочные бассейны, различающиеся по тектоническим условиям формирования и по разной эволюции во времени. Такие бассейны делятся, прежде всего, на образующиеся в условиях растяжения (постоянного или импульсного) и вертикального опускания.

Осадочный чехол при постоянном растяжении формируется в условиях конседиментационного прогибания. Здесь мощные горизонтальные движе-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ния в земной коре трансформируются в вертикальные движения на ее поверхности. Постоянность растяжения определяет непрерывную смену центров осадконакопления и образование веерообразной структуры осадочного чехла. Весь процесс сопровождается активной вулканической деятельностью. При этом формируется множество относительно нешироких (10–15 км) и коротких (50–60 км) односторонних грабенов, кулисообразно подставляющих друг друга. Амплитуда прогибания невелика, и мощность чехла составляет 1,5–2,0 км. Тектонотипом может служить Провинция Бассейнов и Хребтов на Западе США.

Структуры импульсного растяжения отличаются от предыдущих. Внутреннее строение осадочного чехла представлено горизонтально-слоистой моделью с небольшими осложнениями в зонах разломов. Такое строение чехла объясняется тем, что осадки заполняют готовые формы рельефа, а деформации чехла происходят за счет дифференцированных движений фундамента, чаще всего в постседиментационное время. При этом формируются крупные (~600–60 км) единичные грабены с высокой амплитудой опускания и мощностью чехла до 5–6 км, которые могут образовывать цепочки протяженностью в первые тысячи километров.

Вулканическая активность, как правило, проявляется на межграбеновых перемычках и протягивается поперек осадочных структур. Такая активность фиксирует импульсы растяжения. Тектонотипом могут служить кайнозойские Байкальская впадина, впадины Танганьики и Малави, а палеоаналогом — авлакогены древних платформ.

Структуры вертикального опускания (лабигенные) отличаются от предыдущих своей формой. Они представляют собой изометричные осадочные бассейны с пологими бортами, изредка осложненными разломами. Осадочный чехол имеет большую мощность (до 10–15 км) и образуется либо в результате заполнения ранее сформированных форм рельефа, либо вследствие быстрого конседиментационного прогибания (например, мощность только четвертичных отложений в Паннонском бассейне достигает 1000 м). Внутреннее строение чехла отвечает горизонтально-слоистой модели с редкими дислокациями. Вулканическая активность, как правило, проявляется по окраинам бассейна или бассейн амагматичен. Характерными примерами лабигенных структур для кайнозоя являются Паннонский бассейн, Южно-Каспийская впадина, а палеоаналогом может служить палеозойская Прикаспийская впадина.

Рассмотрение истории развития кайнозойских рифтогенных и лабигенных структур и сопоставление с их палеоаналогами позволяют выстроить эволюционные ряды (схема). Каждая из рифтогенных и лабигенных структур проходит подготовительную, главную и заключительную (для рифтов: пред-, син- и пострифтовую) стадии, которые характеризуются своими особенностями. Каждый эволюционный ряд приводит к формированию разных структур. Так, в результате эволюции рифтов с постоянным растяжением на

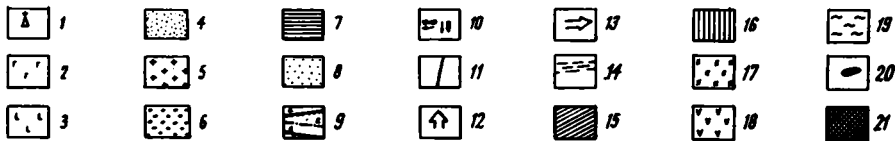
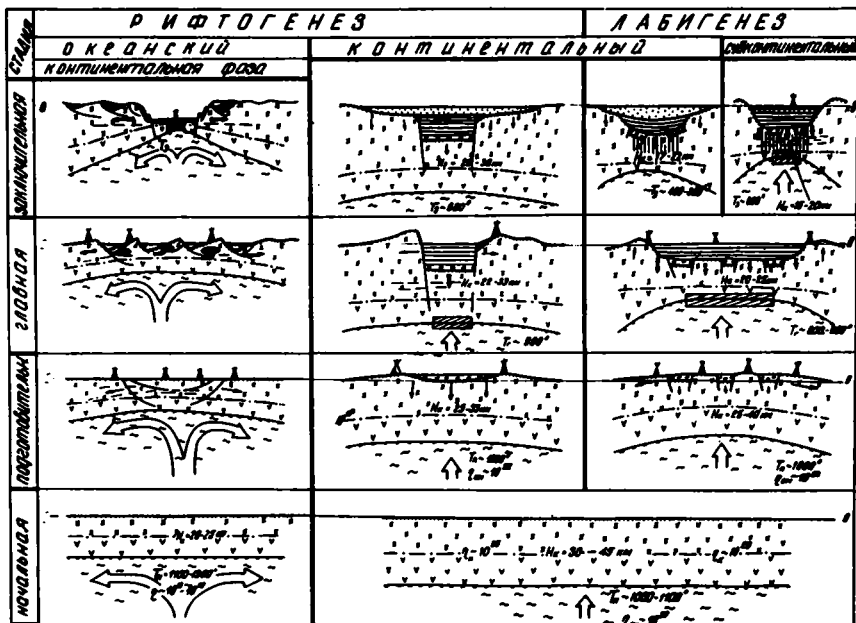


Схема эволюции континентальных деструктивных осадочных бассейнов

1 – магматизм; 2 – толеитовые базальты; 3 – щелочные базальты; 4 – андезито-базальты; 5 – кислые разности; 6 – осадки подготовительной стадии; 7 – осадки главной стадии; 8 – осадки заключительной стадии; 9 – поверхности: а – консолидированной земной коры, б – Конрада, в – Мохоровичича; 10 – направление горизонтальных и вертикальных тектонических движений, толщина отвечает относительной величине; 11 – разрывные нарушения; 12 – мантийный диалпир; 13 – конвекция; 14 – расслоенность в земной коре; 15 – зоны фазовых переходов на границе кора — мантия; 16 – “гранитный” слой с повышенными скоростями; 17 – “гранитный” слой; 18 – “базальтовый” слой; 19 – аномальная мантия; 20 – магматические очаги в “гранитном” слое; 21 – новая океаническая кора

заключительном этапе возникает раскол континентальной коры с началом образования новой океанической коры и дальнейшей эволюцией уже в новом качестве океанического бассейна. В случае рифтов с импульсным растяжением на заключительной стадии возникает синеклиза (правило Шатского). То же происходит при развитии одного из типов лабигенеза структур. В дальнейшем такие бассейны превращаются в области относительной тектонической стабильности. Другой тип лабигенеза заканчивается образова-

нием специфической субконтинентальной или субокеанической впадины (бассейны Средиземноморья).

Для каждой стадии можно найти аналоги на современном этапе развития Земли или в геологическом прошлом вплоть до уровня 3 млрд лет. Естественно, трудно искать полное совпадение природных объектов с идеализированной обобщенной схемой, однако, по принципиальным характеристикам они сходны.

Применяя разработанные многими исследователями (Е.В.Артюшков, Л.И.Лобковский, Д.Мак-Кензи и др.) модели деструкции континентальной коры и сопоставляя их этапы с этапами развития рассматриваемых осадочных бассейнов, можно прийти к выводу, что рифтогенез является следствием конвекции и мантийного диапиризма, тогда как лабигенез в своей основе имеет только диапиризм. Рифтогенные структуры, возникшие вследствие конвекции, заканчиваются расколом континентальной коры и продолжают свое развитие в другом качестве, а рифты, связанные с мантийным диапиризмом, на определенном этапе заканчивают свою эволюцию так же, как лабигенные структуры. Это связано с разным энергетическим потенциалом механизмов.

Исходя из того, что обычно процесс именуется по конечному результату, в рифтогенезе можно выделить две его ветви. Поскольку при эволюции одного из типов рифтогенеза возникает океан, то можно назвать этот тип океаническим, внутри которого существует континентальная фаза. Другой тип рифтогенеза не приводит к полному расколу коры и может называться континентальным.

А.Б.Осипенко, Ю.М.Стефанов¹

Структурный контроль и границы распространения массивов альпинотипных ультрамафитов Восточной Камчатки

Локализация гетероформационных базит-гипербазитовых массивов на Камчатке и в сопредельных районах Корякии традиционно связывается с существованием протяженных линейных ориентированных поясов, в пределах которых предполагается последовательное омолаживание возраста ультрамафитов в направлении от континента к океану [1]. Представляется, что подобная интерпретация отчасти справедлива для массивов, относящих-

¹ Институт вулканологии (ИВ) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

ся к дунит-клинопироксенит-габбровой формации, получивших развитие в Срединном хребте Камчатки, на Камчатском перешейке и в Ватыно-Вывенской зоне Корякии.

В то же время, применение этой схемы для объяснения закономерностей распространения Восточно-Камчатских массивов альпинотипных гипербазитов вызывает возражения. Проведенными исследованиями установлено, что распространение базит-гипербазитовых массивов изученного типа приурочено к зонам глубинных дислокаций, поперечным по отношению к простиранию основных геологических и орографических структур полуострова и ориентированных в северо-западном направлении. Достаточно определенно можно говорить о Петропавловско-Малкинской и Паланско-Командорской зонах распространения базит-гипербазитовых массивов, продолжение которых, помимо непосредственных выходов, в ряде случаев трассируется по ксенолитам ультраосновного состава в лавах современных вулканов (Авачинского, Харчинского, Шивелуча). Менее определенно выражены Кроночко-Валагинская и Озерновско-Карагинская зоны, расположение массивов ультрамафитов в которых контролируется узлами пересечения разноориентированных глубинных разломов.

Детальными минералого-геохимическими исследованиями установлены особенности вещественного состава ультрамафитов, устойчивые в пределах выделенных зон и заметно различающиеся в различных зонах. Представляется вероятным, что формирование и становление базит-гипербазитовых массивов Восточной Камчатки связано с эволюцией пространственно-стабильных глубинных зон магмогенерации, трассирующих осевые зоны геосинклинальных прогибов. Полученные данные оставляют открытым вопрос об аккреционной природе Восточной Камчатки [2].

Литература

1. Велинский В.В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 248 с.
2. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 274 с.

Земная кора Баренцева моря и особенности ее формирования

Земная кора Баренцева моря, и по данным геофизических исследований, континентальная, мощностью 30–40 км. Она состоит из трех слоев: базальтового, гранитного и осадочного. Исключение представляет, по-видимому, лишь Баренцевский мегапрогиб, в котором отсутствует гранитный слой и осадки покоятся непосредственно на океаническом фундаменте.

Граница Мохоровича на участках континентальной коры располагается на глубине 30–40 км, в Баренцевском мегапрогибе она поднимается до глубины 20–25 км. Пластовые сейсмические скорости в верхней части мантии достигают 8.0–8.3 км/с, плотность 3.20 г/см³. Базальтовый слой развит повсеместно, его толщина находится в пределах 10 км, он существенно утоняется (до 3.0–7.0 км) в Баренцевском мегапрогибе и по направлению к континентальному склону (севернее Земли Франца-Иосифа и западнее о. Медвежий – Шпицберген). Для него характерны сейсмические пластовые скорости в 6.9–7.3 км/с, а плотность колеблется в пределах 2.89–2.97 г/см³.

Гранитный слой распространен по всему Баренцевоморскому шельфу. Исключение представляет лишь Баренцевский мегапрогиб, к которому этот слой полностью выклинивается. Мощность гранитного слоя находится в пределах 10–15 км, пластовые скорости изменяются от 6.2 до 6.8 км/с, плотность равна 2.77–2.79 г/см³. Слой на участках континентальной коры образует кристаллический фундамент архейско-протерозойского возраста. В Баренцевском мегапрогибе фундамент представлен океаническими базальтами.

Осадочный чехол мощностью до 20 км представлен тремя комплексами. Нижне-среднепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс, местами с эвапоритами, характеризуется мощностью от 1.5 до 10 км. Пластовые скорости в нем составляют 5.8–6.5 км/с, плотность равна 2.63–2.78 г/см³. Пермо-триасовый карбонатно-терригенный комплекс, также иногда с эвапоритами, толщиной от 3.0 до 14.0 км имеет пластовые скорости от 4.2 до 5.4 км/с и плотность 2.46–2.55 г/см³. Юрско-четвертичный терригенный комплекс мощностью от 0 до 3.2 км отличается пластовыми скоростями в 2.4–3.4 км/с и плотностью 2.29–2.35 г/см³.

Формирование земной коры в Баренцевском регионе началось еще в догеологическое время, когда вся поверхность Земли была представлена магматическим океаном. Остывание магмы привело к возникновению протоко-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

ры, вероятно, базальтового состава, т.е. океанической. Эта первая, очень тонкая кора вначале, видимо, полностью разрушалась, вновь переходя в расплавленное состояние. Но затем, некоторые наиболее толстые блоки коры стали непроницаемыми для магмы. Подобная кора стала наращиваться только снизу за счет инъекций магмы, и с этого момента можно считать, что начался процесс формирования гранитно-метаморфического слоя. Эти блоки с континентальной протокорой под давлением внедрявшихся интрузий были значительно приподняты, образовав положительные формы рельефа. В понижениях, где протокора была очень тонкой и потому легко проницаемой для магмы, формировалась кора базальтовая, океаническая. Эти понижения при общем охлаждении поверхности Земли и окружающей ее атмосферы стали заполняться водой, что привело к возникновению на Земле океанических и морских глубоководных бассейнов. Баренцевскому мегапрогибу, по-видимому, и соответствовала одна из подобных впадин, занятая глубоким морем.

С возникновением рельефа и появлением воды в регионе начались процессы седиментации. Архейско-протерозойские осадки накапливались в пределах континентальных блоков и по их окраине. Основная часть этих осадков была значительно метаморфизована, и она входит в состав гранитного слоя, образуя кристаллический фундамент. В Баренцевской же глубоководной мегавпадине в это время, видимо, продолжалось в основном формирование океанической, базальтовой коры.

Осадконакопление в регионе продолжалось с некоторыми перерывами весь фанерозой. В палеозое происходило накопление терригенно-карбонатных пород с участием ангидритов и углей, в мезозое и кайнозое – терригенных и угленосных. Седиментация носила в основном морской характер, причем в Баренцевской впадине в палеозое накапливались, вероятно, глубоководные осадки. К мезозою глубины моря за счет перекомпенсации значительно уменьшились, и оно стало шельфовым и остается им до сего времени. Самый значительный подъем региона (аплифт) при формировании осадочного чехла имел место в верхнем мелу и кайнозое, поэтому отложения этого возраста, за исключением четвертичных, в основном, на Баренцевоморском шельфе отсутствуют.

Перидотиты Прибрежного пояса Тайгоноса: химический состав минералов как показатель геодинамической обстановки формирования офиолитов

Для дальнейшего развития исследований по аккреционной тектонике складчатых поясов северо-западного обрамления Тихого океана важное значение могут иметь реконструкции геодинамических обстановок (ГДО) формирования офиолитов и других меланократовых комплексов в составе экзотических террейнов. Корякский регион является представительным участком Циркумпацифического пояса с очень широким развитием разновозрастных и разнотипных фрагментов океанических плит палеозоя и мезозоя.

Внутренние зоны региона относятся к Западно-Корякскому покровно-складчатому поясу предальбской аккреции [1]; до последнего времени наименее изученным отрезком последнего являлся Прибрежный пояс Тайгоноса (ППТ). Здесь хорошо выражен тектонический комплекс аккреционной призмы, сложенный пластинами, блоками, чешуями океанических кремнисто-вулканогенных серий J₂, J₃, вулканических и плутонических комплексов энсиматических островных дуг, серпентинитового меланжа, метаморфических сланцев и амфиболитов, турбидитов, небольшими массивами перидотитов и габброидов.

Наиболее представительные выходы дезинтегрированных офиолитовых последовательностей обнажены на п-ове Елистратова и на мысе Поворотный.

На п-ове Елистратова в нескольких тектонических блоках обнажены нижние горизонты офиолитов: реститовые перидотиты, кумулятивные ультрамафиты и полосчатые габбро. Другие блоки сложены дайковым комплексом, серпентинитовым меланжем. Разрезы вулканогенных комплексов не сохранились; глыбы базальтов, кремнистых пород и метаморфических сланцев включены в серпентинитовый меланж. Датировка офиолитов неоднозначна; в меланж включены кремнистые породы с радиолариями верхнего кимериджа [2].

Район мыса Поворотный сложен линейными тектоническими чешуями северо-восточного простирания; с юго-востока на северо-запад, от внешних к внутренним зонам, выделяются следующие тектонические элементы:

1) серпентинитовый меланж, пластины кремнисто-вулканогенных образований J₂, J₃, метаморфических сланцев и амфиболитов;

2) турбидиты J₃-K₁ (?);

¹ Псковский государственный педагогический институт, Псков, Россия

² Сочинский филиал Донской госинспекции Пробырного надзора, Сочи, Россия

3) гарцбургитовый массив Гребень, расчешуенные серпентиниты с реликтами массивных перидотитов, включающие тела амфиболовых эклогитов, гранатовых и безгранатовых амфиболитов; пластины и чешуи кремнисто-вулканогенных образований J₂, J₃;

4) полоса серпентинитового меланжа, включающая сравнительно крупный блок перидотитов (Береговой массив), глыбы метагаббро, пород остро-водужного вулканогенно-осадочного комплекса;

5) меланж тектонически перекрыт вулканогенно-осадочной толщей J₃-K₁ (?), в составе которой низкотитанистые базальты, андезито-базальты, бонинитоиды, пачки терригенных пород.

Отсутствие в ППТ целостных разрезов офиолитов, характерное для большинства аккреционных комплексов, осложняет реконструкцию их строения и ГДО формирования, поскольку фрагменты верхних горизонтов представлены как океаническими (MORB, радиоляриты), так и супрасубдукционными (бонинитоиды, низкотитанистые базальтоиды) комплексами.

Возникает задача типизации перидотитов, хорошо представленных в обоих районах развития офиолитовых фрагментов.

Петрохимические особенности остаточных перидотитов информативны для реконструкции ГДО образования офиолитов [3]. Детальное изучение фрагментов мантийного комплекса позволит ответить на вопрос о том, существуют ли в аккреционной призме офиолиты надсубдукционные и океанические, или же вулканические и плутонические комплексы не всегда когенетичны с пространственно ассоциирующими мантийными перидотитами. Решение этой задачи имеет значение для оценки потенциальной хромитности и платиноносности ультрамафитов.

Помимо детального петрографического и петрохимического исследования перидотитов, было выполнено большое количество микрозондовых анализов оливинов, орто-, клинопироксенов, хромшпинелидов из перидотитов мыса Поворотного (15 образцов) и п-ова Елистратова (12 образцов). Обобщенные параметры химического состава пород и минералов приведены в таблице, а данные по отдельным пробам спроектированы на дискриминатную диаграмму. Основные результаты исследования следующие.

1. Диапазон вариаций составов минералов очень значителен и соответствует остаточным перидотитам как срединно-океанических хребтов, так и ГДО над зонами субдукции.

2. Осевая структура мыса Поворотного, так называемый Главный серпентинитовый меланж, включающая тектонические элементы 3,4, характеризуется закономерным изменением состава перидотитов – от обогащенных глиноземом лерцолитов в массиве Гребень до истощенных гарцбургитов в составе Берегового массива и серпентинитового меланжа.

3. Истощенные гарцбургиты супрасубдукционного типа развиты также и в перидотитовом комплексе Елистратова, наряду с диопсидовыми гарцбургитами.

Некоторые параметры химического состава перидотитов Прибрежного пояса Тайгоноса (средне арифметические)

Названия пород	Состав пород			Состав минералов				
	F	RO/SiO ₂	S	F (Ol)	Cr/(Cr+Al) (Sp)	Al ₂ O ₃ , %		Na/Cr (Cpx)
						(Orx)	(Cpx)	
Мыс Поворотный								
Массив Гребень								
LZ	9,76	1,603	0,23	0,100	0,203	4,96	5,02	0,74
Зона серпентинитов								
Di-HZ	9,61	1,627	0,36	0,099	0,338	3,44	3,48	0,10
Тектонический меланж и Береговой массив								
HZ	9,28	1,627	0,70	0,098	0,520	1,95	2,53	0,30
(LZ)	8,72	1,609	0,19	0,092	0,284	3,81	4,35	1,03
П-ов Елистратова								
HZ	9,43	1,708	0,68	0,083	0,551	1,90	2,06	0,10
(Di-HZ)	10,15	1,654	0,76	0,093	0,361	3,21	3,69	0,21

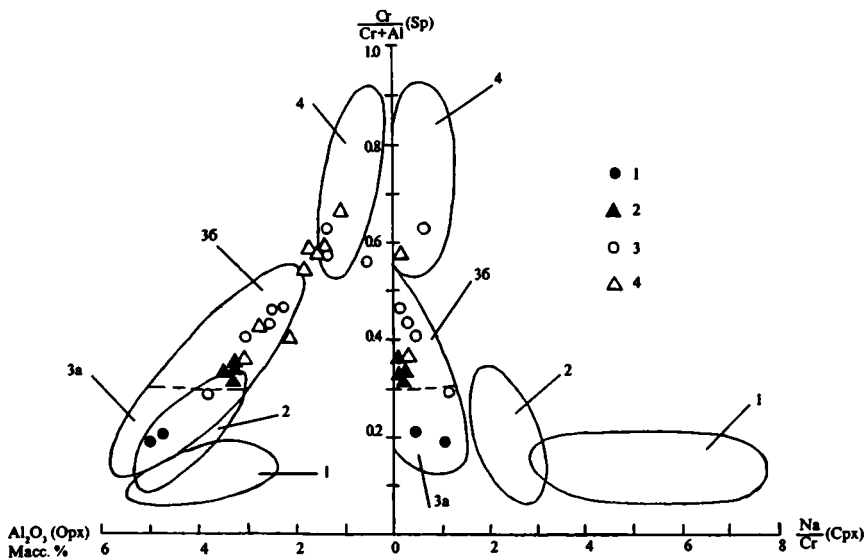
Примечание. Коэффициенты по [3,4]: F – общая железистость; RO/SiO₂ – отношение оснований к кремнезему, отражающее пропорцию оливин/пироксен; S – степень серпентизации; Sp – хромшпинелид; Ol – оливин; Orx – ортопироксен; Cpx – клинопироксен. Названия пород: LZ – лерцолиты; Di-HZ – диопсидовые гарцбургиты; HZ – гарцбургиты. В скобках – малораспространенные породы

Интерпретация геологических, петрографических и петрохимических данных позволяет придти к выводу о сочетании в аккреционной структуре ППТ фрагментов офиолитов, формировавшихся в двух различных ГДО. Лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты мыса Поворотный, по-видимому, являются мантийным комплексом среднеюрской (?) океанической ассоциации; кремнисто-вулканогенные толщи последней вместе с перидотитами и серпентинитами сгружены в тектоническом элементе 3. Плутонические комплексы офиолитов океанического типа не сохранились; возможно, какая-то их часть претерпела высокобарический метаморфизм и представлена в современной структуре высокотитанистыми амфиболитами, протолитом которых считаются плутонические комплексы океанического толеитового магматизма [5].

Гарцбургиты, широко развитые в составе тектонического элемента 4 мыса Поворотный и в массиве Елистратова, по составу минералов соответствуют супрасубдукционным образованиям; можно предполагать, что с ними когенетичны дайковые породы Елистратова, низкотитанистые вулканыты мыса Поворотный (все они проявляют бонинитоидную петрохимическую тенденцию), а также ультрамафит-габбровые кумуляты Елистратова, минеральный состав которых свидетельствует о супрасубдукционном происхождении.

дении [3]. В пользу такой трактовки говорит и развитие в перидотитах массивов Елистратова и Берегового высокохромистых хромитов и минералов платиновой группы с Ru-Os-Ir специализацией. Вместе с тем, наличие в указанных массивах, наряду с истощенными гарцбургитами, также и диопсидовых гарцбургитов и лерцолитов позволяет предполагать, что позднемезозойские супрасубдукционные офиолиты формировались на перидотитовом основании океанического типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке INTAS, грант 96-1880.



Вариационная диаграмма составов сосуществующих минералов лерцолитов и гарцбургитов

1–3 – перидотиты мыса Поворотный (1 – массив Гребень; 2 – первичные породы зоны серпентинитов; 3 – меланж и Береговой массив); 4 – перидотиты п-ова Елистратова

Поля составов пород, типоморфных для различных ГДО формирования океанических бассейнов (по: [3], в новой интерпретации): 1 – субконтинентальные (Красное море; массивы корневой зоны – Бальдисеро, Бальмучия); 2 – пассивные окраины; 3 – срединно-океанические хребты (а – крайне медленный спрединг < 2 см/год; б – медленный и быстрый спрединг); 4 – над зонами субдукции

Литература

1. Соколов С.Д., Бялбужеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. №6. С. 68–80.
2. Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Ч. 1. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1985. 57 с.

3. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1992. 104 с.

4. Дмитренко Г.Г., Паланджян С.А. О петрохимических критериях серпентинизации альпинотипных ультрамафитов // Геохимия. 1988. № 9. С. 1249–1259.

5. Силантьев С.А., Соколов С.Д., Бондаренко Г.В. и др. Геохимия и петрология высокобарических амфиболитов в аккреционной структуре полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1139–1147.

Е.И.Паталаха, Г.Л.Трофименко¹

Черноморская впадина как естественный автоклав

Черное море – уникальный по своим потенциальным ресурсам УВ регион, своеобразный аналог Каспийского, Баренцева и Северного морей, что обосновывается специально в публикуемой монографии “Предобруджский прогиб – проблемы и перспективы (Модель краевого прогиба и ее приложение)”. Ниже мы коснемся ряда наиболее острых фундаментальных проблем, недостаточно освещенных в современной литературе.

Черноморский бассейн состоит из западной и восточной глубоких котловин с мощностью осадочной призмы до 15 и 12 км, соответственно. Осадочные призмы кайнозоя (и, видимо, лишь отчасти мезозоя) подстилаются тонкой консолидированной субокеанической корой. Судя по геологической ситуации в окружающем регионе, разнообразным геофизическим данным (А.В.Чекунов, В.В.Гордиенко, В.С.Гейко, В.Б.Бурьянов и др.), а также некоторым аналогиям (Южный Каспий, Баренцево море, Паннонская впадина, Альборанское, частично Северное моря и др.), литосфера под Черным морем резко утонена до первых десятков километров, тогда как в окружающих орогенах и кратонах мощность ее порядка 100 км и выше. Процесс этот – более поздний, чем задуговой спрединг (поздний мел), и может быть представлен как «проплавление» литосферы (комбинация выплавления базальта с эклогитизацией и пр.) в сочетании с изостатическим погружением (“привальная” форма).

Именно с этим процессом, на наш взгляд, связана Циркумчерноморская серия гравитационных положительных аномалий (Крымская, Туапсинская, Синопская, Бургасская и др.), отмеченная явными либо скрытыми проявлениями базитового магматизма (В.Б.Бурьянов, В.Д.Соловьев). Таким образом, есть основания рассматривать Черноморский осадочный бассейн как своеобразное мантийное окно – результат аномально-мантийного апвеллинга с элементами Лагранжевой турбулентности [3]. Поэтому субокеаническое

¹ Научно-производственный концерн “Укрнафтинвест”, Киев, Украина

дно Черноморского бассейна (консолидированная кора) сильно разогрето до состояния катазоны, тогда как мощная покрывающая его осадочная призма, наоборот, – сравнительно холодная и находится в условиях эпизоны.

Важно подчеркнуть, что доказательством последнего может служить сам факт существования “осадочного” слоя, устанавливаемого сейсмическими методами. В самом деле, скорость – функция плотности, которая в чехле существенно понижена по сравнению с фундаментом. В противном случае “осадочного” слоя просто не существовало бы. Иными словами, на примере Черноморской глубокой кайнозойской впадины, равно как и ее аналогов, удается констатировать контрастное сочетание в разрезе сравнительно холодной эпизоны – чехла и горячей катазоны – подстилающей консолидированной коры [2].

Такая ситуация, на наш взгляд, специфична своеобразным эффектом выравнивания температур в чехле. Суть в том, что мощная осадочная призма глубоких котловин благодаря сохранности изначальных коллекторов и покрывок, несмотря на литификационные преобразования, создает условия для внутренне замкнутой термогравитационной циркуляции флюидов как по латерали, так и по вертикали, по влиянием перепада температуры и давления.

Поэтому горячие УВ-носные флюиды, подпитываемые мантийным УВ-носным источником [5,1] (напомним гидрогенную схему ядра Земли В.Н.Ларина равно как и общее изобилие углерода и водорода в земном веществе), растекаются вверх и в стороны унося с собою УВ, тогда как холодные флюиды, по принципу противотока, возвращаются вниз и к центру котловин (но уже без УВ), замыкая, таким образом, конвективные ячейки.

При этом происходит определенное выравнивание температуры по всему объему осадочной призмы, захваченной циркуляцией. Итак, не односторонний процесс дегидратации в иллизионном режиме (как это представляется обычно), а условия полужамкнутой автоклавной циркуляции флюидов отличают мощную осадочную призму глубоких котловин. Вместе с тем, роль избыточного давления не может быть особенно значительной. Проще сказать, развиваемое АВПД регионального масштаба никогда не взорвет бассейн, так как даже на прогрессивном этапе его эволюции происходит перманентный сброс давления флюидов с помощью разломов, диапиров, зон прилегания слоев к склону фундамента, что находит выражение в грязевом вулканизме, фиксируемом, как это удалось показать в результате многолетних уникальных надводных и подводных исследований Е.Ф.Шнюкову, практически во всех секторах Черного моря [4]. Таким образом:

1. Главное условие эпизональной сохранности “осадочного” геофизического слоя глубоких впадин – выравнивание температуры термогравитационной циркуляцией в автоклавном режиме. Обнаруживаемый на современных картах теплового потока Черноморский минимум (В.В.Гордиенко) следует воспринимать как свидетельство высокой степени тепловой закупорки Черноморского кайнозойского прогиба, т.е. наличия весьма эффективного

теплового экрана, которым служит, по всей очевидности, глины майкопской серии.

2. Потенциальные УВ ресурсы Черного моря имеют двойственный генезис: как биогенный (кероген), так и абиогенный (атомарный водород и углерод мантийного флюида). В Черноморском автоклаве происходит их генерация, перемешивание и отгонка вверх и к периферии. Выявленные на сегодняшний день месторождения УВ (Румыния, Украина и другие страны) – только малая толика пока не раскрытых богатств Черного моря, которые ждут своего инвестора.

3. Совершенно уникальное по своему масштабу и интенсивности сероводородное заражение Черного моря представляет собой лишь внешний побочный продукт продолжающегося под покрывкой теплового и флюидного экрана процесса генерации УВ в гигантских масштабах. Заслуживает самого пристального внимания параллель Черноморского феномена с тем мощнейшим ореолом сероводородного заражения, который фиксируется, например, в районе супергиганта – месторождения Тенгиз в Прикаспии (общность тектонической позиции).

4. Сфера локализации залежей УВ, судя по всему, отнюдь не ограничивается теми 6,5–7,5 км, которые установлены для ряда УВ-носных бассейнов мира, а охватывает "осадочный" геофизический слой на полную его мощность. Речь может идти только об изменении с глубиной морфологии залежей и пористого пространства.

5. В сравнительно узкой области по вертикали – в области стыка эпизонального чехла и катазонального фундамента – следует ожидать возникновение полного набора стратиформных рудных гигантов, представляющих собою, по сути, телескопированную флюидную зональность Линдгрена-Эммонса (снизу вверх: сидерофилы, халькофилы, литофилы и пр.). Прототипы их очевидны: Соколово-Сарбай, Джезказган-Удекан, Хайдаркан, Кадамджай и пр.

Литература

1. *Исаев В.П.* Откуда нефть Сибирской платформы? Осадочные формации докембрия и их рудоносность. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 1998. 26 с.

2. *Паталаха Е.И.* Тектонофацциальный анализ и тектоника осадочных бассейнов в связи с нефтегазоносностью // Геол. журн. 1996. С. 43–48.

3. *Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.* Мантийный апвеллинг как основа понимания задуговых морей // ДАНУ. 1998. № 1. С. 52–59.

4. *Шнюков Е.Ф.* и др. Грязевой вулканизм Керченско-Тиманского региона. Киев: Наук. думка, 1986. 150 с.

5. *Ray Ladbury Research Suggests a Recipe for a Lighter Core for Earth-Just Add Water* // Physics today. March 1998. P. 17–19.

Позднекайнозойский вулканизм на континентальной окраине Дальнего Востока России: региональные особенности

Вдоль континентальной окраины Дальнего Востока России широко проявился внутриплитный позднекайнозойский магматизм, в результате которого были сформированы обширные поля толеитовых и щелочных базальтов, образующие Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса. В пределах северных флангов этих поясов сосредоточен ряд крупных плато (Среднеамурское, Совгаванское, Бикинское, Нельминское, соответственно) (рис. 1).

Их распространение контролируется разломами северо-восточного простирания. Среднеамурское и Нельминское плато представляют собой фрагментарные выходы базальтов, остальные образованы обширными лавовыми потоками. В Среднеамурском поле среднее содержание SiO_2 в вулканитах составляет 48,9%, что является самым низким средним значением в эффузивах рассматриваемых полей. Сумма щелочей в породах изменяется незначительно, тогда как содержание K_2O испытывает существенные колебания: от 0,84 % (средние значения) в базальтах Бикинского плато до 2,01% в породах Среднеамурского поля.

Породы всех вышеперечисленных полей принадлежат к высокотитанистой серии, за исключением Совгаванского, где присутствуют также низкотитанистые разновидности. Среди вулканитов Западно-Сихотэ-Алинского пояса встречаются высококалийевые разновидности, в том числе лейцитовые, что позволяет предполагать более глубокие уровни очагов генерации расплавов по сравнению с восточным флангом. Данные изотопного возраста базальтов, полученные с помощью K-Ar и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методов (данные авторов), позволяют провести синхронизацию вулканических событий в пространстве и во времени на этой территории.

В Совгаванском плато наибольшее распространение получили толеитовые и щелочные базальты с возрастом в интервале 8–10 млн лет (рис. 2). Формирование щелочных и толеитовых базальтов в пределах Среднеамурского поля происходило в два этапа: 4–6 и 8–10 млн лет назад, причем высококалийевые эффузивы изливались только на первом этапе. Так, например, изотопный возраст лейцитовых базальтов Болоньского вулкана составляет 9,6 млн лет [1].

Таким образом, на раннем этапе позднекайнозойского внутриплитного

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

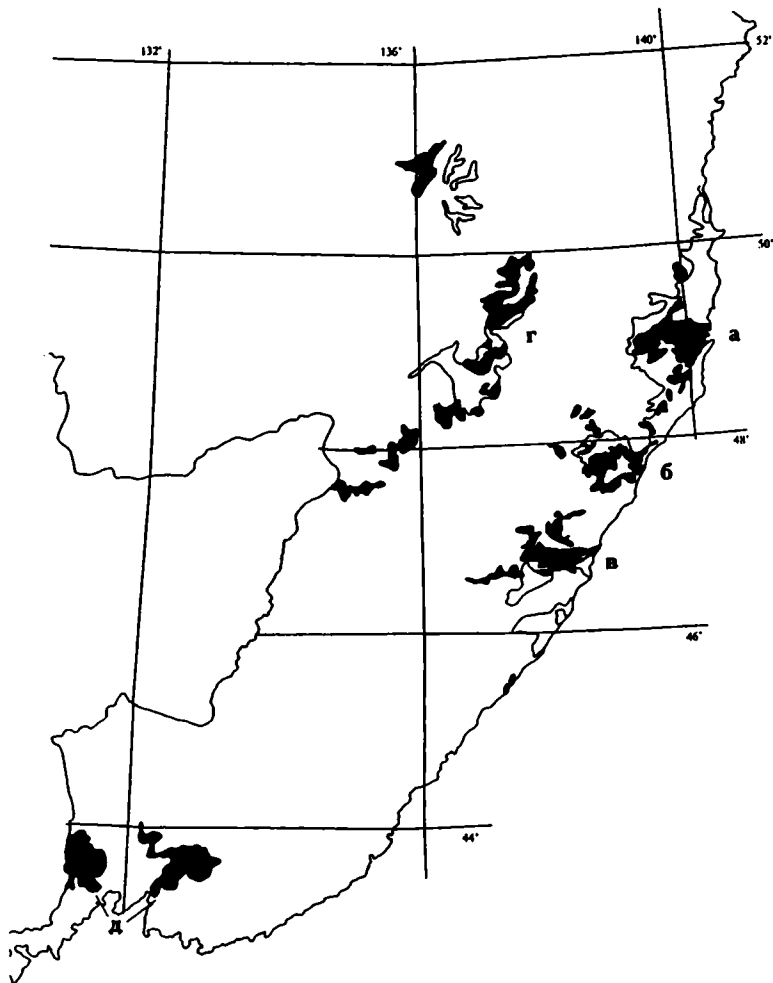


Рис. 1. Схема размещения позднекайнозойских базальтов на территории юга Дальнего Востока России

Буквами обозначены вулканические поля: а – Совгаванское, б – Нельминское, в – Бикинское, г – Среднеамурское, д – Шуфановское, Шкотовское

магматизма имела место согласованность площади, охватывающей Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинский пояса, что, вероятно, обусловлено деятельностью одного мантийного диапира. Свойственное этому этапу вулканической деятельности определенное “заглубление” очагов магмообразования в За-

падном поясе можно связать с положением плюма, центральная область которого располагалась под Восточно-Сихотэ-Алинским поясом. Проявления в Среднеамурском поле более молодого вулканизма связано с деятельностью длительно развивающейся Восточно-Китайской рифтовой системы.

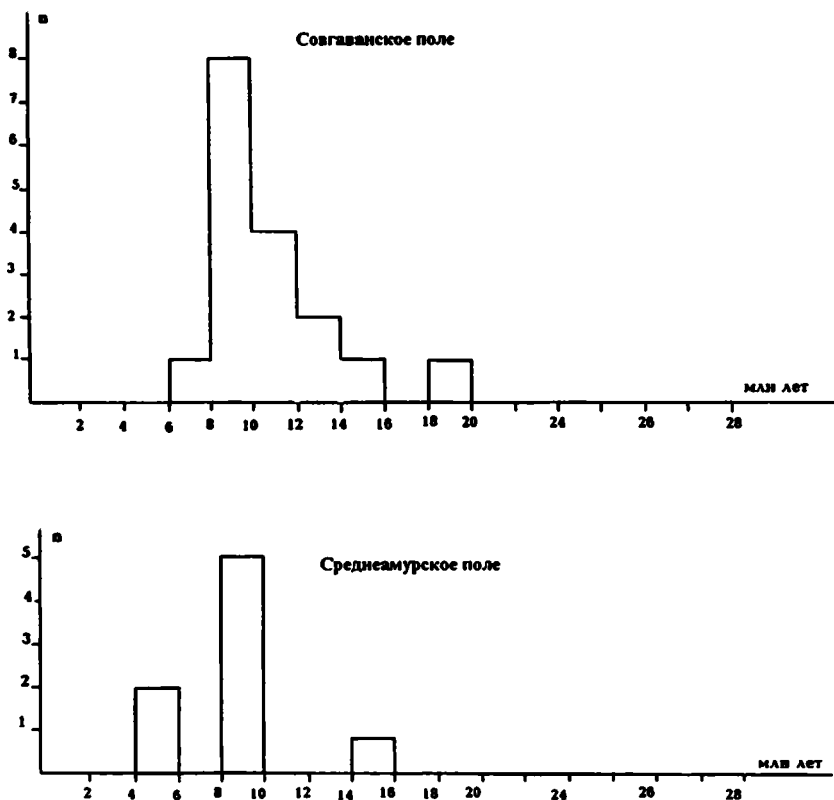


Рис. 2. Гистограмма распределения изотопных возрастов позднекайнозойских базальтов

Данные получены в лаборатории Университета г.Киото (Япония), аналитик – К.Сато

Литература

1. Приходько В.С. и др. Лейцитовые базальты Болонского вулкана // Тихоокеан. геология. 1996.

Узловые структуры земной коры: тектоника, геодинамика, магматизм

Целью настоящего сообщения является очередная попытка привлечь внимание к так называемым узловым структурам земной коры, специфические особенности которых давно заслуживают планомерного и всестороннего изучения.

Проведенные ранее специальные исследования узловых структур, под которыми понимаются структуры сочленения и /или пересечения линейных тектонических элементов, показали, что, к началу 70-х годов в тектонике и структурной геологии еще не было “общепринятого подхода к классификации любых видов поперечных сочленений с единых позиций” [2]; к середине 80-х сделан вывод, что данные структуры могут быть “образованы не только разноориентированными, но и разноглубинными нарушениями” [5], а в начале 90-х была предпринята попытка выделить и описать разномасштабные – планетарные (мега-), региональные (макро-) и локальные (микро-) узловые структуры [6].

Узловые структуры, образующиеся в результате сочленения или пересечения не только разноориентированных, но и разноглубинных (разноэтажных) линейных нарушений – линеаментов, зон трещиноватости, разрывов и их комбинаций, – представляют собой по латерали структуры повышенной структурной сложности, а по вертикали (в разрезе) – ослабленные зоны, обладающие аномальной тектонической раздробленностью, повышенной геодинамической подвижностью и интенсивной магмо- или флюидопроницаемостью.

Аномальная тектоническая раздробленность узловых структур предопределена интерференцией смещений вдоль узлообразующих линейных нарушений разного кинематического типа, что может приводить практически к одновременному (в масштабе геологического времени) сжатию и растяжению, сколу и даже шарнирному скручиванию объемов земной коры, ограниченных узловой структурой.

Повышенная геодинамическая подвижность узловых структур подтверждается активизацией эндогенных (особенно сейсмических) и экзогенных (в первую очередь, оползневых, карстовых) процессов и явлений.

Интенсивная магмо- и флюидопроницаемость узловых структур может быть проиллюстрирована приуроченностью к ним проявлений разновозрастного магматизма: от кимберлитовых трубок периода распада Гондваны до

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

раннекайнозойских гидротерм, открытых, например, недавно на Русской платформе в Доно-Хоперском междуречье и в районе схождения Уманского, Первомайского и Могилев-Подольского глубинных разломов в Приднестровье [4].

Роль “узлов” в структурировании земной коры как специфических деструктивных центров еще предстоит выяснить, но уже сегодня может быть предложен следующий эволюционный код данных образований: а) протерозой – заложение планетарной линеаментной матрицы (“кардинальных линеаментов” – по Г.Штилле) – протолинеаментов и связанной с этим возникновение планетарной узловой “решетки” - протоузлов, “позволивших” впоследствии литосфере разделиться на отдельные континенты [8]; б) палеозой–мезозой – образование перекрестного линеаментного плана и связанное с этим появление региональных палео- и мезоузлов, положивших начало образованию различных “плюмов”, рифтов, авлакогенов; в) кайнозой – частичное омоложение планетарных и региональных узловых структур и развитие локальных кайноузлов, на площади которых часто образуются впадины, иногда, озерные.

Приступая к изучению узловых структур, следует подготовиться к непростою и долгому пути, ведь недаром физики и математики, изучающие эти образования около двух столетий признают, что: “Узлы оказались на удивление сложными объектами, и ... не поддаются исчерпывающей трактовке” [1].

Некоторые современные философы полагают, что “стремление к концентрации в узлы свойственно самой природе “первозлементов” материи, и считают, что “узлы – это нечто “реальное”, какие-то памятники прошлого” [3].

Задача геологов – раскрыть то, о чем свидетельствуют эти “памятники”, тем более, что именно площади узловых структур в первую очередь обжились людьми: например, именно к “узлам” приурочено большинство человеческих поселений на Русской платформе – от одиноких монастырей до гигантских мегаполисов типа Москвы [7].

Литература

1. Атья М. Геометрия и физика узлов. М.: Мир, 1995. 192 с.
2. Боровиков А.М. Типы поперечных сочленений линейных тектонических элементов. М.: Недра, 1971. 104 с.
3. Вайнштейн Э. Стержень спирали: Опыт неформальной философии. М.: Ключ, 1994. 480 с.
4. Каледа К.Г., Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Суворов А.И., Бабушкин Д.А. Следы разгрузки раннекайнозойских гидротерм на Русской платформе // ДАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 74–77.
5. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева З.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 144 с.
6. Полетаев А.И. Узловые структуры земной коры. М.: МГП “Геоинформмарк”, 1992. 52 с.
7. Скворцов А.И. Краткий анализ связи географии городов с тектоникой на Русской платформе // Сборник трудов ВНИИ системных исследований. № 3. М.: 1991. С. 30–35.
8. Структурная геология и тектоника плит. Т. 2 М.: Мир, 1991. 376 с.

Структурные связи доуралид

До последнего времени представления о байкальском возрасте позднепротерозойского орогена Урала [1] преобладали как в отечественной, так и в зарубежной литературе. Вместе с тем, значительное распространение получила и другая точка зрения [2] – о том, что в позднепротерозойской истории Урала вообще не было складчато-орогенических движений, а все события этого времени могут быть описаны как проявления рифтогенеза. Автор данного доклада отстаивает представления, в той или иной мере отличающиеся от вышеуказанных. Полностью соглашась с тем, что в конце позднего протерозоя на Урале действительно проявились складчато-орогенические процессы, автор неоднократно обращал внимание на то обстоятельство, что эти процессы не могут коррелироваться с байкальскими, и, наоборот, прекрасно совпадают по времени с кадомскими [3, 4]. Появившиеся в последнее время новые данные позволяют не только уточнить возраст протерозойского орогена на Урале, но и внести определенные коррективы в глобальные реставрации континентов для поздневендско-раннекембрийского времени [5].

Наиболее изучены в настоящее время процессы поздневендского орогенеза на Южном Урале, в пределах Башкирского антиклинория. Причина здесь не только в доступности и хорошей обнаженности территории, но и в том, что здесь в сравнительно слабой степени проявились процессы позднепалеозойского оверпринта, не затушевавшие, таким образом, проявлений более ранних тектонометаморфических процессов. Аргументами в пользу поздневендского орогенеза в этой структуре являются:

1. Наличие угловых несогласий между ордовиком и поздним протерозоем. Несогласия регионально распространены в восточной части Башкирского антиклинория, где ордовик ложится на различные по возрасту отложения – от ранневендских до низов среднего рифея. Расчеты мощностей удаленных эрозией отложений, а также разница в метаморфизме подстилающих и перекрывающих толщ позволяют предполагать, что глубина эрозии могла местами превышать 10 км.

2. Исследования, проведенные независимо рядом квалифицированных геологов-структурщиков, подтверждают наличие в доордовикском антиклинории по крайней мере двух систем складчатости, одна из которых принадлежит поздневендскому орогену.

3. Литологические исследования последнего времени подтверждают присутствие на западной периферии Башкирского антиклинория мощной

¹ Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа, Россия

поздневендской терригенной толщи, которая издавна характеризовалась как моласса [1, 6]. Следует при этом уточнить, что, по мнению автора, молассой может быть названа лишь верхняя часть ашинской серии (басинская, кукураукская и зиганская свиты), характеризующаяся полимиктовым, граувакковым составом (в нилежащих бакеевской и урюжской свитах преобладают кварцитовая и аркозовая компоненты). Присутствие в кукураукской свите гальки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород, базитов, гранитов и красных яшм указывает на то, что источником сноса для нее был вышеуказанный поздневендский антиклинорий. При этом восточная часть его – наиболее насыщенная гранитами и, возможно, включавшая пластины глубоководных осадков (офиолитов?) – в настоящее время не обнажена (ушла в виде террейна или перекрыта палеозойскими надвигами).

4. Складчатость, эрозия, формирование молассы в краевом прогибе сопровождались в позднем венде формированием Белорецкого метаморфического комплекса, в составе которого присутствуют амфиболиты и эклогиты. Согласно К-Аг датировкам гранитов и метаморфических сланцев и изучению изотопного состава стронция в гранитах [7], (В.М.Горожанин, устное сообщение), возраст основной фазы метаморфизма и сопровождающих ее мелких тел гранитов S-типа находится в интервале 510–635 млн лет. По ³⁹Ar–⁴⁰Ar датировкам ([8] и У. Гласмахер, устное сообщение) время остывания метаморфических комплексов основной фазы колеблется в интервале 597–542 млн лет, а возраст роговой обманки из эклогитов составил 720 млн лет.

Таким образом, весь комплекс геологических и геохимических данных позволяет уверенно говорить о проявлении поздневендской фазы складчатости на Урале. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы [9, 10, 3] позволяет коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры доуралид с кадомидами. Напротив, традиционная корреляция их с байкалидами не выдерживает критики: в Прибайкалье в поздневендское время не было орогенических процессов, а осадки представлены известняками и эвапоритами [11].

Новые данные по геологии более северных районах Урала не только подтверждают эту точку зрения, высказывавшуюся и раньше [3, 4], но и позволяют более уверенно говорить о наличии на Полярном Урале позднерифейских офиолитов, вовлеченных в поздневендскую складчатость [12].

Новые данные по геологии Тимана также подтверждают кадомский возраст складчатых структур его фундамента; существенным, в частности, является определение абсолютного возраста гранитов на восточном фланге Тимана в интервале 550–565 млн лет [13, 14]. Краевой антиклинорий и краевой прогиб кадомид, выявляемые в пределах Башкирского палеозойского антиклинория, находят свои аналоги на Тимане. Не исключено, что кадомиды развиты на значительных пространствах Баренцева моря; в пользу этого говорит тот факт, что на Шпицбергене описаны предордовикские складчатые деформации и глаукофансланцевый метаморфизм [15].

Для понимания структурных связей доуралид весьма важны новые данные по геологии Таймыра, – в частности, изотопные данные о развитии там позднерифейских офиолитов и проявлении поздневендского (573–626 млн лет) метаморфизма [16].

Еще большее значение имеют глобальные реконструкции континентов для конца протерозоя, приведшие к идее о существовании одностороннего кадомского орогена на периферии Гондваны [17, 18, 19]. Согласно [19], Восточно-Европейский и Сибирский континенты располагались в Южном полушарии, напротив кадомской Перигондваны но на изрядном расстоянии от нее. Вместе с тем, Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды располагались, согласно этим же данным, на очень близких широтах. Имея в виду, что палеомагнитные данные не дают ограничений по долготам, можно откорректировать реконструкцию [19] таким образом, что Палеоурал, Палеотаймыр и Перигондванские кадомиды образуют компактный, более крупный ороген в составе суперконтинента Родиния.

Литература

1. Шатский Н.С. Рифейская эра и байкальская фаза складчатости // Академик Шатский. Избр. тр. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 600–619.
2. Иванов С.Н. Байкалиды Урала и природа метаморфических комплексов, обрамляющих эвгеосинклинали. Свердловск: ИГГ УНЦ РАН. 1987. 74 с.
3. Puchkov V.N. Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine orogen // *Studia Geologica Polonica*, 91. Warszawa, P. 77–92.
4. Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Burg J.-P., Ford M. (Eds.) *Orogeny through time // Geological Society Special Publications*. N 121. London: 1997. P. 201–234.
5. Puchkov V.N. Cadomides of the Urals and Taymyr: Connections with Gondwanan Europe // *Excursion Guide to Saxony, Thuringia, Bohemia. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*. P. 177–178.
6. Беккер Ю.П. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 288 с.
7. Ленных В.И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала // Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: 1966. С. 169–183.
8. Matte Ph., Maluski H., Nicolas A. et al. Geodynamic model and ^{39}Ar – ^{40}Ar dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 1993. T. 317, ser. II. P. 1667–1674.
9. Le Corre C.L., Auvran B., Balleve M., Robardet M. Le massif Armoricaïn Sci // *Geol. Bul. Strasbourg*, 1991. Vol. 44, № 1. P. 31–103.
10. Linnemann U., Gehmlich V., Tichomirowa V., Buschmann B. Introduction to the Pre-Symposium Excursion (part I): The Peri-Gondwanan basement of the Saxothuringian Composite Terrane // *Excursion Guide to Saxony, Thuringia, Bohemia. Schriften des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden*. P. 7–13.
11. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. 227 с.
12. Gee D., Pease V. Europrobe TIMPEBAR- Polar Urals Transect, Excursion 12-24 July, 1997 // *EUROPROBE News*, Issue №1. 1997. Uppsala. P. 4–7.
13. Оловянинников В., Седлецка А., Робертс Д. Аспекты геологии Варанге-Тиманского орогена // *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ РАН*. 1998. С. 5–6

14. *Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Данилевский С.А.* и др. Геодинамическая позиция гранитоидов Тимано-Печорской плиты и ее влияние на размещение залежей углеводородов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. С. 86–87.

15. *Ohta Y., Hirajima T., Hiroi Y.* Caledonian high-pressure metamorphism in Central Western Spitsbergen // *Geol. Soc. Amer. Memoirs*, 164. 1986. P. 205–216

16. *Vernikovsky V.A.* Neoproterozoic and Late Paleozoic Taimyr Orogenic and Ophiolitic Belts, North Asia: A Review and Models for their Formation // *Proc.30th Intern Geol. Congr.* 1997. Vol. 7. Beijing. P. 121–138.

17. *McKerrow W.C.* Terrane assembly in the Variscan belt of Europe // *EUROPROBE News*, Uppsala, 1994, № 5. P. 4–5.

18. *Erdtmann B.-D.* Cambro-Ordovician evolution of the Northwestern Peri-Gondwana margin // *Baldis, B., Ace-olaza F.G.* (Eds.): Early Paleozoic evolution in N-W Gondwana. Serie Correlation Geologica. 1996. № 12. P. 85–106.

19. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van Der Voo R., McKerrow W.S., Brasier M.D., Sturt B.A., Walderhaug H.J.* Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic: a tale of Baltica and Laurentia // *Earth-Science Reviews*. 1996. Vol. 40. P. 229–258.

С.В.Пчелинцев¹

Деформационные и метаморфические структуры северной части Чашковского гранито-гнейсового массива (Южный Урал)

Чашковский массив находится в юго-восточной части Сысертско-Ильменогорского мегаблока (микроконтинента) докембрийского возраста. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 16 км при ширине 3.5 км. В южной части массив имеет отчетливую куполообразную форму с четким периклинальным замыканием гнейсовидности и падением контактов в сторону от массива, а на севере наблюдается выход подошвы массива на современный эрозионный срез с крутым падением контактов в восточном направлении, т.е. с запрокидыванием массива на запад. В северной части массив сложен однородными линзовидно-очковыми плагиоклазовыми и двухполевошпатовыми субщелочными гранитными мигматитами, переходящими к югу в гнейсовидные граниты. Мигматиты пронизаны многочисленными пластовыми или секущими гнейсовидность прожилками и жилами аплитов, пегматитов и лейкократовых гранитов, состав которых зависит от состава мигматитов. Вдоль западного контакта массива развиты многочисленные пластовые тела динамосланцев по амфиболитовым скиалитам.

Вмещающими породами массива являются плагиогнейсы с прослоями амфиболитов еланчиковской и кыштымской толщ протерозойского возраста.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

та, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и имеющие очень сложное складчатое строение. В.А.Юрецким и др. (1982 г.) выделены три генерации складок. Наиболее ранние – изоклиналильные складки (1-я генерация) северо-восточного простирания сминаются в асимметричные складки (2-я генерация) юг-юго-восточного простирания с пологим падением осевых плоскостей (ОП) как в восток-северо-восточном, так и в запад-юго-западном направлении.

Эти складки определяют структуру доуралид в этом районе, на которую наложены поздние субмеридиональные складки открытого типа с субвертикальными ОП, являющиеся, по-видимому, результатом герцинских деформаций. По данным В.А.Юрецкого и др. (1982г.), возраст массива определяется как ранне-среднеордовикский, так как формирование гранитоидов происходило в «домиаскитовое» время (возраст миаскитов по альфа-свинцовому методу по цирконам оценивается в 340–460 млн лет [1]). Калий-аргоновым методом возраст гранитоидов Чашковского массива устанавливается в 280 млн лет (?).

Формирование гранитоидов массива явилось результатом активизации в условиях локального (?) сжатия сиалического фундамента Сысертско-Ильменогорского микроконтинента во время заложения Уральского палеоокеана. Наиболее ранние структурные формы в палеосоме мигматитов Чашковского массива представлены двумя генерациями складок, образованных прослоями меланократовых гнейсовых скиалитов. Гнейсовидность мигматитов резко сечет их ОП как по падению, так и по простиранию. Наиболее часто встречаются субмеридиональные изоклиналильные складки с субвертикальными ОП, амплитуда которых не превышает 1–2 м. Иногда встречаются асимметричные складки с пологим падением ОП в восточном направлении с амплитудой в десятки сантиметров. Вероятно, эти складки являются фрагментами древней складчатой структуры докембрийской палеосомы и соответствуют складкам первой и второй генерации структуры доуралид в этом районе.

Деформационные структуры гранитной неосомы можно объединить в четыре разновозрастных складчатых парагенезиса (СП), отражающих структурно-метаморфическую эволюцию массива в каледоно-герцинское время.

Этап D₁ – наиболее ранние деформационные структуры неосомы, которые можно объединить в СП послынного течения [2]. Парагенезис включает в себя субмеридиональную субгоризонтальную биотитовую линейность, будинаж-структуры, многочисленные правого и левого типа изгибы послынных и секущих под небольшим углом гнейсовидность жил аплитов, пегматитов и гранитов с крутыми шарнирами, субмеридиональные правые вязкие сдвиги и птигматитовые складки субширотных гранитных жил. На последних стадиях происходило формирование послынной субмеридиональной гнейсовидности, так как складки этого парагенезиса ею не обрисовываются. Формирование этого СП обусловлено пластическим течением вещества в

субмеридиональном направлении в момент формирования неосомы, что позволяет достаточно точно определить время его формирования как время формирования массива, т.е. как ранний–средний ордовик.

Этап D_2 – формирование СП вязких сдвигов [2]. Представлен вязкими левыми сдвигами по субмеридиональным телам амфиболитовых скиалитов, локализованными вблизи них складками левого типа, сминающими гнейсовидность мигматитов и характеризующимися крутыми шарнирами и кливажом осевой поверхности. Их формирование происходило при доминирующем юго-восточном сжатии. Не исключен и вариант, что пластическое течение гранитного материала предыдущего этапа продолжалось и на этом этапе, но уже в пределах узких протяженных зон вязких сдвигов.

Этап D_3 – формируются крупные субмеридиональные складки гнейсовидности с субгоризонтальными шарнирами, крутым падением ОП и веерообразным кливажом, складки левого типа вблизи с зонами вязких взбросов по амфиболитовым телам с крутым восточным падением ОП и с пологими шарнирами и слабовыраженная субвертикальная линейность в телах амфиболитовых скиалитов. Геодинамическая обстановка этого этапа, по видимому соответствует эпохе коллизии Сысертско-Ильменогорского микроконтинента с Восточно-Европейским континентом при господствующем субширотном сжатии.

Этап D_4 – представлен локально развитым СП вязких сдвигов – вязких правых сдвигов по субмеридиональным телам амфиболитовых скиалитов, локализованных вблизи них в складки гнейсовидности правого типа с крутыми шарнирами, формирующиеся в обстановке северо-восточного сжатия в конце палеозоя или начале мезозоя.

Наиболее поздние деформации (этап D_5) представлены субширотными хрупкими правыми сдвигами и многочисленными зеркалами скольжения.

Рассмотренный материал позволяет сделать вывод о том, что структура Чашковского массива формировалась при многократных деформациях в обстановке сдвига со сжатием, что свидетельствует о косом сближении Восточно-Европейского континента и Сысертско-Ильменогорского микроконтинента в палеозойское время.

Литература

1. Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте пород Ильменских гор // Тр. Ильменского гос. заповедника. 1971. Вып. 9. С. 146–156.
2. Миллер Ю.В. Важнейшие структурные парагенезисы кристаллических комплексов // Структурные парагенезисы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–112.

Геохронологическая систематика позднекайнозойского вулканизма Юго-Восточной Азии и ее геодинамическое приложение

Позднекайнозойский тектогенез в юго-восточной части Евразийской плиты обусловлен тремя главными геодинамическими факторами: 1) разогревом подлитосферной части мантии при подъеме горячего материала из ее глубинных частей; 2) взаимным столкновением континентальных частей литосферных плит и 3) субдукцией океанических плит под континент. Динамика литосферы этой территории изучается через анализ пространственно-временных соотношений вулканических событий в ее подвижных зонах [3].

Выполненное в последние годы радиоизотопное датирование позднекайнозойских вулкаников свидетельствует о существовании в Юго-Восточной Азии иерархической системы квазипериодичности вулканических извержений не менее четырех уровней: 1) 30, 2) 5, 3) 0.6–0.24 и 4) 0.3–0.1 млн лет. Квазипериоды каждого уровня разделяются на две стадии, выраженные в различной интенсивности вулканизма, его последовательной и скачкообразной пространственно-временной миграции, вариациях состава лав и других параметрах.

“Главная геологическая периодичность” 30 млн лет [1], отражается в глобальном распространении вулканизма. В олигоцене – раннем миоцене лавовые извержения охватили территории между зоной Индо-Азиатской коллизии и Япономорской зоной задугового рифтогенеза и между зоной Индо-Азиатской коллизии и юго-западной частью Байкальской рифтовой системы. В обстановке возросшей эндогенной активности около 14 млн лет назад вулканическая деятельность активизировалась в ее северо-восточной части.

В квазипериод 30 млн лет вписывается вулканическая квазипериодичность длительностью около 5 млн лет. В Восточной Азии, охваченной рифтогенезом, вулканические максимумы находятся в интервалах 25–24, 21–19, 16–14, 11–9, 6–3 и <2 млн лет назад. В более непрерывных вулканических последовательностях территории Центрально-Азиатской орогенной системы, протянувшейся от Тибета до Восточного Саяна во фронте Индо-Азиатской коллизии, квазипериодичность отражена в миграции вулканизма в пределах вулканических полей, в вариациях состава лав и сочетается с импульсным воздыманием горных сооружений.

В течение четвертичного периода выделяются вулканические интервалы длительностью от 0.6 до 0.24 млн лет. Каждый из интервалов характеризу-

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

ется своей повторяемостью вулканических максимумов, варьирующей от 0.3 до 0.1 млн лет. На вулканических полях межплитных и внутриплитных обстановок в общем не совпадали ни рубежи между интервалами, ни повторяемость их максимумов.

Параметры интервалов лавовых извержений на межплитных границах и в приграничных коллизионных зонах (вулканические поля Тибета, Тенгченга, Шангбашана): 1) интервал 1.65–1.19 млн лет назад с повторяемостью максимумов через 0.23 млн лет; 2) интервал 1.07–0.44 млн лет назад с повторяемостью максимумов через 0.2 млн лет; 3) интервал последних 0.49 млн лет с повторяемостью максимумов через 0.1 млн лет.

Параметры интервалов внутриплитных лавовых извержений (вулканические поля Байкальской, Периордосской и Восточно-Китайской рифтовых систем и Центрально-Азиатской орогенной системы): 1) интервал 1.9–1.6 млн лет назад с повторяемостью максимумов через 0.15 млн лет; 2) интервал 1.17–0.93 млн лет назад с повторяемостью максимумов через 0.12 млн лет; 3) интервал 0.78–0.18 млн лет назад с повторяемостью максимумов через 0.3 млн лет.

Часть вулканических максимумов имела “сквозное” распространение внутри и на границах Евразийской плиты. К ним относятся максимумы 1.19–1.17, 1.07–1.05, 0.49–0.48, ~0.29, 0.2–0.18 млн лет назад и современный. Они могли представлять собой резонансные вулканические события. Современный внутриплитный вулканический максимум не вписывается в предшествующие вулканические квазипериоды с длительностью 0.3 млн лет, свойственные внутренним районам Евразийской плиты, и должен рассматриваться в рамках отдельного вулканического импульса.

Резонансный характер вулканической деятельности хорошо выражен в хребте Удокан в последние 12 тыс. лет. Здесь действовали вулканы с щелочно-базальтовыми и трахитовыми продуктами извержений. На них установлено изменение простирания трещинных магмовыводящих каналов с северо-западного на северо-восточное, произошедшее в середине голоцена, в интервале 7,9–4,6 тыс. лет назад. Вулканизм Удоканского поля контролировался структурами северо-восточной части Байкальской рифтовой системы и западной части Олекмо-Становой орогенной системы. Последняя в динамическом отношении связана с коллизией Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю [2,3]. Предполагается, что начало юного вулканизма в хребте Удокан было сопряжено с импульсом северо-западного сжатия верхней части коры в Олекмо-Становой системе, а затухание вулканизма произошло при ослаблении сжатия и переходе к преобладающему северо-западному растяжению коры, характерному для Байкальской системы.

Из-за увеличения погрешности К-Аг измерений с увеличением возраста вулканических короткопериодные вулканические импульсы неогена пока не анализировались. Остается неясным, характеризует ли квазипериодичность с длительностью 0.6–0.24 и 0.3-0.1 млн. лет только четвертичный период

или распространяется и на более ранние вулканические интервалы позднего кайнозоя. Для дальнейшего изучения квазипериодичности вулканических и тектонических процессов в Юго-Восточной Азии необходимо привлечение новых прецизионных данных (включая измерения методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) с повышением их надежности межлабораторной корректировкой аналитических исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64285.

Литература

1. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной периодичности и глобальных перестроек // ДАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797–800.
2. Рассказов С. В., Иванов А. В., Брандт И. С., Брандт С. Б. Миграция позднекайнозойского вулканизма Удоканского поля в структурах Байкальской и Олекмо-Становой систем // ДАН. 1998. Т. 360, № 3. С. 378–382.
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.

Я.А.Рихтер¹

Геодинамика формирования структур юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины

Юго-восточная часть Прикаспийской впадины в районе п-ова Бузачи и низовьев р.Эмбы граничит со структурами Туранской эпигерцинской плиты, в частности, с Устюртской микроплитой, имеющей добайкальский кристаллический фундамент. Сочленение носит необычный для платформенных структур характер, отличается чрезвычайной сложностью и совершенно непохоже на прибортовые зоны впадины на ее западе и севере, где они представлены древней континентальной окраиной пассивного типа [1]. Возможно, по этим причинам его природа осталась непонятой до настоящего времени. Пересмотр современных данных бурения и геофизических исследований (МОГТ, КМПВ) позволил придти к следующим основным выводам.

1. Между структурами Прикаспийской впадины (Северо-Култукское и Южно-Эмбенское “поднятия” – площади Сазтубе, Южно-Эмбенская, Тор-тай, Сарыкум, В. Тортколь) и прилегающими к ним с юго-востока интенсивно дислоцированными комплексами, принадлежащими Устюртской мик-

¹ Саратовский государственный университет (СГУ), Саратов, Россия

роплите (площади Туресай, Жанасу, Терескен), проходит тектонический шов – коллизийная сутура. По обе стороны шва отложения среднего и верхнего палеозоя имеют различный тектоноформационный облик, а залегающая под ними консолидированная земная кора принадлежит к разным типам – субокеаническому и континентальному, соответственно.

2. Возникшая в процессе прогибания в зоне тектонического шва мощная аккреционная осадочная призма включает отложения Тугаракчанского “прогиба” (внешняя часть) и Южно-Эмбенского “поднятия” (внутренняя часть призмы). Ее мощность увеличена вследствие тектонического ссешуивания при надвигании Устюртской микроплиты с юго-востока. В ее пределах бурением и геофизическими методами установлено значительная дислоцированность палеозоя, выявлен ряд линейных складок, имеющих юго-восточную вергентность (например, Маткен-Ушмолинская группа складок, параллельных тектоническому шву).

3. Тектоноформационная принадлежность отложений аккреционной призмы (вулканогенно-осадочная флишоидная формация D_3-C_1 , вулканомиктово-терригенная турбидитная формация $C_1t_2-v_2$) и более поздних образований, перекрывающих призму (моласса C_2b_2, P_1), также свидетельствует о процессе длительной аккреции, тектонического скучивания и горообразования. Присутствие вулканического материала в составе отложений аккреционной призмы, а также вулканитов базальт-андезит-риолитового состава иногда с субшелочным уклоном в верхнем палеозое Устюрта указывает на широкое развитие наземного вулканизма, характерного для вулканических поясов активных континентальных окраин, испытавших коллизию.

Субдукционный механизм коллизии создал мощную аккреционную призму и затем был приостановлен в результате заклинивания зоны поглощения крупными биогермными карбонатными массивами, пристыкованными в ходе субдукции к этой зоне [2]. Такой результат определил незавершенный тип коллизии (“замершей на полпути”), но не изменил финала – последующего орогенеза и накопления мощных моласс, что, видимо, и привело к окончательному замыканию Прикаспийской впадины. Развитый нами геодинамический подход к интерпретации природы структур ее юго-восточного обрамления позволяет использовать дополнительные критерии для оценки перспектив их нефтегазоносности.

Литература

1. Рихтер Я.А. Прикаспийская впадина – реликт палеозойского океана? // Недра Поволжья и Прикаспия. 1997. Вып. 12. С. 3–9.
2. Рихтер Я.А. О коллизийной природе структур юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины // Уч. зап. 1998 (в печати).

Геодинамика Южного Каспия и проблемы невязок водного баланса и нефтегазоносности Каспийского региона

Закрытие в кайнозое мезозойских океанов – Тетиса и Уральского – оставило после себя протяженную цепь гигантских нефтегазоносных провинций, протягивающуюся от Западной Сибири, через Волго-Урал и Каспий к Персидскому заливу. Нефтегазоносность этих провинций связывается рядом авторов с переработкой субдцированных и перекрытых глубинными надвигами древних осадочных комплексов. Такая гипотеза подкрепляется данными о современных зонах субдукции. Так, при детальном исследовании области глубоководного желоба вблизи острова Тринидад выявлены поля активного грязевого вулканизма с массивными выбросами легких углеводородов. В связи с этим представляет интерес выявление признаков выноса глубинных флюидов на примере Южного Каспия, который представляет собой наиболее молодой участок закрытия палеоокеана Тетиса и Уральского.

Молодость (и даже современная активность) зоны континентальной коллизии в области Южного Каспия подтверждается рядом независимых свидетельств. Действительно, вокруг впадины Южного Каспия выявлены пояса развития подкоровой сейсмичности; геологические и гравиметрические данные уверенно указывают на развитие здесь ряда активных надвиговых структур; а недавние сейсмические исследования выявили в центральной части Южного Каспия мощную подкоровую низкоскоростную зону.

Проведенный нами средствами ГИС комплексный анализ геоэлектрических, сейсмических, геотермических и гравитационных данных позволяет заключить об относительной низкотемпературности и повышенной электропроводности вещества низкоскоростной зоны откуда следует ее вероятная флюидонасыщенность.

Совокупность данных и результатов их анализа дает основание с определенной долей уверенности говорить о существовании относительно молодой палеозоны субдукции с выходом в районе Апшеронского порога (возможно ее продолжение вдоль северного склона Кавказа) с падением зоны под горную цепь Эльбурса. Область выхода надвиговой зоны к земной поверхности маркируется полями развития грязевого вулканизма и крупными месторождениями нефти и газа (в том числе и открытыми в самое последнее время).

В результате недавних исследований количество известных здесь подводных грязевых вулканов резко возросло и приблизилось к 150. Только за счет выбросов этих известных вулканов средний рост уровня Каспия оцени-

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия

вается примерно в 1 см/год. Этот эффект конечно мал по сравнению с другими компонентами водного баланса Каспия, но он может оказаться заметным при (более чем вероятной) неравномерной разгрузке глубинных флюидов. Отметим в этой связи, что исследования водного баланса Каспия указывают на эпизодическое появление систематических невязок баланса величиной около 2 см/год.

В пользу выноса глубинных углеводородов свидетельствуют и данные нефтяной геологии. Оценка объемов известных в регионе и выбрасываемых грязевыми вулканами углеводородов приводит к значениям, значительно превышающим ожидаемые, исходя из вероятной нефтепродуктивности известных здесь осадочных свит. В пользу наличия глубинной компоненты свидетельствует и изотопный состав углерода УВ, выявляющий особенности, характерные для активных континентальных окраин. Таким образом, гипотеза о существовании неизвестного ранее глубинного резервуара флюидов под Южным Каспием представляется довольно правдоподобной. В случае подтверждения этой гипотезы дальнейшими исследованиями положения этой модели следует учитывать при планировании разведочных работ на нефть и газ. В предположении правильности выдвинутой гипотезы о существовании мантийного резервуара флюидов под Южным Каспием делается попытка сопоставить некоторые известные в прошлом трансгрессии Каспийского моря (не находящие адекватного климатического объяснения) с режимом Южно-Каспийской зоны субдукции.

Создание региональной базы данных, использованной при работе, было поддержано РФФИ (проект № 95-07-19378). Автор благодарен всем участникам этого проекта.

О.М.Розен¹

Расплавные горизонты в коре коллизионных зон: Гималаи и Кавказ

Гималаи и прилегающее Тибетское плато играют ключевую роль в познании коллизионных орогенов, поэтому в последние годы были проведены комплексные исследования [4, 5 и др.], которые позволили с высокой точностью выявить строение земной коры региона. Вследствие коллизии Азиатской и Индийской плит, начавшейся 45–55 млн лет назад, мощность коры южнее сутуры Цангпо (рис. 1) возросла до 70 км. Индийская литосфера

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

продвигается к северу под южный Тибет по Главному Гималайскому надви-гу (см. рис. 1). Слой пониженных скоростей мощностью около 10 км [5], со-держащий гранитный расплав [4, 5], выявлен на глубинах 15–20 км во фронтальной части Тибета (террейн Лхаса), где мощность коры достигает 80 км. Прямым подтверждением разогрева в коре и, возможно существования расплавов на глубине, являются горячие источники, повсеместно распростра-ненные в Южном Тибете. На севере Тибетского региона средняя мощность коры значительно меньше, 55 км, а подстилающая мантия обладает ано-мальными свойствами вследствие напряженного состояния и повышенной температуры [5]. В нижней коре террейна Сунпан-Гандзи (рис. 1) необычно низкие скорости S-волн указывают на парциальное плавление, обусловлен-ное высокой температурой подстилающей мантии и внедрением неогеновых базальтоидов [5].

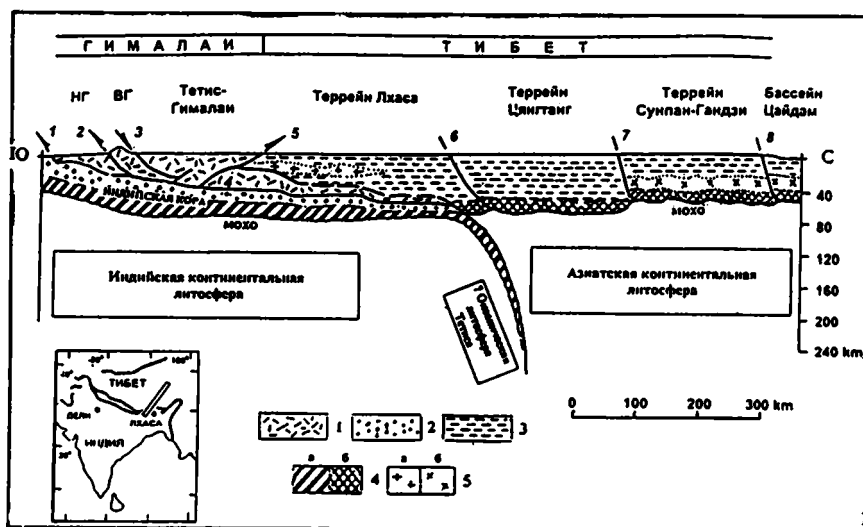


Рис. 1. Геолого-геофизический профиль Гималаи – Тибет (по: [4, 5] с измене-ниями автора)

1–3 – континентальная кора: 1 – области Тетиса, 2 – то же, Индии, 3 – то же, Тибета; 4 – нижняя мафическая кора с сейсмической скоростью: а – $V_p = 7.2-7.5 \text{ км/с}^{-1}$, б – то же, $V_p = 6.3-7.5 \text{ км/с}^{-1}$; 5 – области парциального плавления в коре: а – при термальной релаксации в утолщенной при коллизии коре, б – за счет поступления тепла из аномальной мантии

Разломы: 1 – Главный Фронтальный надвиг, 2 – Главный Центральный надвиг, 3 – Южно-Тибетский детатчмент, 4 – Главный Гималайский надвиг, 5 – сutura Цангпо, 6 – сutura Бангг, 7 – сutura Чиньша, 8 – Северо-Куньлуньский разлом

НГ – Низкие Гималаи, ВГ – Высокие Гималаи

На Кавказе мезозойские островодужные комплексы Закавказской плиты начиная с олигоцена (30 млн лет назад), пододвигаются к северу, под Скифскую плиту, представляющую собой южную окраину Восточно-Европейского кратона (рис. 2). Утолщенная до 60 км кора [6] включает горизонт инверсии плотностей (пониженных скоростей) и потери отражений (волновод), залегающий на глубинах от 11 до 22 км (мощность горизонта 11 км) и содержащий предположительно гранитный расплав [1]. Во фронтальной части Скифской плиты расположены позднеплиоценовые (возраст 2–3 млн лет) интрузии и экструзии коллизионного геохимического типа [3 и др.]. Характерным представителем является Тырнаузский гранит (Эльджуртинский массив), выплавившийся 1.982 млн лет назад из корового источника на глубинах 30 км при температурах около 1000°C [2 и др.], т.е. из поддвинутой Закавказской плиты в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

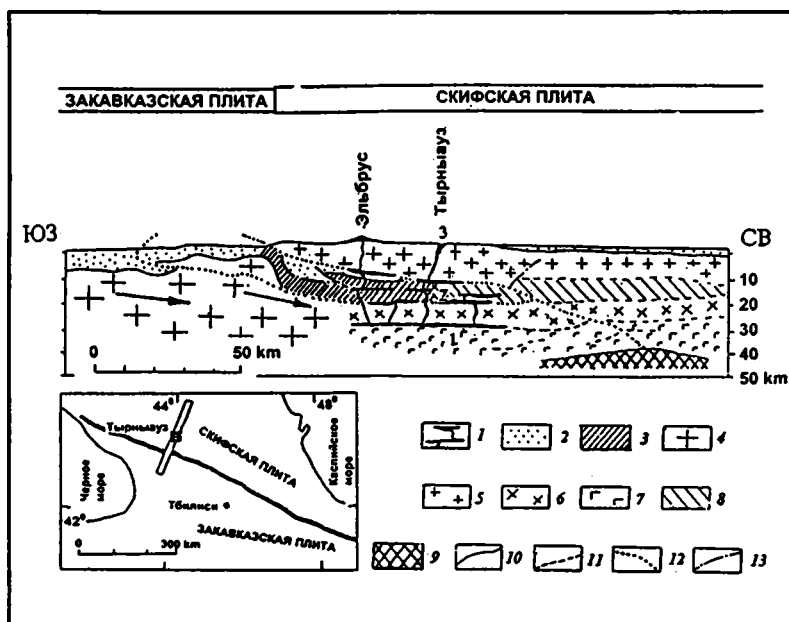


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль через Главный Кавказский хребет

1 – магматические, преимущественно гранитоидные тела (цифрами на рисунке обозначены: 1 – область магмогенерации, 2 – уровень растекания гранитной магмы и гранитоидов в зоне деколлемента, 3 – области разгрузки расплава (Тырнаузский массив). 2–4 – юго-западная часть профиля, Закавказская плита (по С.И.Дотдугеву): 2 – мезозойские и кайнозойские отложения; 3 – субстрат основания покровных комплексов (тектонически премешанные мезозойские и кайнозойские отложения); 4 – кристаллическое основание Закавказской плиты. 5–9 – северо-восточная часть профиля, Скифская плита (по: [1]): 5 – гранито-гнейсовый геофизический

слой ($V_p=5.8-6.2$ км/с, $d=2.5-2.65$ г/см³); 6 – гранулит-эндритовый слой ($V_p=6.4-6.9$ км/с, $d=2.7$ г/см³); 7 – гранулит-базитовый слой ($V_p=6.9-7.0$ км/с, $d=2.94$ г/см³); 8 – зона пониженных скоростей с преобладанием гранитного вещества, частично – расплава (волновод, $V_p=5.8-5.9$ км/сек, $d=2.5-2.67$ г/см³); 9 – верхняя мантия. 10 – геологические границы. 11 – сейсмические границы. 12 – главные поверхности надвигообразования (по С.И.Дотдугеву). 13 – разломы

Количественное геохимическое моделирование [7] показало, что гранит, по-видимому, выплавился из островодужного (андезитового) субстрата при невысокой степени плавления (15 % мас.), а остаток по геохимическим характеристикам соответствовал деплетированному гранулиту нижней коры.

В целом, геофизическими методами устанавливается, что в современной коре коллизионных зон существуют стационарные горизонты гранитного расплава шириной до 250 км и мощностью около 10 км. Геохимические расчеты показывают, что выделение гранитной жидкости происходит при небольших степенях плавления источника, причем удаление литофильных элементов с гранитным расплавом определяет базификацию нижней коры с образованием гранулит-базитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 97-05-64463, 96-05-64190.

Литература

1. *Гаретовская И.В., Краснопецева Г.В., Сизов А.В.* и др. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических методов // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 105–119.
2. *Хитаров Н.И., Сендеров Э.Э., Бычков А.М.* и др. Особенности условий становления Эльджуртинского гранитного массива. М.: Наука, 1980. 120 с.
3. *Lipman P.W., Bogatkov O.A., Tsvetkov A.A.* et al. 2.8 Ma ash-flow caldera at Chegem river in the northern Caucasus mountains (Russia), contemporaneous granites, and associated ore deposits // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1993. Vol. 57. P. 85–124.
4. *Nelson K.D., Zhao W., Brown L.D.* et al. Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of Project INDEPTH results // *Science*. 1996. Vol. 274. P. 1684–1688.
5. *Owens T.J., Zand G.* Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution // *Nature*. 1997. Vol. 387. P. 37–43.
6. *Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 161. P. 1–21.
7. *Rosen O.M.* Lower crust depletion under continental collision and granite melt out: Caucasus as a case study // *Goldschmidt Conference Abstracts*. Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 1998. P. 17–19.

Миграция очагов мантийного магматизма в фанерозое Сибирского кратона: многослойная мантийная конвекция ?

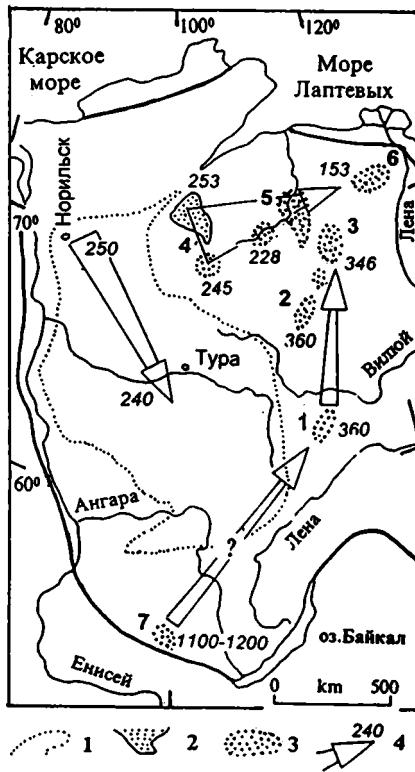
Опубликованные в последнее время датировки Сибирских кимберлитовых трубок по данным U-Pb метода по перовскитам и цирконам позволяют выделить однородные возрастные группы (таблица). Процесс внедрения кимберлитов начался в раннем девоне недалеко от центра кратона, затем продолжился северо-восточнее (ранний карбон), а в начале триаса проявился западнее, в Котуйском районе, смещаясь оттуда к северо-востоку в среднем триасе и юре, где и завершился в мелу (рисунок). По-видимому, Сибирский кратон перемещался над кимберлитовым источником на 800 км на юг в течение 200 млн лет, а с возможным учетом рифейских кимберлитов Присянья это составит, соответственно, 2000 км и 1 млрд лет. Предполагая выплавление кимберлитовой магмы на глубинах около 600 км из субдуцированного мегалита океанической коры [11], можно думать, что появление и миграция Сибирских кимберлитов связаны с эволюцией Палеоазиатского океана, а позднее – Тетиса.

Этапы внедрения кимберлитов на Сибирском кратоне

Район (упрощенные наименования)	Номер кимберлитового поля, *1/	Метод, Источник *2/	Количество датированных трубок	Крайние значения возраста отдельных трубок	Принятый возраст этапов внедрения и интервал	Возрастной индекс этапов внедрения, *3/
1. Вилюйский	1	a	3	358.1–361.5	360±7	D ₃ Fam
2. Мунский	3	б	7	353–367		
"	2	б	2	358–362		
"	2	a	3	344–347ю7	346±2	C ₁ Tou
3. Среднеоленинский	5	a	1	344.1		
4. Котуйский	18	б	1	245±3	245±3	T ₁ In
5. Куонамский	17	б	3	224–232	228±4	T ₂ Lad
"	13	б	2	193, 193±4	193±4	J ₁ Pib
6. Кутонгдинский	9-11	a	6	147.7–159.3	153±6	J ₃ Kim
"	12	б	2	148, 159		
"	12	б	1	128	135 *4)	K ₁ Vlg

Примечание. *1/ – по [8]. *2/ ф – U-Pb метод по перовскитам [2]; б – U-Pb метод по цирконам [1], *3/ По шкале [7]. *4) – геологически согласованный изотопный возраст трубки Обнаженная Куойского поля [3].

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия



Возрастные вариации мантийного магматизма в пределах Сибирского кратона.

1 – трапповая формация; 2 – ареалы щелочно-ультраосновных интрузий и карбонатитов; 3 – районы распространения кимберлитов (1–6 – см. таблицу, 7 – кимберлитовые жилы Ингаши). 4 – тренды омоложения магматитов и цифры возраста млн лет

Изохронный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст трапповых никеленосных интрузий Норильска составляет 250 ± 2 млн лет [6, 9, 10], а южнее (р. Нижняя Тунгуска) возраст базальтов составил около 240 млн лет, что авторы [12] объясняют премещением плиты к северу (в современных координатах) по отношению к источнику на 750 км примерно за 10 млн лет. Базальты выплавлялись на глубинах 50–60 км из недеплетированного вещества мантийного плюма. В Маймеча-Кутуйской провинции щелочно-ультраосновные магматиты внедрялись с 253 до 246 млн лет назад ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [4, 5]). Они выплавлялись из метасоматизированной мантии при низких степенях плавления на глубинах 100–150 км.

Таким образом, мантийный магматизм зарождался на трех уровнях глубины, и только в раннетриасовый этап магмогенерация этих уровней про-

странственно совместились в пределах Котуйского района. Относительные перемещения плиты над источниками оказываются разнонаправленными, разновременными, а их скорости различаются на порядок величины. По отношению к наиболее глубинным кимберлитовым источникам Сибирская плита перемещалась к югу, а относительно малоглубинных источников траппового магматизма – к северу. Поскольку эти перемещения относительны, можно объяснить миграцию очагов противоположными перемещениями ложа и кровли единой мантийной ячеи на определенном отрезке времени.

Литература

1. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные по возрасту кимберлитов Якутии, полученные урано-свинцовым методом по цирконам // ДАН СССР. 1980. Т. 254. С. 175–179.
2. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 91–99.
3. Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р. Определение возрастов флогопитов из Южно-Африканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным ^{40}Ar - ^{39}Ar методом // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 100–111.
4. Arndt N., Lehrnet V., Vasiliev Yu. *Meimechites*: Highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // Lithos. 1995. Vol. 34. P. 41–59.
5. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al. High ^3He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian Flood basalts // Science. 1995. Vol. 269. P. 822–825.
6. Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. et Cosmochim. Acta 1995. Vol. 59, № 10. P. 2071–2083.
7. Gradstein F.M. and Ogg J. A Phanerozoic time scale // Episodes. 1996. Vol. 19, № 1/2. P. 3–4.
8. Kravchenko S., Schakhotko L.I. Rass I.T. Moho discontinuity relief and the distribution of kimberlites and carbonatites in the northern Siberian Platform // Global Tectonics and Metallogeny. 1997. Vol. 6, № 2. P. 137–140.
9. Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore – bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochimica et Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59, № 10. P.2071–2083.
10. Renne P.R. Excess ^{40}Ar in biotite and hornblende from the Norilsk-1 intrusion, Siberia: implications for the age of the Siberian traps // Earth & Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 131, № 3–4. P. 165–176.
11. Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N. Origin of kimberlites and related magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 113. P. 521–538.
12. Zolotukhin V.V., Ponomarchuk V.A., Travin A.V. et al. Evolution of Permo-Triassic magmatism at the North Siberian platform according to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data // Geodynamics and evolution of the Earth: Proceedings of the Conference, RFBR, Novosibirsk. Published by SB RAS, SPG UIGGM. 1996. P. 104.

Кайнозойская субдукция срединно-океанического хребта под западную окраину Северной Америки

Рассматривается процесс взаимодействия континентальной окраины и срединно-океанического хребта и связь этого процесса с мантийной конвекцией. Мы попытались сопоставить известные схемы плито-тектонических реконструкций северо-восточной части Тихого океана и имеющиеся данные о вулканизме и структуре литосферы северо-западной окраины Северо-Американского континента с представлениями о эволюции мантийной конвекции, полученные на основе численного моделирования.

500–200 млн лет назад на западной трети Северо-Американского континента преобладал режим пассивной окраины на/или по соседству с позднеархейским – протерозойским кристаллическим фундаментом с кратковременными эпизодами вулканизма и развития грабенов. Однако в юре началось раскрытие Северной Атлантики, откол Северной Америки от Пангеи и ее западный дрейф, вызвавшие постепенное нарастание сжимающих напряжений на западной окраине континента, что привело впоследствии к широкому развитию надвиговых деформаций в полосе до 1000 км шириной (Северо-Американские Кордильеры). Пик сжимающих напряжений (80–40 млн лет) назад особо выделяется как Ларамидский период горообразования.

Мы полагаем, что в это время субдукция Андийского типа была на западной окраине Северной Америки. Подобно тому, как современная утолщенная кора Южно-Американских Анд создается пододвиганием Бразильского кратона под западную окраину Южной Америки, утолщенная кора Северо-Американских Кордильер образовалась пододвиганием центральной кратонической части Северной Америки под ее западную окраину. Плато Колорадо вместе со Скалистыми горами с толщиной коры до 50–55 км могут рассматриваться как мало измененный реликт этой утолщенной коры.

В период юра – эоцен (200–40 млн лет) назад новая океаническая кора создавалась в северных частях как Тихого, так и Атлантического океанов, начиная с юрского периода (откол Северной Америки от Пангеи и ее дрейф на запад).

Но субдукция океанической литосферы происходила только в конвергентной зоне на западной окраине Северной Америки, поскольку нет никаких конвергентных зон на окраинах Атлантического океана. Плитотектонические реконструкции северо-восточного сектора Тихого океана по системе

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

² Геологическая служба США, Менло Парк, США

горячих точек [1,2] свидетельствуют об очень высоких субдукционных скоростях (~15 см/год в интервале между 80 и 43 млн лет назад) и одновременном постоянном западном дрейфе Северной Америки, что привело в результате к сближению срединно-океанического Тихоокеанского палеохребта и Северо-Американского континента.

Численное моделирование такой ситуации [3] показывает, что в конце концов, при достаточно тесном положении хребта и континента, должен произойти отрыв нижней части субдуцируемого слэба (“слом”) и последующая перестройка конвективных мантийных течений, приводящая к разрушению обычной структуры конвергентной зоны. После этого продолжающий дрейфовать на запад континент должен наехать своим краем на горячую океаническую мантию срединно-океанического хребта. Мы полагаем, что “слом” слэба, а более точно – потеря механической связи между поверхностной и глубинной субдуцируемой частью плиты Фараллон, а затем ее быстрое разламывание на куски, произошло 42.5 млн лет назад (хрон 18). Некоторые части разрушенного слэба остались как бы приклеенными снизу к холодной кратонической литосфере Северо-Американского континента, а некоторые утонули в мантию. Части палеослэба иногда удается обнаружить по сейсмическим данным [4, 5].

Последующая перестройка мантийных течений вызвала реорганизацию движения океанических плит Кула, Фараллон и Пацифик в северо-восточном секторе Тихого океана относительно системы горячих точек (изгиб Гавайской и Императорской цепей подводных гор [6]). До “слома” движущийся субдуцируемый слэб был как непроницаемая стенка между горячей океанической и холодной континентальной мантией, и поэтому не могло быть никакого взаимодействия между ними. После облома слэба по мере продвижения Северной Америки на запад ее западная окраина все более активно подвергалась воздействию горячей аномальной мантии срединно-океанического хребта. Область слома слэба простиралась примерно от устья современного Калифорнийского залива до южного окончания о-ва Ванкувер, где в то время располагался хребет, разделяющий плиты Фараллон и Кула.

В результате Ларамидский режим сжатия постепенно сменился поднятием и растяжением утолщенных частей континентальной коры (Провинция Бассейнов и Хребтов) и проявлениями мафического базальтового магматизма (не характерного для вулканических дуг субдукционных зон) и рифтинга утоненных и ослабленных частей коры (Западные Каскады, Длинная долина, Калифорнийский залив и др.).

Приблизительно 30 млн лет назад протяженный сегмент срединно-океанического палеохребта был неглубоко субдуцирован под край континента, что привело к отколу плиты Хуан де Фука от плиты Фараллон, образованию трансформного разлома Сан-Андреас [7, 8] и прекращению субдукции в Центральной и Южной Калифорнии. Субдукция плиты Хуан де Фука под северо-западную окраину Северной Америки, однако, продолжа-

лась, но слэб, лишенный тяжелой холодной эклогитовой части, проникал в мантию медленно и полого. К тому моменту, когда новый слэб проник в мантию на астеносферную глубину, Северная Америка уже успела отдрейфовать на значительное расстояние на запад, и таким образом существенная порция горячей океанической астеносферы срединно-океанического хребта оказалась под краем континента позади новой плоскости субдукции.

Постепенное углубление нового слэба охлаждало окраину, понижая вулканическую активность Западных Каскад [9] и вызывая отступление вулканического фронта на восток [10]. Около 10 млн лет назад, когда конец нового слэба достиг глубины (70–100) км, где возможно превращение базальта субдуцируемой океанической коры в эклогит, вода (?флюид), выделяемая в процессе этой реакции, вызвала специфическое “мокрое” плавление перидотитов мантийного клина, что привело к формированию над субдуцируемым слэбом вулканической дуги Высокие Каскады с андезитовыми и более кислыми лавами.

Таким образом, в результате кайнозойских тектонических процессов в верхней мантии северо-западной окраины Северной Америки оказались магматические очаги, генерирующие базальты, ассоциативные и нормативным базальтам срединно-океанических хребтов, и деплетированным базальтам островных дуг [11] и магмам внутрикратонических рифтов [12], а также промежуточные лавы, получившиеся в результате смешивания источников в мантии или смешивания расплавов от различных источников. Изотопные данные по свинцу свидетельствуют, в целом, о субокеанической мантии под северо-западной окраиной Северной Америки [13].

Литература

1. *Engebreston D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative Motions Between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 1985. Vol. 206. 59 p.
2. *Stock J.M., Molnar P.*, Uncertainties and implications of the late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates // *Tectonics*. 1988. Vol. 7, № 6. P. 1339–1384.
3. *Трубицын В.П., Рыков В.В.*, Механизм формирования наклонных зон субдукции // *Физика Земли*, 1997, № 6. С.3–14.
4. *Al-Khatib, H.H., Mitchell, B.J.*, Upper mantle anelasticity and tectonic evolution of the Western United States from surface wave attenuation // *J. Geophys. Res.* 1991, Vol. 96, № B11, P. 18, 129–18, 146.
5. *Benz H.M., Zandt G., Oppenheimer D.H.* Lithospheric Structure of Northern California From Teleseismic Images of the Upper Mantle // *J. Geophys. Res.* 1992, Vol. 97, № B4, P. 4791–4807.
6. *Stoddard P.R., Wainright E.J.* A reconstruction of the Northeastern Pacific from the Hawaiian-Emperor hotspot trace // *Tectonophysics*. 1983, Vol. 99. P. 221–229.
7. *Atwater T.* Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America // *Geol. Soc. Amer. Bul.* 1970. Vol. 81. P. 3513–3536.
8. *Bohannon R.G., Parson T.* Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions // *Geol. Soc. Amer. Bul.* 1995. Vol. 107, № 8. P. 937–959.
9. *Verplanck E.P., Duncan R.A.* Temporal variations in plate convergence and eruption rates in the Western Cascades, Oregon // *Tectonics*. 1987. Vol. 6, № 2. P. 197–209.

10. *Taylor E.M.* Volcanic history and tectonic development of the Central Cascade Range, Oregon // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95, № B12. P. 19,611–19,622.

11. *Bacon C.R., Bruggman P.E., Christiansen R.L., Clyne M.A., Donnelly-Nolan J.M., Hildreth W.* Primitive Magmas at Five Cascade Volcanic Fields: Melts from Hot, Heterogeneous Sub-Arc Mantle // Submitted in *Canadian Mineralogist*.

12. *Conrey R.M.* Olivine analcinite in the Cascade Range of Oregon // *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95, № 12. P. 19,639–19,649.

13. *Bevier M.L.* A lead and strontium isotopic study of the Anahim volcanic belt, British Columbia: Additional evidence for widespread suboceanic mantle beneath western North America // *Geol. Soc. Am. Bul.* 1989, Vol. 101. P. 973–981.

С.Г.Рудаков¹

Многообразие геодинамических связей салаирских тектонических перемен

1. Недавно В.Е.Хайну и автору [1] удалось показать планетарную значимость в эволюции литосферы салаирского рубежа, близкого к границе кембрия и ордовика – около 500 млн лет назад. Существенные тектонические переменные этого времени, вызванные растяжениями или сжатиями, распознаются и на континентальных кратонах, и в подвижных поясах. Эти события, как правило, достаточно надежно датированы, и большая их часть имела революционную природу, хотя некоторые и представляли собой длительные процессы. Весьма вероятной представляется геодинамическая сопряженность близких по времени событий в разных структурных элементах.

2. Очевидны связи салаирских напряжений в пределах единого континентального кратона. Общее растяжение проявилось в максимуме трансгрессий в Северной Америке (Лаврентии), подтвержденном статистически. Господство сжатий привело к тектонотермальной переработке байкальских и добайкальских комплексов Африки, а в Восточной Европе сжатия на юго-западе и юге сопровождались растяжениями на востоке и в центре.

3. По простиранию единого подвижного пояса существенное преобладание растяжений отличало Северную Атлантику, где прогрессировал океанский Япетус, а генеральное сжатие в Средиземноморском поясе привело к окончательному замыканию океана Прототетис. Урало-Охотский пояс демонстрирует смену растяжений на Урале, где раскрылся палеоокеан, сжатиями, вызвавшими замыкание Алтае-Саянского бассейна Палеоазиатского океана. Вкрест простирания подвижного пояса, наряду с обычным постоянством напряжений, известны случаи сопряженности сжатий с растяжениями.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

В Северо-Атлантическом поясе при преобладании растяжений произошло замыкание ряда краевых морей Япетуса (финмаркский и зейландский тектогенез). В Средиземноморском поясе, напротив, на фоне господствовавших сжатий локальные растяжения, например, в обрамлении Северной Африки, привели к раскрытию наиболее ранних бассейнов Палеотетиса.

4. Геодинамические связи напряжений заметны и в соседних кратонах и подвижных поясах. Режим растяжения обусловил трансгрессию на востоке Восточной Европы и раскрытие Уральского палеоокеана. Генеральное сжатие вызвало вырождение ряда периферических элементов Восточно-Европейского кратона, смежных с замкнувшимся Карпато-Балканским бассейном Прототетиса. Следы противоположных по знаку напряжений, естественно, могут быть распознаны лишь для подвижных поясов и удаленных от них элементов кратонов. В Урало-Охотском поясе произошло замыкание Ней-Монгольского бассейна, а для Пхеннамского авлакогена на Китайско-Корейском кратоне отмечено аномально быстрое развитие. Напротив, господство растяжений на Урале сопровождалось локальными сжатиями в центре Восточно-Европейского кратона.

5. Сопряженность напряжений прослеживается и в двух подвижных поясах из обрамления единого кратона. Связь растяжений проявилась в обрамлении Африки, где прогрессировал Япетус и началось раскрытие Палеотетиса, а общие сжатия характеризовали Средиземноморский и Мозамбикский поясы, окаймлявшие Африку с другой стороны. Противоположные по знаку напряжения были присущи Северо-Атлантическому и Средиземноморскому поясам в обрамлении Восточной Европы. Приведенные примеры относятся к смежным поясам, но те же варианты связей выявляются и для разобнесенных поясов. Северо-Атлантический и Восточно-Тихоокеанский поясы – из окаймления Лаврентии это пример обстановки общего растяжения; режим сжатия контролировал замыкание Мозамбикского океана и Западного Протопацифика, обрамлявших Восточную Гондвану, а противоположные по знаку напряжения проявились в раскрытии Уральского палеоокеана и замыкании Карпато-Балканского бассейна Прототетиса по разные стороны Восточной Европы.

6. Остальные теоретически возможные варианты геодинамических связей определялись генеральной кинематикой континентальных плит. Режим растяжения на двух материках вызвал деструкцию окраин Лаврентии и Северной Африки. Общее сжатие характеризовало перемены в Восточной Африке и на Индостане, отражавшие салаирское завершение их коллизии, результатом чего явилось образование Гондванского суперконтинента. Контраст в эволюции Лаврентии и Восточной Гондваны указывает на противоположную направленность напряжений. Те же сочетания напряжений оставили след и в развитии подвижных поясов, обрамлявших разные материка. Растяжения обеспечили прогресс Уральского палеоокеана и Восточного Протопацифика. Режим сжатия привел к замыканию краевых морей Япетуса

и, например, к юннаньскому тектогенезу в Западно-Тихоокеанском поясе. Замыкание Западного Протопацифика в сопоставлении с прогрессом Япету-са показывает связь напряжений разного знака.

7. Наличие салаирских событий, отражающих все теоретически возможные варианты связей растяжения и сжатия в литосфере и вызвавших существенные палеогеографические перемены, во-первых, имеет генеральной причиной кинематику континентальных плит, а во-вторых, дополнительно [1] подтверждает первостепенную роль салаирского рубежа в тектонической эволюции Земли.

Литература

1. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Роль салаирского тектогенеза в раннепалеозойской эволюции Земли // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).

Рудаков С.Г.¹

Прототетис как целостный элемент планетарной системы байкальских океанов

1. Байкальская эволюция Средиземноморского пояса контролировалась рубежами в 1100–1000, 850–800, 620–570 и около 500 млн назад. Прототетис как первичный для всей истории Средиземноморского пояса океан сложился 850–800 млн назад, но отдельные его бассейны, судя по датировкам офиолитов, раскрылись уже около 1000 млн назад. Стадия зрелости палеоокеана в максимальных размерах занимала конец позднего рифея – первую половину венда. Кадомский (620–570 млн лет) тектогенез привел к значительной редукции Прототетиса, а салаирский (около 500 млн лет) вызвал полное его замыкание.

2. Важнейшую особенность Европейского Прототетиса, выявленную первоначально в Карпато-Балканидах [2], представляет наличие в его пределах двух крупнейших частей с разным временем замыкания. Положение в современной структуре реликтов зон с более ранним, кадомским, замыканием океана, широко развитых также в Центральной и Западной Европе, обнаруживает их первичную близость к Африке, входившей в Западную Гондвану. Недавно аналогичный комплекс был выявлен и на Дзирульском массиве Кавказа [1]. На изначально большом удалении от Африки целостность стратиграфических комплексов отражает непрерывность существования океана

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

до середины–конца кембрия, а замыкание океана произошло на салаирском рубеже. Давно известные в Карпато-Балканидах и на Кавказе, такие комплексы установлены недавно в альпидах и варисцидах Центральной и Западной Европы [4, 5]. Состав комплексов ясно указывает на западнотихоокеанский тип строения этой части океана, оставшейся целостной и после значительной кадомской редукции Европейского Прототетиса.

3. Опережающее замыкание океана в обрамлении Западной Гондваны обеспечило здесь интенсивный эпикадомский орогенез, завершившийся около салаирского рубежа. В другой же части подвижного пояса из-за существенной задержки с замыканием океана орогенные события проявиться не успели.

4. По выявленным в современной структуре продуктам развития в Европе и Передней Азии в настоящее время можно охарактеризовать следующие главные области Прототетиса: Западно-Европейскую, Карпато-Балканскую, Кавказско-Переднеазиатскую и Аравийскую. Выдержанность здесь главных черт строения и развития делает актуальным и правомерным вопрос об Азиатском продолжении байкальского океана.

5. Для Азиатского Прототетиса изначально было характерно существование двух крупных субпараллельных частей океана, связанных с Ближневосточной областью и разобщенных группой разновеликих континентальных массивов преимущественно восточногогондванского происхождения. Продукты эволюции “северной” части Азиатского Прототетиса развиты в системе Паропамиз–Кулунь–Шиньлинь–Дабые и далее [3] на юге Шаньдунского полуострова и в поясе Имжинганг в Корее. Главными компонентами “южной” части Азиатского Прототетиса служили Гималайский и Вьетлаосский бассейны.

6. Весьма симптоматичную черту Азиатского Прототетиса представляла кардинальность кадомских перемен лишь вблизи его сочленения с Европейской частью того же палеоокеана, т.е. около Западно-Гондванского ограничения подвижного пояса. Здесь за кадомским замыканием океана последовал орогенез. На удалении от Западной Гондваны кадомские движения сыграли сугубо локальную роль при сохранении океанского режима. Эта особенность очень ярко просматривается в завершении байкальской эволюции Гималайского бассейна.

7. Прототетис представлял собой целостный элемент планетарной системы палеоокеанов, ограниченный с одной стороны массивами Западной и Восточной Гондваны. Другое ограничение Прототетиса составляли Восточная Европа и тот континентальный “барьер” из разновеликих массивов преимущественно Восточно-Гондванской природы, который отделял этот байкальский океан от Палеоазиатского. Намечаются связи Прототетиса и с такими палеоокеанами, как Япетус, Мозамбикский и Западный Протопацифик.

8. Активные салаирские напряжения вызвали существенные палеогеографические изменения в Средиземноморском поясе, приведя либо к пол-

ному вырождению Прототетиса, либо к окончанию эпикадомского орогеназа. Эти перемены подтверждают значимость салаирского тектонического рубежа (см. доклад автора “Многообразие геодинамических связей ...” на данном совещании).

Литература

1. Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Базылев Б.А. и др. Петрология, геохимия и Sm-Nd возраст допозднегерцинского палеоокеанического комплекса Дзирульского выступа Закавказского массива // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 422–444.
2. Рудаков С.Г. О двух крупнейших частях Европейского Прототетиса // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 1991. № 2. С. 26–36.
3. Nu B., Ren J., Liu Z. On the tectonic evolution of the Qinling orogenic belt // 30th Intern. Geol. Congress: Abstracts. Beijing. 1996. Vol. 1. P. 280.
4. Von Raumer J.F., Neubauer F. Late precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement. An Overview. // Pre-Mesozoic Geology of the Alps. Berlin: Springer, 1993. P. 625–639.
5. Vidal G., Palacios T., Gamiz-Vintaned J.A. et al. Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia // Geological Magazine. 1994. Vol. 131. № 6. P. 729–765.

Д.В.Рундквист¹, П.О.Соболев², В.М.Ряховский¹

Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности

Анализировались землетрясения из каталога “Землетрясения СССР” с 1962 по 1991 гг., с магнитудой от 2 до 5.7 (всего 2082 события). Для оценки сейсмической активности использовался сейсмический момент, сосчитанный на основании эмпирической зависимости между магнитудой и M_0 . Использовалась оцифрованная карта неотектоники Байкальской рифтовой зоны [1]. Все региональные разломы разделяются на четыре группы: 1) сбросы; 2) сдвиги, иногда с небольшой сбросовой компонентой; 3) сдвиги с взбросовой компонентой и 4) взбросы. Распределение этих четырех типов резко различно: сбросы преобладают в пределах Байкальской впадины и в ее юго-западном обрамлении, притом все разломы имеют северо-западное простирание. Сдвиги развиты только во фланговых зонах, в пределах северо-восточной Муйско-Чарской зоны, они ориентированы в северо-восточном направлении, тогда как в юго-западном фланге (Тункинская зона) имеют почти широтное простирание. Гораздо более редкие взбросы и

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

² Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

взбросо-сдвиги расположены исключительно вдоль края Сибирской платформы.

Все землетрясения, попадающие в пределы 100-километровой зоны вокруг разлома, были отнесены к конкретным разломам, и результаты были обобщены для каждого типа.

Графики повторяемости всех четырех типов имеют достаточно близкий наклон, но частота их резко различна. Намечается уменьшение удельного сейсмического момента с удалением от оси рифтовой зоны. Также резко проявлена асимметрия: южное обрамление намного активнее по сравнению с северным, сдвиговые разломы северо-восточного фланга более сейсмичны, чем таковые на юго-западном фланге. Отчетливо видно, что важнейшая роль в сейсмичности всей рифтовой зоны принадлежит сдвигам – их удельный сейсмический момент (суммарный сейсмический момент на единицу длины) на порядок больше, чем для всех других трех типов, что подтверждает идею С.И.Шермана и К.Г.Леви [3] о флангах Байкальской рифтовой зоны как аналогах трансформных разломов. Аналогичные зависимости были установлены ранее для срединно-океанических хребтов [2].

Таким образом, результаты пространственного анализа сейсмичности показывают, что механизм формирования Байкальского рифта имеет много общего с происхождением pull-apart-структур. В целом, эта зона является частью коллизионного пояса, разделяющего Евразийскую и Китайскую плиты, в которой ведущую роль играют левосторонние сдвиги.

Литература

1. Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья М-ба 1 : 2 500 000 / Под ред. Н.А. Логачева. Аавторы: К.Г.Леви, С.И.Шерман, Л.В.Плюснина, 1982.
2. *Соболев П.О., Рундквист Д.В.* Зависимость сейсмичности срединно-океанических хребтов от скорости спрединга и соотношения длин рифтовых и трансформных участков // ДАН. 1996. Т. 350, № 6. С. 807–811.
3. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., 1978. С. 7–18.

Компьютерные трехмерные модели дрейфа континентов, формирования и распада Пангей

Тектоника литосферных плит объяснила природу только океанической литосферы, рассматривая континенты лишь как пассивно дрейфующие неоднородности, вмороженные в океанические плиты. Так как океанические литосферные плиты существуют не более 200 млн лет, то тектоника плит в принципе не может объяснить глобальные геологические процессы длительностью в миллиарды лет, в частности, причину образования и распада суперконтинентов. Очевидно, что без континентов не могла бы возникнуть и континентальная литосфера, возраст которой больше океанических плит. Свойства и эволюция континентальной литосферы должны определяться долгоживущими движущимися континентами.

Новый подход к глобальной тектонике был выдвинут в работах [1–4]. На основе детальных численных экспериментов было показано, что континенты – не пассивные включения в литосферные плиты, а, наоборот, являются главными регуляторами всей глобальной тектоники Земли и саморегуляторами своего дрейфа. Именно континенты, возникшие более 3 млрд лет тому назад сформировали континентальную литосферу и обусловили ее свойства, отличные от свойств океанической литосферы.

При численном моделировании процессов в недрах Земли мантия рассматривается как нагретая жидкость, вязкость которой зависит от температуры и давления. Ранее было показано [5], что неподвижный континент сначала подавляет мантийную конвекцию под собой и расширяет конвективную ячейку, а затем через время в несколько сот миллионов лет, после прогресса субконтинентальной мантии, под континентом возникает горячий восходящий мантийный поток.

Поскольку континенты не фиксированы в пространстве, а плавают по мантии, то их влияние на структуру мантийной конвекции оказывается еще более сильным. В настоящей работе построена самосогласованная трехмерная численная модель мантийной конвекции со свободно плавающими трехмерными континентами на основе прямого решения взаимосвязанной системы уравнений тепловой конвекции и уравнений движения твердых континентов. Эта модель воспроизводит общие закономерности формирования и распада Пангеи. После распада Пангеи образуются структуры, подобные Атлантическому и Тихому океанам. При другом начальном положении континентов после распада суперконтинента сформировалась структура

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

двух сцепленных континентов, подобная Северной и Южной Америкам. Приводятся результаты расчета для трехмерной модели сферической Земли с пятью континентами, форма которых подобна реальным.

Сначала каждый из континентов начинает дрейфовать к ближайшему нисходящему потоку. Затем благодаря тепловому и механическому взаимодействию с мантийными течениями структура конвекции и положение континентов начинают постоянно меняться. При эволюции системы континенты сталкиваются между собой, образуя суперконтиненты, которые затем распадаются. В некоторые моменты все пять континентов объединяются в Пангею. Таким образом, представленные результаты численных экспериментов впервые строго доказывают возможность образования и распада суперконтинентов и объясняют механизм этих процессов.

Авторы благодарят академика Д.В.Рундквиста за консультации. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 96-05-66069.

Литература

1. Рыков В.В., Трубицын В.П. Трехмерная модель мантийной конвекции с движущимися континентами // Вычислительная сейсмология. 1994. Т. 27: Теоретические проблемы геодинимики и сейсмологии. С. 21–41.
2. Trubitsyn V.P., Rykov V.V. A 3-D numerical model of the Wilson cycle // Journal of Geodynamics. 1995. Vol. 20, № 1. P. 63–75.
3. Трубицын В.П., Рыков В.В. Механизм формирования наклонных зон субдукции // Физика Земли. 1997. № 6. С. 1–12.
4. Трубицын В.П., Рыков В.В. Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит // ДАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 109–111.
5. Бобров А.М., Трубицын В.П., Времена перестроек мантийных течений под континентами // Физика Земли. 1995. № 7. С. 5–13.

**Е.Ю.Рыцк¹, Ю.В.Амелин², Р.Ш.Крымский¹,
Н.Г.Ризванова¹, В.С.Шалаев¹**

Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства)

В результате изотопного датирования U-Pb методом по циркону (включая “single grain”) и Sm-Nd методом по породообразующим минералам ус-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Геохронологическая лаборатория Королевского музея Онтарио, Торонто, Канада

становлено, что возрастной период формирования Байкало-Муйского пояса (БМП) охватывает верхний рифей – венд (1,0–0,55 млрд лет) и включает два крупных этапа с границей между ними на рубеже 0,8 млрд лет.

В ходе первого раннебайкальского этапа формировались две толщи различного состава. В одной преобладают N-MORB метатолиты и габбро-амфиболиты, перекрытые метапесчаниками и сланцами с покровами metabазальтов и экструзиями натровых метариолитов. Эта толща картируется в линейных синформных структурах (Кичерская и Чипчиконская палеорифтовые зоны). Sm-Nd оценка возраста метатолитов 1,06 млрд лет, эpsilon Nd=6.9 [1].

В другой толще доминируют метапесчаники и туфогенно-осадочные зеленые сланцы с линзами доломитов, которые фациально замещаются калий-натровыми метариолитами, их туфами и лавобрекчиями. Толща картируется в ареальных выходах среди палеозойских гранитоидов на большей части площади БМП. Возраст метариолитов Правомамской зоны 825 ± 3 млн лет. Риолиты Келяно-Ирокиндинской зоны датированы 823 ± 2 млн лет и ассоциируют с плагиогранитами, возраст которых 812 ± 19 млн лет. Все эти породы имеют отрицательные значения эpsilon Nd и $T(DM)=1.9-2.4$ млрд лет. Завершается этап метаморфизмом и становлением массивов гнейсогранитов с возрастом 815 ± 46 млн лет в Кичерской зоне, 784 ± 6 и 789 ± 12 млн лет в Северо- и Южно-Муйской “глыбах”, соответственно. Гнейсограниты также имеют отрицательные значения эpsilon Nd и $T(DM)=2.1-1.9$ млрд лет.

В начале позднебайкальского этапа формировались крупные расслоенные плутоны – Среднемамаканский 704 ± 71 млн лет, Кедровский 735 ± 26 млн лет, а также континентальные впадины с бимодальными вулканитами с возрастом 730 млн лет (эpsilon Nd=-6; $T(DM)=1.9$ млрд лет – данные А.М.Ларина), которые могут быть связаны с возобновлением рифтогенеза. Вероятно, несколько позже формировались осадочно-вулканогенные якорная толща (Каралон-Мамаканская зона) и катерская серия (Катеро-Уакитская зона). Метариолиты в бассейне р.Якорь имеют возраст 663 ± 3 млн лет, а ассоциирующие с ними трондьемиты в бассейне Витим – Таллая- 625 ± 14 млн лет. Сходные тоналиты на севере Байкала датированы 656 ± 2 млн лет. Также вендский возраст имеют перидотит-пироксенит-габбровые массивы БМП (Тонкий Мыс, Чайский, Заоблачный и др.). Все эти породы имеют высокие положительные значения эpsilon Nd и короткую коревую предысторию ($T(OM)$ около 700 млн лет).

Завершается позднебайкальский этап высокобарическим метаморфизмом с возрастом 617 ± 5 млн лет (эндербиты гранулитового комплекса) на севере Байкала. Последующий предраннекембрийский метаморфизм также фиксируется U-Pb изотопными данными (по сфену и нижним пересечениям дискордий на графиках с конкордией).

Обобщение Sm-Nd данных показывает, что большая часть площади БМП является областью древней раннепротерозойской континентальной коры, включая верхнерифейские продукты ее переработки – осадки, кислые вулканы, гранитоиды Келяно-Ирокиндинской зоны и синметаморфические гнейсо-граниты. Породы с мантийными изотопными характеристиками нигде не образуют полных офиолитовых разрезов и сосредоточены в линейных структурах БМП. Ювенильная кора формировалась на рубеже 1,0 млрд лет в связи с раскрытием ряда палеорифтов до “красноморской” стадии (Кичерская зона и др.) и в период 0,66–0,62 млрд лет (Каралон-Мамаканская и Катеро-Уакитская зоны) – в ходе формирования вендского супрасубдукционного магматического фронта в тылу раскрывавшегося палеобассейна активной континентальной окраины Палеоазиатского океана.

Изотопные данные позволяют в итоге заключить, что наращивания континентальной коры БМП в течение рифея не происходило и только в конце венда в новообразованном байкальском орогене устанавливаются сравнительно небольшие объемы “молодой” континентальной коры. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 95-05-15104 и 98-05-65593.

Литература

1. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. Изотопный состав Рb и генезис Рb-Zn оруднения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология руд. месторождений. 1991. №6. С. 34–49.

А.В.Рязанцев¹, С.В.Дубинина¹, Л.А.Курковская²

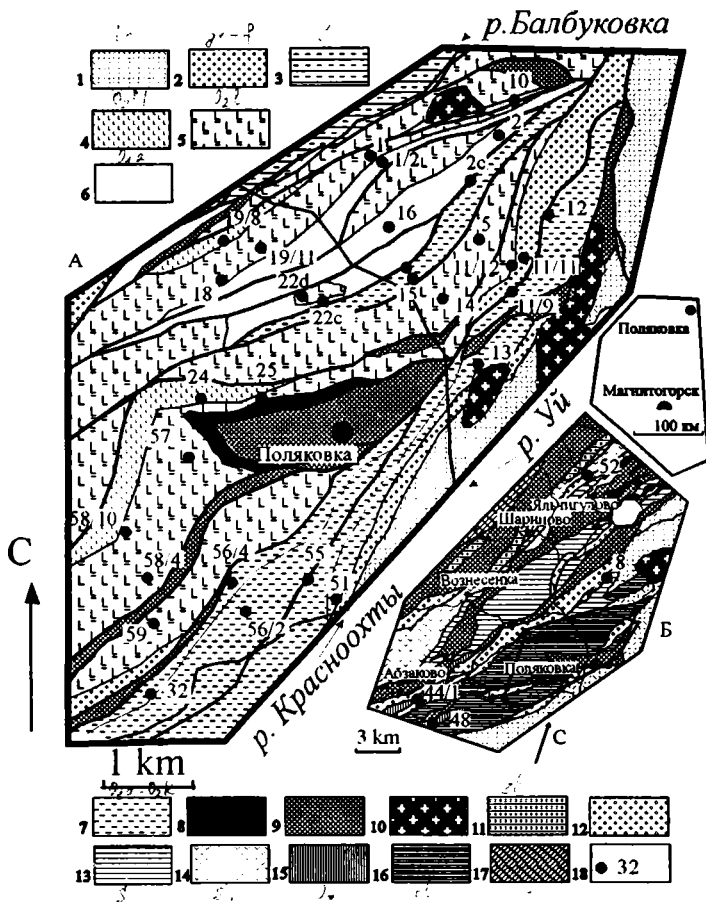
Ордовикские и силурийские кремнисто-базальтовые комплексы Южного Урала и их связь с офиолитами

Кремнисто-базальтовый комплекс на севере Магнитогорской зоны выделяется как поляковская свита, имеющая по конодонтам ордовикский возраст [3, 1]. Комплекс ассоциируется с офиолитами, в разрезе которых отмечаются перидотиты, полосчатые оливин-пироксеновые породы [5]. В районе д. Поляковка на крыльях нарушенной сдвигами и взбросами антиформы в пакете из четырех пластин тектонических покровов устанавливается сближе-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет (МГУ), Москва Россия

ние элементов разрезов структурных зон палеоокеанического бассейна, отличающихся полнотой стратиграфического разреза.



Геологоструктурная схема района д. Поляковка (А) и схема распространения палеозойских комплексов на севере Магнитогорской зоны (Б)

1 – вулканогенно-терригенные породы ирендыкской свиты девона; 2 – терригенные, карбонатные, кремнистые и вулканогенно-осадочные породы живетско-франского возраста; 3 – кремнистые и терригенные породы нижнего силура; 4–7 – поляковский кремнисто-базальтовый комплекс: 4 – лладейльский уровень, 5 – лланвирнский уровень, 6 – аренигский уровень с красноцветными кремнями и сланцами, 7 – арениг-карадокский нерасчлененный уровень; 8 – комплекс параллельных даек; 9 – апоперидотитовые серпентиниты, на обзорной схеме, и породы полосчатого комплекса офиолитов; 10 – позднепалеозойские гранитоиды; 11–17 – на обзорной схеме: 11 – терригенные и карбонатные породы зилаирской свиты фамена – нижнего карбона; 13 – терригенные, кремнистые и карбонатные породы силура; 14 – базальты и кремнистые породы нижнего силура; 15 – базальты и кремнистые породы верхнего ордови-

ка; 16 – поляковский кремнисто-базальтовый комплекс, нерасчлененный; 17 – докембрийские кристаллосланцы; 18 – места находок конодонтов и их номера

На западной периклинали выше серпентинитового меланжа в первой пластине залегает комплекс параллельных даек, представленных долеритами. Мощность даек 5 см–1 м. Внизу скрины представлены серпентинитами и пироксенитами, вверху – афировыми пиллоу-базальтами. Мощность базальтов 30 м, на них залегает пачка кремней с кондонтами *Pygodus serra* (Hadding), *Pygodus anserinus* Lam. et Lind. ($O_2 In_2/II_1$) внизу (т. 25) и *Pygodus anserinus* ($O_2 II$) вверху (т.24). Вторая пластина сложена афировыми базальтами с линзами и пачками серых кремней с лланвирнскими конодонтами (т. 14 - *Pygodus cf. serra* (Hadd.)).

В третьей пластине разрез представлен интервалом от аренига до лландейло на северном крыле и до карадока на южном. Здесь обнаружены уровни с *Periodon flabellum* (Lind.) – $O_1 ar$ - т. 56/4, 15/1, *Periodon aculeatus zgierzensis* Dzik - $O_2 In_1$ –т. 15/3, *P. aculeatus* Hadd., *Pygodus serra* (Hadd.) – $O_2 In_2$ – т. 12, *Pygodus anserinus* Lam. et Lind. – $O_2 II$ – т. 15/2, 51, 2с, *Periodon aculeatus* Hadd., переходный к *P. grandis* (Ething.), *Belodina compressa* (Brans. et Mehl) – $O_2 k_1$ – т. 55. Кремни этого уровня имеют серые и серо-зеленые окраски.

Четвертая пластина на северном крыле представлена интервалом разреза от аренига до лландейло. Аренигский уровень сложен красноцветными кремнями, алевролитами, гематитовыми сланцами и афировыми базальтами с *Periodon flabellum* (Lind.) – т. 2, *P. cf. flabellum* (Lind.) – т. 1/2 – $O_1 ar$, *Oepicodus cf. intermedius* Serp. (т. 22с), *O. evae* Lind. (т. 22в) – $O_1 ar_2$. Красные кремни стратиграфически наращиваются черными или зелеными кремнями с *Scalpellodus gracilis* (Serg.) – т. 1 – $O_2 In_1$, *Pygodus serra* (Hadd.) – т. 2а, 22с – $O_2 In_2$.

Выше в неясных соотношениях находятся афировые базальты и пестрые кремни с *Prioniodus sp.*, *Periodon cf. aculeatus* Hadd. – т. 19/8 – $O_2 In/?II$. На западном продолжении периклинали к ЮВ от д. Абзаково афировые базальты переслаиваются с серыми кремнями с *Namarodus brevirameus* (Wall.) – т. 44/1, 48 – конец карадока–ашгиль.

По петрохимическим данным ордовикские базальты относятся к океаническим [6]. Вдоль северного крыла антиформы протягивается полоса кремнисто-терригенных пород, из которых известны находки силурийских граптолитов [4], а нами обнаружены конодонты *Apsidognathus tuberculatus* Wall. – т. 8 – $S_1 In_3$.

Западнее д. Яльчигулово серые кремни с *A. tuberculatus* в т. 52 ассоциируют с серыми однородными диабазами. Южнее, в этой полосе широко распространены пестроокрашенные миндалекаменные базальты известково-щелочной серии, относящиеся к силуру [2]. Верхняя граница распространения кремнисто-базальтовых комплексов и, по-видимому, спредингового

этапа, определяется по присутствию чехла лудловских рифогенных известняков [5].

О дальнейшем изменении геодинамической обстановки свидетельствует олистостромовая пачка с осадочными брекчиями, содержащими мелкие обломки, блоки и обрывки пластов кремнистых пород и базальтов. Олистостром несогласно залегает на ордовикских породах. В обломках обнаружены конодонты лланвирна, карадока и силурийские граптолиты [1]. Выше залегают вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты девона [4].

Работа выполнена при финансовой поддержке ФЦП "Интеграция", РФФИ, проекты №№ 98-05-79001, 96-15-98368 и 96-05-05736.

Литература

1. *Борисенко В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В.* Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 1998. № 3. С. 52–55.
2. *Знаменский С.Е.* Силурийский островодужный базальт-андезито-базальтовый комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинария на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез докл. Екатеринбург. 1997. С. 17–19.
3. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А.* и др. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-1988 / ИГиГ УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 12–13.
4. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа, 1993. 217 с.
5. *Савельев А.А., Книппер А.Л., Астранханцев О.В.* и др. Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–51.
6. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н.* и др. Вулканизм Южного Урала. М.:Наука, 1992. 197 с.

В.М.Ряховский, И.А.Ильин, И.О.Лебедев¹

Геоинформационные системы в геологии

Интенсивный рост геоинформационных ресурсов в последнее десятилетие и доступность этих ресурсов по сетям Internet на удаленных серверах (хранилищах данных) представляет возможность исследователям реализовывать новую форму анализа данных, основанную на интегрально-интеллектуальном подходе. Для реализации этих возможностей создан программно-технологический комплекс, представляющий собой единство компью-

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

терного оборудования, программного обеспечения и многоаспектных, предметно-ориентированных баз данных.

В рамках этого комплекса организованы возможности произвольных запросов пользователей по селекции данных с пересекающимся набором показателей по различным типам объектов с выводом в атрибутивные таблицы. В том случае, если данные в таблицах имеют координатную привязку, они могут быть адаптированы в программе Arc/View GIS к широкому спектру специализированных электронных карт. Помимо этого эти же таблицы могут использоваться в среде распространенных программ обработки данных (MS Excel, MS Access, Surfer и др.).

Фрагмент модуля этой программы можно посмотреть по адресу: <http://www.sgm.ru/cgi-bin/w3-msq/selmap.html> На этой странице представлена база данных по магматическим породам, созданная на основе свободно распространяемой СУБД Hughes MS SQL 2.0, установленной на сервере ГГМ им. В.И.Вернадского РАН с операционной системой FreeBSD (в дальнейшем планируется переход на СУБД Oracle на платформе Alpha, как более полно удовлетворяющую запросам проекта). Доступ к базе данных обеспечивается через гипертекстовый web-интерфейс, написанный на специализированном языке Lite, распространяемом с MS SQL.

Интерфейс позволяет формировать и выполнять запросы к базе, а также получать результаты запросов в наиболее удобной для пользователя форме. Формирование запроса возможно по различным параметрам: как координаты, регион, название породы, интервалы содержания макро- и микрокомпонентов и др. Можно производить выборку данных, непосредственно указывая точку на карте. Так же для наиболее удобной работы с данными создается программный модуль для доступа к информации без использования web-интерфейса.

Наполнение базы данных осуществляется с помощью созданного в среде Delphi программного обеспечения. В настоящее время в базе находится около 30 000 анализов. Исходными информацией для наполнения баз данных служат опубликованные литературные источники, а также информационные ресурсы, доступные по сети Internet. Записи могут быть охарактеризованы до 70 параметрами (зависит от полноты источника данных) и сопровождаются библиографической ссылкой.

Такая многоконтурная система позволяет исследователю в интерактивном режиме проводить интегральный анализ геоинформационных ресурсов с возможностью использования комплексных, взаимосвязанных данных в геоинформационных проектах (ГИП), на основе которых решаются многоаспектные задачи моделирования геологических процессов – проверка гипотез, выявления зависимостей и анализ закономерностей.

На базе этого комплекса проведен глобальный анализ развития магматизма в океана в пространственно-временных координатах. Это позволило выявить реальную (а не обусловленную различными, иногда условными

классификационными границами) дискретность составов вулканитов, заложенную в самой сути фракционного плавления, фракционной кристаллизации и динамики подъема магматических расплавов и наметить тренды развития магматизма в основных структурных зонах океанов: срединно-океанских хребтах, абиссальных котловинах, изометричных и линейно-вытянутых поднятиях, а также океанских островов.

Литература

1. Ряховский В.М. Интегральный анализ геoinформационных систем // Журн. "Территория". 1998. № 25. С. 13–16.

В.Б.Савельева¹

Метаморфизм, метасоматоз и гранитоидный магматизм в пограничных структурах (на примере юго-восточной части Главного Саянского разлома, Южное Прибайкалье)

Пограничные зоны, согласно В.И.Казанскому и В.М.Терентьеву, представляют собой особый тип геологических структур длительного развития, отвечающих устойчивым ограничениям платформ и характеризующихся унаследованностью структурного плана с докембрийского времени. Типичным представителем такой структуры является Главный Саянский разлом – крупнейший линеамент Восточной Сибири, входящий в систему разломов краевого шва Сибирской платформы. В юго-восточной части пограничная зона представляет собой сравнительно узкую полосу шириной до 3 км на границе Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой области, с северо-западной, параллельной краевому шву ориентировкой складчатых структур, вытянутыми вдоль краевого шва телами гранитоидов и широко развитыми зонами динамометаморфизма и диафтореза.

Внутриразломный комплекс включает образования ранних тектонометаморфических циклов, являвшихся субстратом для тектонитов последующих этапов активизации разлома, и динамометаморфические, метасоматические и магматические породы, возникшие в периоды активизации. Субстратом для тектонитов служили породы слюдянского кристаллического комплекса

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

– кристаллические сланцы основного состава, биотитовые гнейсы, мраморы, продукты гранитизации – разнообразные гнейсы, мигматиты и гранитоиды китойского комплекса. Среди гранитоидов выделяются биотитовые плагио- и двуполевошпатовые граниты, диопсид- и амфиболсодержащие двуполевошпатовые граниты, лейкократовые граниты – как автохтонные, так и перемещенные, графитсодержащие пегматиты. Комплекс пород, возникших в периоды активизации разлома, включает полихронные продукты дислокационного метаморфизма, образование которых происходило в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, зеленосланцевой и дозеленосланцевой фаций, щелочные (рибекит-эгириновые) кварц-полевошпатовые метасоматиты и альбититы, а также жилы кварц-альбит-микроклиновых (с амазонитом) гранит-пегматитов, прорывающие тектониты эпидот-амфиболитовой фации.

Отсутствие в кристаллосланцах и гнейсах даже реликтов ортопироксена показывает, что термодинамические условия наиболее раннего из зафиксированных в минеральных парагенезисах метаморфизма в пограничной зоне не достигали гранулитовой фации, а соответствовали верхам амфиболитовой фации: $T=620-660^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}}=5-6$ кбар. Сходство составов амфиболов и биотитов из метаморфических пород и продуктов их гранитизации позволяет предполагать, что ультраметаморфические преобразования начинались в условиях, близких к условиям метаморфизма. В то же время, оценки $P_{\text{общ}}$ при кристаллизации автохтонных биотит-амфиболовых гранитоидов по содержанию $Al_{\text{общ}}$ в амфиболе показывают его вариации от 6.6 ± 1 кбар для лейкосомы мигматитов и мезократовых граносиенитов до $4.5-2.8(\pm 1)$ кбар для лейкократовых гранитов, т.е. выплавление кислых расплавов происходило на фоне постепенного уменьшения давления нагрузки в условиях геодинамического режима воздымания.

Дальнейшие метаморфические преобразования в зоне Главного Саянского разлома, связанные с возобновлением тектонических деформаций в зоне краевого шва, происходили на фоне последовательного уменьшения плотности теплового потока и отступления геоизотерм, на что указывает последовательная смена высокотемпературных минеральных парагенезисов тектонитов более низкотемпературными. Вариации состава амфиболов (в первую очередь, содержания Al^{VI}) в бластомилонитах свидетельствуют о существовании в зоне краевого шва на раннем этапе активизации режима умеренных давлений, а на более поздних – пониженных. Так, амфиболы из биотит-амфиболовых бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации и генетически связанных с ними кварц-полевошпатовых метасоматитов отличаются значительно пониженными содержаниями Al^{VI} по сравнению с амфиболами метаморфических пород раннего ТМЦ (соответственно, 0.18–0.27 и 0.35–0.54 ф.е.). При этом изменение состава амфиболов в ряду – бластомилонит – щелочной кварц-полевошпатовый метасоматит – указывает на формирова-

ние последних в неизобарических условиях на фоне постепенного снижения давления.

Геохимическая направленность процесса плагиигранитизации раннего ТМЦ выражается в увеличении в породах ранней генетической группы – кристаллосланцах и плагиигнейсах содержаний кремнезема, щелочей, Li, Rb, Sr, Ba, Pb, Zr и выносе Fe, Mg, Ca, Mn, элементов группы железа, Sc, Cu, Ti при инертном поведении Al, P, Zn и др. В процессе калиевой гранитизации привносились K, Rb, Ba, Be, Nb, менее Zr. Валовой химический состав кристаллосланцев при этом приближался к гранодиоритовому, а биотитовых гнейсов – к гранитному, что способствовало их последующему плавлению.

Анализ гранитоидов раннего ТМЦ с использованием модели четырехкомпонентной гранитной системы показал, что среди них выделяются диа- и метатектиты, метасоматические гранитоиды, продукты инициального плавления и кристаллизации остаточных низкотемпературных расплавов. При этом, судя по составу темноцветных минералов из лейкократовых автохтонных гранитов, кристаллизация их происходила в условиях пониженной щелочности и повышенной f_{O_2} . По химизму среди гранитов китойского комплекса преобладают плюмазитовые граниты стандартного геохимического типа, калиево-натриевого ряда. Исключение составляют диопсид- и амфиболсодержащие гранитоиды, которые по величине ASI принадлежат к нормальному ряду.

Все граниты характеризуются невысокими содержаниями F, Li, Rb, Pb, Nb, Y, легких РЗЭ, близкими к таковым в гранитизированных породах. В ряду от мета- и диатектитов к более низкотемпературным продуктам инициального плавления уменьшаются содержания Sr и Ba и возрастают отношения Rb/Sr и Rb/Ba, в то же время возрастают вариации отношений K/Rb.

В аллохтонных лейкократовых гранитах резко понижены содержания Zr (которые в других гранитоидах близки к содержаниям его в метаморфических и гранитизированных породах), Y и легких РЗЭ. По геохимическим особенностям гранитоиды китойского комплекса соответствуют гранитам современных вулканических дуг.

Наиболее ярким выражением тектономагматической активизации в зоне Главного Саянского разлома является образование кремнещелочных метасоматитов и выплавление гранит-пегматитов. Минералогическая направленность кремнещелочного метасоматоза аналогична гранитизации в условиях повышенной щелочности, когда конечным продуктом кремнещелочного метасоматоза являются лейкократовые гранитоподобные метасоматиты. Геохимически процесс выражается в увеличении в породах содержаний Si, Na, K, F, а также Rb, Zr, Nb, легких РЗЭ и выносе оснований и геохимически связанных с ними элементов. Образование альбититов обусловлено привносом в бластомилониты Na, в меньшей мере Si при высокой активности CO_2 и серы.

Гранит-пегматиты по химическому составу соответствуют лейкогранитам и субщелочным лейкогранитам плюмазитового ряда, с содержаниями $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6.26-10.60$, преимущественно с преобладанием натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.73-25.3$). По сравнению с ранним ТМЦ для гранитов этапа активизации характерна повышенная щелочность. На развертке тетраэдра их фигуративные точки локализуются вокруг эвтектики при $P_{\text{H}_2\text{O}}\approx 4.5$ кбар. Общей геохимической особенностью пегматитов являются очень низкие содержания F и Li и повышенные Rb, Nb, Y, Pb, Zn, Sn и Be. По геохимическим особенностям эти породы соответствуют анорогенным гранитам.

В целом, изучение последовательности формирования внутриразломного комплекса и петролого-геохимических особенностей отдельных его составляющих позволяет проследить эволюцию зоны Главного Саянского разлома от начала заложения краевого шва до поздних этапов активизации. Геохимическая направленность метасоматических процессов показывает, что на раннем этапе и в периоды активизации зона Главного Саянского разлома служила проводником для глубинных флюидов, являвшихся переносчиками литофильных элементов – в первую очередь, кремнезема и щелочей, что обусловило проявление гранитизации в широком температурном диапазоне, выплавления гранитоидов и, в итоге, наращивание на данном участке континентальной коры. Очевидно, что проявлению процессов гранитизации в зоне краевого шва способствовала существовавшая здесь на протяжении длительного времени обстановка умеренных и пониженных давлений. При этом по мере увеличения мощности континентальной коры и уменьшения интенсивности теплового потока происходило изменение состава гранитизирующих флюидов – возрастала их щелочность (особенно активность Na), окисленность, увеличивалась активность F. В целом же для юго-восточной части пограничной зоны Главного Саянского разлома характерна скорее натровая, чем калиевая, геохимическая специализация, начиная от раннего ТМЦ и кончая этапами активизации, что, в сравнении с другими глубинными разломами, может служить показателем глубины его заложения.

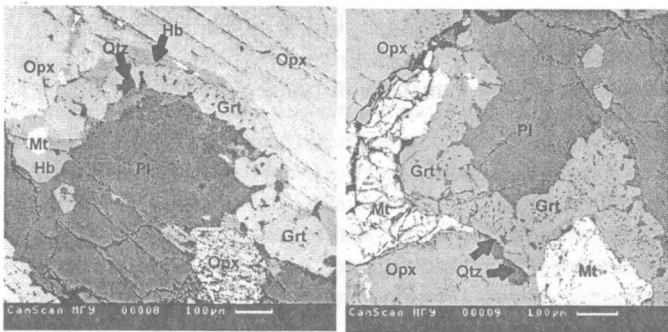
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65788.

Петрология и метаморфическая эволюция гранулитов КМА

Курско-Бесединский блок, сложенный гранулитами, является структурой второго порядка и находится в центральной части Курского антиклинория, в строении которого доминируют архейские супракrustальные породы обоянской серии. Курский антиклинорий представляет собой поднятие в докембрийском фундаменте Воронежского кристаллического массива, разделяющее Михайловско-Белгородский и Орловско-Тимской зеленокаменные пояса. В пределах высокоинтенсивных магнитных аномалий Курско-Бесединского блока скважинами вскрыт широкий комплекс пород, метаморфизованных в пределах гранулитовой фации метаморфизма.

Их можно разделить на четыре группы: 1) породы железисто-кремнистой формации (эвлизиты), 2) метагабброиды, 3) метапироксениты, 4) метапелиты.

Важнейшими реакционными структурами в мафитовых гранулитах являются структуры роста граната. Они представляют собой: кварц-гранатые симплектиты и кварц-гранатые симплектитовые оторочки между ортопироксеном и плагиоклазом (рисунк), гранатые каймы, отделяющие клинопироксен от плагиоклаза с образованием кварцевых доменов, гранатые каймы и кварц-гранатые симплектитовые оторочки вокруг магнетита. Обращает на себя зональность плагиоклазов в реакционных структурах с значительным увеличением альбитового компонента в краях кристаллов.



Кварц-гранатые симплектитовые каймы между ортопироксеном и плагиоклазом

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Первые два типа структур отражают упрощенную реакцию: $\text{Opx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Qtz}$, в результате которой происходят образование и рост граната при увеличении давления или охлаждении пород. Каймовые структуры граната, отделяющие плагиоклаз от клино- и ортопироксена, предполагают следующие реакции изобарического охлаждения: $\text{Cpx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Qtz}$ или $\text{Opx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz}$. Образование и рост граната в безплагиоклазовых ортопироксенитах предполагают появление граната за счет чермакитового компонента в ортопироксене: $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Si}_2\text{O}_6 + (\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_6 \rightarrow (\text{Fe}, \text{Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$.

Полученные оценки отражают P–T-интервал условий роста гранатов в метаизверженных породах, сопровождавшийся изменением составов остальных минералов, принимавших участие в реакциях после пика метаморфизма. P–T-тренды показывают, что основные гранулиты в своей истории после пика метаморфизма испытали два метаморфических события. Полученные значения по центрам минеральных фаз для стадии изобарического охлаждения укладываются в линейный тренд с максимальными параметрами 784° C и 5,6 кбар и минимальными 684° C и 4,2 кбар, что соответствует геотермальному градиенту 1,4 кбар/100° C. Максимальные температуры второго метаморфического события составляют около 770° C, причем понижение температуры после пика сопровождалось увеличением давления до 8,0–8,5 кбар.

Первое метаморфическое событие – высокотемпературный метаморфизм умеренных давлений и последующее субизобарическое охлаждение происходили в раннем архее. Этот тип метаморфизма характерен для раннеархейских гранулитов Воронежского кристаллического массива и детально описан в средних по составу гранулитах Брянского блока. Причиной раннеархейского гранулитового метаморфизма явилось тектоническое утолщение архейской коры в результате коллизии, сопряженной с зарождением и подъемом тоналит-плагиогранитных гранитных расплавов. Сразу после пика метаморфизма происходило близкое к изобарическому охлаждение пород в результате остывания синтетектонических плутонов.

По-видимому, в раннем архее Брянский блок и блок КМА представляли собой единую плиту, что подтверждается сходством слагающих их структурно-вещественных комплексов и характером метаморфизма. В позднеархейское и раннепротерозойское время образовавшиеся зеленокаменные пояса разделили единый раннеархейский мегаблок на ряд фрагментов, в том числе Брянский и Курско-Бесединский.

В дальнейшем в пределах Центральной части КМА на сформированной раннеархейской коре происходило отложение мощной вулканогенной толщи михайловской серии позднего архея и ряда раннепротерозойских вулканогенно-терригенных и железисто-кремнистых формаций мощностью до 10–15 км. На рубеже 2000±100 млн лет в результате тектонической активности

и коллизии позднеархейские и раннепротерозойские отложения были смяты в складки, прорваны многочисленными интрузиями от ультраосновного до кислого состава и метаморфизованы в условиях от верхов зеленосланцевой до верхов амфиболитовой фаций. В пределах мегаблока КМА метаморфизм перекрывающих ранний архей отложений характеризуется давлениями 4–6 кбар и температурами от 450 до 700° С. На гранулиты Курско-Бесединского блока был наложен этот второй раннепротерозойский этап метаморфизма, который претерпели и перекрывающие их породы. Более высокие давления (около 8 кбар), зафиксированные реакционными структурами и составами минералов в основных гранулитах, отражают погружение их в результате тектонического увеличения мощности коры на более глубокие горизонты порядка 30 км. Такой сценарий наложения раннепротерозойского метаморфического события на парагенезисы раннеархейских гранулитов в целом согласуется с моделями Р–Т-трендов при тектоническом увеличении мощности коры [1].

Дальнейшее развитие событий можно установить по тесно ассоциированным с метагабброидами шпинелевым метапелитам, в которых установлены разнообразные реакционные структуры ретроградного этапа. Р–Т-тренд ретроградной стадии отражает субизобарическое остывание гранулитов от 800–810 °С и 7,6–7,8 кбар до 595 °С и 5 кбар. Причиной описанной метаморфической эволюции шпинелевых гранулитов является растяжение утолщенной во время раннепротерозойской коллизии коры и возвращение ее к нормальной мощности.

Тесная пространственная ассоциация метапелитовых и мафитовых гранулитов позволяет предполагать, что они испытали общую метаморфическую и тектоническую историю. Минеральные парагенезисы в метапелитовых гранулитах не сохранили свидетельства раннеархейского метаморфического события, характеризующегося высокими температурами (порядка 800 °С) и относительно низкими давлениями (4,2–5,6 кбар). Шпинельсодержащие гранулиты скорее дополняют термобарическую информацию, полученную для раннепротерозойского метаморфического эпизода – субизобарическое остывание. Максимальные Р–Т-оценки, полученные по минеральным парагенезисам в метапелитовых и мафитовых гранулитах, очень близки. К сожалению, в последних отсутствуют данные по ретроградной эволюции после пика раннепротерозойского метаморфического события.

Таким образом, минеральные парагенезисы кордиерит-шпинелевых гранулитов дополняют заключительную часть сценария докембрийской метаморфической эволюции центральной части ВКМ, который представляется следующим.

Ранний архей – высокотемпературный метаморфизм умеренных давлений и последующее субизобарическое остывание. Причиной раннеархейского гранулитового метаморфизма явилось тектоническое утолщение архей-

ской коры в результате коллизии, сопряженной с зарождением и подъемом тоналит-плагиогранитных расплавов. После пика метаморфизма происходило близкое к изобарическому охлаждение пород в результате остывания синтетектонических плутонов.

В позднем архее и раннем протерозое в пределах Центральной части КМА на сформированной раннеархейской коре происходило отложение мощной вулканогенной толщи михайловской серии позднего архея и ряда раннепротерозойских вулканогенно-терригенных и железисто-кремнистых формаций мощностью до 10–15 км.

В раннем протерозое на рубеже 2000 ± 100 млн лет в результате тектонической активности и коллизии позднеархейские и раннепротерозойские отложения были смяты в складки, прорваны многочисленными интрузиями. Перекрывающие гранулиты раннепротерозойские осадки метаморфизованы в условиях от верхов зеленосланцевой до верхов амфиболитовой фаций (4–6 кбар и $450\text{--}700^\circ\text{C}$). Происходит погружение гранулитов в результате тектонического увеличения мощности коры на более глубокие горизонты порядка 30 км, наложение раннепротерозойского метаморфического события на минеральные парагенезисы архейских гранулитов, субизобарическое охлаждение при растяжении коры и возвращении ее к нормальной мощности.

Литература

1. Thompson A.B., England P.C. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. II: Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks// J. Petrol. 1984. Vol. 25, № 4. P. 929–955.

И.Ю.Сафонова¹

Позднекембрийско-раннеордовикская океаническая кора в северо-западной части Горного Алтая (засурьинская свита)

Недавно было установлено, что кремнистые породы засурьинской свиты содержат остатки верхнекембрийско-раннеордовикских конодонтов и радиолярий [1], что поставило под сомнение стратиграфические взаимоотношения свит региона, где традиционно выделялись (рифей – ранний ордовик) метаосадочная маралихинская, вулканогенно-кремнистая засурьинская, терригенные чарышская и суеткинская свиты [2].

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

Деформированная, чешуйчатая структура северо-западной части Горного Алтая сформировалась в позднем палеозое. Особое место в этой структуре занимает вулканогенно-кремнистая засурьинская свита (a_3-1_1), магматические породы которой имеют петрохимические характеристики базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) и океанических островов (ОО).

До этого в Алтае-Саянской области была известна океаническая кора прошлого, в том числе океанические острова, но для возрастного интервала: поздний рифей – ранний кембрий [3–5].

Эта структура расположена в зоне Чарышско-Теректинского крупноплутонного сдвига [6], в которой и выделяется засурьинская свита, представленная несколькими линзообразными чешуями, сложенными сургучно-красными и зелеными кремнистыми породами, кремнистыми аргиллитами, гематитовыми яшмоидами, пестроцветными песчаниками, пиллоу-лавами вариолитовых, афировых, реже плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфириновых базальтов, их туфами, дайками габбро и габбро-диабазов.

Изучение химического состава пород засурьинской свиты позволило выделить образования океанических островов (базальт, обр. 95–130; туф, обр. 96–71; габбро, обр. 96–74) и СОХ (базальт, обр. 96–81 и габбро-диабаз, обр. 96–83). Базальты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, в которых и порфириновые включения и основная масса замещены эпидотом, хлоритом, серицитом, кальцитом и актинолитом. Туфы сложены обломками исключительно базальтового состава. Петрохимия главных элементов позволяет отнести изученные базальтоиды к толеитовому типу: точки составов попадают в поле андезито-базальтов (ТА) и высокожелезистых толеитов (НFT) на диаграмме $A_2O_3-FeO^*+TiO_2-MgO$ [7] (рис. 1, а) и в поле MORB и в поле щелочных базальтов океанических островов (OIA) и внутриплитных толеитов (OIT) на диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ [7] (рис. 1, б). В целом, по содержанию порообразующих компонентов засурьинские базальтоиды близки к гавайским толеитам [8, 9], но имеют более высокие содержания железа и более низкие содержания магния.

По геохимии редких элементов и редких земель изучаемые породы имеют характеристики БСОХ и БОО. На диаграмме Th–Hf/3–Ta [7] точки составов базальтов попадают в поле N-MORB, поле внутриплитных толеитов (OIB) и E-MORB (рис. 1, в).

Спайдер-диаграммы редких элементов (рис. 2, а) для обр. 96–81 и 96–83 близки к кривой средних содержаний в БСОХ (MORB), а для обр. 96–71 и 96–74 – к кривой средних содержаний в БОО (OIB) [7].

Уровень P3Э в 20–150 раз превышает их значения для хондритов. Породы обеднены тяжелыми лантаноидами (см. рис. 2,б). Исключением является базальт обр.96–81, кривая P3Э которого приблизительно параллельна хондритовой линии, но на уровне 20. По степени дифференциации P3Э можно выделить три типа пород: 1) $La/Yb=1$ для обр. 96–81 (N-MORB), 2) $La/Yb=6$ и 6.6 (96–83, 96–71 - E-MORB) и 3) $La/Yb=1$ и 16 (96–74, 95–130) (BOO).

Содержание легких РЗЭ в БСОХ значительно ниже, чем в БОО. Кривые РЗЭ пород засурьинской свиты (обр. 95–130, 96–71, 96–74) и базальтов Гонолулу и Каула из Гавайской системы океанических островов [8, 9] близки и по форме и по уровню.

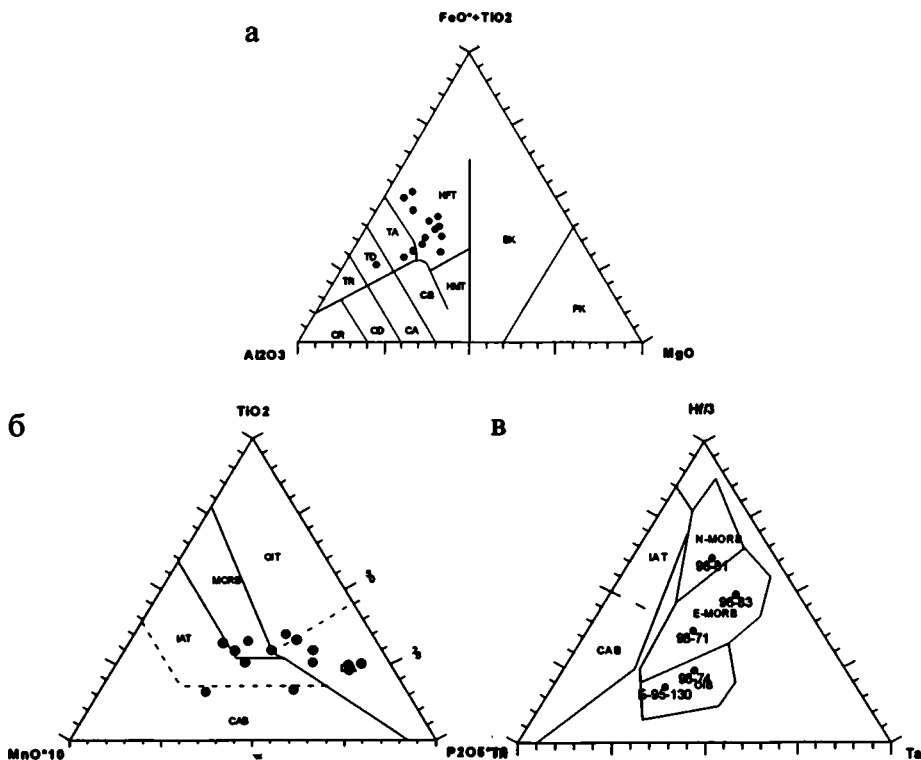


Рис. 1. Химический состав засурьинских базальтоидов
 а – $Al_2O_3-FeO+TiO_2-MgO$; б – $MnO-TiO_2-P_2O_5$; в – $Th-Hf-Ta$ (поля обозначены по [7])

Таким образом, чешуйчатая структура СЗ Горного Алтая сформировалась в конце ордовика – в силуре, а затем была деформирована дополнительно в три этапа: 1) D, 2) C_2-P_1 и 3) T–J. В ее строении принимают участие сложные по составу образования, отколовшиеся от Южно-Алтайского и Салаиро-Алтайского террейнов, а также вновь обнаруженные экзотические террейны (засурьинская структурная единица), где совмещены толеитовые базальты СОХ и внутриплитные толеиты. Таким образом, засурьинская структура представляет собой фрагмент позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры Палеоазиатского океана.

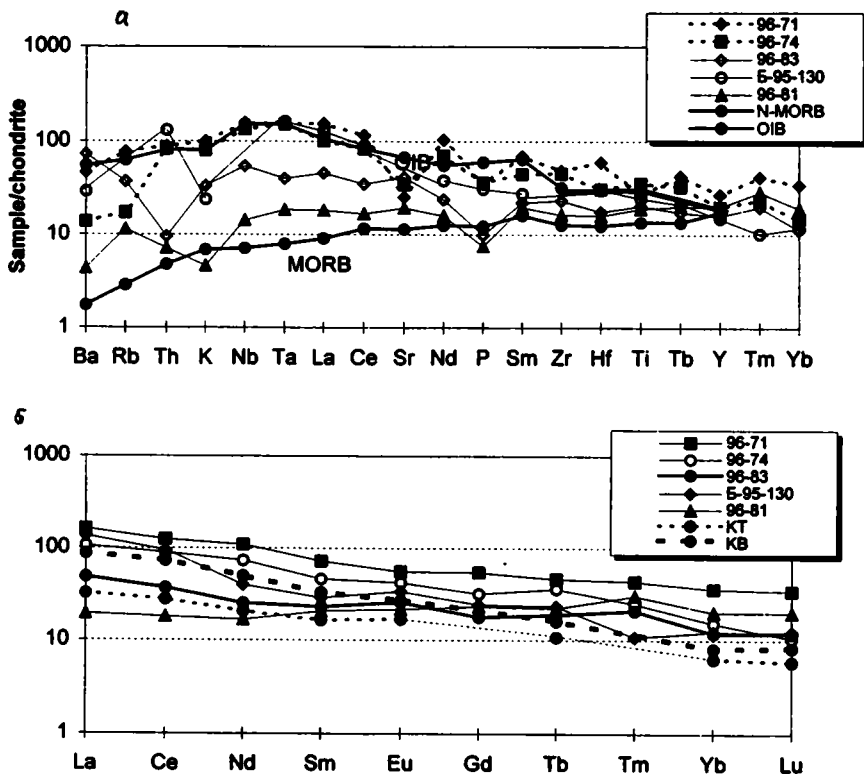


Рис. 2. а – спайдер-диаграмма для редких элементов в породах засурьинской свиты.

Нормирующие значения для хондрита и средние значения для N-MORB и OIB (BOO) взяты из [7];

б – нормированные по хондриту кривые РЗЭ для пород засурьинской свиты.

KB – плагиоклазовый базанит и KT – толеитовый базальт Каула, Гавайская система океанических островов

Литература

1. Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Верхнекембрийский-раннеордовикский возраст базальто-кремнисто-терригенной засурьинской свиты (СЗ Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1427–1444.
2. Волков В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1966. 162 с.
3. Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. 195 с.
4. Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and Tectonics of Gomy Altay. Novosibirsk: UIGGM SB RAS Publ., 1993. 122 p.
5. Берзин Н.А., Колман Р., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Па-

леоазнатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 8–28.

6. Буслов М.М., Казанский А.Ю. Верхнепалеозойские-мезозойские крупные сдвиговые перемещения земной коры Горного Алтая по геологическим и палеомагнитным данным // ДАН. 1996. Т. 347. № 2. С. 213–217.

7. Rollinson H.R. Using geochemical data. NY: Longman Scientific & Technical, 1993. 352 p.

8. Clague D.A., Frey F.A. Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu: implication for the oceanic mantle below Hawaii // J. Petrology. 1982. Vol. 23, P. 447–504.

9. Garcia M.O., Frey F.A., Grooms D.G. Petrology of volcanic rocks from Kaula Island, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian pronoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 94. P. 461–471.

В.Г.Сахно, А.А.Чашин¹

Кайнозойский рифтогенный вулканизм континентальной части Востока Азии

Кайнозойские базальты широко распространены по восточной окраине континентальной части Востока Азии. Представлены как покровными образованиями, так и отдельными вулканическими постройками, приуроченными к зонам разломов и линейным впадинам, и грабенам, вытянутым вдоль них.

Геологические, космические и аэрогеологические исследования Восточного Китая и Дальнего Востока России подтвердили наличие протяженной разломной системы северо-восточного простирания, фрагменты которой ранее выделялись на геологических картах как российскими, так и китайскими геологами [1–3]. На китайской территории эта система Таньлу, состоящая из серии параллельных разломов, протяженностью > 4 тыс. км. На территории Дальнего Востока серии разломов – Тастакская, Куканская, Алчанская и др., являющиеся продолжением разломов С-В Китая, а на территории Приморья – Западно-Сихотэ-Алинский, Центральнo-Сихотэ-Алинский, Восточный и другие, которые, возможно, являются продолжением разломов восточных окраин Кореи и Юго-Восточного Китая [4, 5; и др.]. Севернее эта система, возможно, имеет свое продолжение в виде региональных разломов в Прибрежной части Приохотья, Анадырского, разломов Пенжинской губы, депрессии Майн, представляя собой прогиб, выполненный кайнозойскими, осадочными, вулканогенными и покровными образованиями.

Заложение системы, ее южного отрезка (китайского и приморского), по геологическим данным, произошло в раннем мезозое [1, 2], но существуют представления о более раннем возрасте. На раннем этапе эта система рассматривается как сдвиговая, но в более позднее (в кайнозойское и, особенно, в миоцене) она представляет собой растяжения с морфологически выра-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

женными рифтовыми долинами. Однако и на мезозойском этапе (в среднем–позднем мезозое) уже существовали грабеноподобные протяженные впадины, где накапливались угленосные образования [6].

Северо-восточная система разломов пересекает разломные блоки – древние кристаллические массивы и обрамляющие их складчатые области. Разломная система сечется субширотными и северо-западными разломами, часть из них является древними – они фиксируют границы древних блоков и, как правило, являются сутурными; другие – сформировались в более позднее время, либо были образованы как раздвиговые зоны во время сдвиговых дислокаций (к ним приурочены как мезозойские кислые, так и более молодые основные вулканиты), либо оформились в позднем кайнозое.

В зависимости от локальных движений отдельных блоков, в пределах разломной системы в кайнозое были образованы или покровы толеитовых базальтов, или трещинные моногенные вулканы щелочного состава, часто с включениями перидотитов. К трещинным образованиям, занимающим обширные площади, в большей степени относятся покровы субширотного простирания – Шкотовско-Шуфанское, Нельминское, Совгаваньское, Бикинско-Алчанское и другие юга Дальнего Востока, представленные главным образом толеитами.

Широко развиты покровные образования на Северо-Востоке, вдоль Анадырского разлома, в меньшей – вдоль разлома Дуньхуа в Северо-Восточном Китае, где они представлены долинными покровами толеитов (оз. Цинбоху), а также моногенными вулканами щелочных базальтов, иногда с включениями лерцолитов.

В Приморье, вдоль Западно-Сихотэ-Алинского, Центрально-Сихотэ-Алинского и более мелких разломов, вблизи них распространены мелкие покровы и моногенные вулканы щелочного и субщелочного состава, иногда с включениями перидотитов. Особенностью составов базальтов является латеральное и осевое изменение их щелочности, глиноземистости и, частично, железистости. Базальты восточной разломной зоны отличаются большей глиноземистостью и натриевостью по сравнению с вулканами западной линии, находящейся в пределах Ханкайского массива и его окраины. С юга на север отмечается повышение общей щелочности и калиевости базальтов: от натриево-калиевых андезито-базальтов (Барановский вулкан) до нефелин-лейцитовых и лейцитовых – на севере (Верхнеалчанский, Болонский вулканы). Это же свойственно и северо-китайским вулканам системы Тяньлу. На примере отдельных блоков, пересекаемых рифтовой системой Тяньлу, отчетливо прослеживается характер изменения состава базальтов, отмеченных для Приморья. В пределах параплатформы Янцзы базальты рифтовой системы, в основном, представлены неогеновыми толеитами; в структурах Центрально-Китайской платформы – базальтами от эоцена до раннечетвертичных, весьма разнообразных по составу – от толеитов до нефелиновых базальтов. Последние встречаются редко.

В Северо-Восточном Китае известны как миоценовые, так и четвертичные и современные излияния щелочных базальтов, среди последних – крайне калиевые разности. Особую группу здесь представляют вулканические ареалы длительного развития – от раннего миоцена (вулкан Чаньбаошань) до извержений в историческое время (вулканы Удалянги, Кэлоу, Эркешань и др.), дифференцированные серии от толеитов (вулкан Чаньбаошань) до фонолитов и арфведсонитовых комендитов и трахитов.

Таким образом, для южной части рифтовой системы Таньлу намечается общая тенденция – омоложение с юга на север и появление калиевых щелочных расплавов в более молодых извержениях.

В настоящее время существует большое количество данных по содержанию РЗЭ и РЭ, а также свинцовая, стронциевая и неодимовая систематики вулканитов рифтовой системы Восточной окраины Азии [7–9], которая позволяет рассматривать вопросы генезиса базальтовых расплавов, их источников и геодинамических условий формирования. Анализ этих данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Рифтогенные базальты по химическому составу разделяются на несколько серий: а) высокоглиноземистые высокотитанистые субщелочные; б) низкоглиноземистые высокотитанистые с внутриплитными геохимическими чертами; в) щелочные высокотитанистые внутриплитные; г) толеитовые, кварцнормативные; д) высококалиевые высокотитанистые; е) высокощелочные натрово-калиевые серии.

Первые две свойственны активным континентальным окраинам (Приморье); две следующие – располагаются в континентальной части; а две последние – характерны для вулканических ареалов, которые могут быть отнесены к плюмовому типу вулканизма (группа вулкана Удалянги и вулкан Байтошань).

2. Отсутствует устойчивая зависимость изотопного состава рифтогенных базальтов от мощности коры.

Аномальными изотопными данными характеризуются ареалы плюмового вулканизма (высокие отношения Sr, низкие – Nd и Pb). Эти данные могут указывать, что верхняя мантия является гетерогенной, а источник расплавов – различный по составу. Геологические данные по рифтогенному вулканизму подтверждаются результатами петрологических и геохимических признаков, а сравнение с известными рифтовыми системами мира выявляет черты сходства и различия.

Литература

1. Xu Jiawei, Zhu G., Tong Weixing et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: A major shear system to the northwest of the Pacific Ocean // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 134. P. 277–310.

2. Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // *ДАН СССР*. 1978. Т. 240, № 2. С. 400–403.

3. Иванов Б.А. Центральны Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // ДАН СССР. 1961. Т. 138, № 4. С. 900–903.
4. Тихоокеанская окраина Азии: Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.
5. Сахно В.Г. Позднемезозойские континентальные вулканические пояса Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 1994. 104 с.
6. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
7. Peng Z.C., Zarman R.E., Fut K., Chen D.G. Pb-, Sr and Nd isotopic systematics and Chemical Characteristics of Cenozoic Basalts, Eastern China // Chemical Geology. 1976. Vol. 59. P. 3–33.
8. Wu Liren, Zhai Mingzhe, Zheng Xianshen et al. Physicochemical Processes Involved in Cenozoic Volcanism in Eastern China // Geochemistry. 1987. Vol. 6, № 3. P. 193–215 (in China).
9. Мартынов Ю.А., Окамура С. Вариации изотопных отношений Sr и Nd в палеоцено-плейстоценовых базальтах Восточного Сихотэ-Алиния // ДАН. 1993. Т. 333, № 3. С. 368–369.

В.Г.Сахно, А.П.Матюнин¹

Восточно-Азиатская система континентальных поясов. Магматизм и геодинамика

Восточная часть Азиатского континента, особенно область перехода к океану, на протяжении всей истории развития в фанерозое характеризовалась активными тектономагматическими процессами. Наиболее мощной эпохой была позднемезозойская, которая охватила все окружение Тихого океана. Область ее проявления, определяемая как Циркумпацифическая, связана с этапом термальной истории Земли, начавшимся 200 млн лет и сопровождавшимся горизонтальными движениями блоков континентальной литосферы, что привело к орогении в одних участках и растяжению коры – в других. С этим этапом связывается начало активных магматических процессов Тихого океана и его обрамления, начало раскрытия Атлантического океана и деструкция Пангеи [1].

Для мезозойского этапа развития зоны стыка Азиатского континента и Тихоокеанской плиты характерны условия растяжения в сочетании с эпохами сжатия, т.е. расхождения и сближения сиалических блоков Азии и фемической плиты, что обусловило формирование поясов магматизма на границе этих структур [2].

Украинно-континентальной области тектономагматической активизации свойственно проявление двух типов магматизма: плутонического и вулканического, связанных единым характером развития процесса, но разобщенных во времени. В связи с этим, выделяются орогенный и посторогенный этапы

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

активизации, обусловленные встречным движением Азиатского континента и Тихоокеанской плиты. Большое значение имеет характер этих движений: фронтальное сжатие или латеральное скольжение. Орогенный этап соответствует условиям сжатия фронтального типа и формированию плутонических поясов, конкордатных складчатости. В следующий этап начинают проявляться соскальзывающие движения и формируется система крутопадающих разломов – преимущественно левосторонних сдвигов, с которыми сопряжена раздвиговая система [3], способствующая прорыву на поверхность глубинных и коровых расплавов. Эта стадия соответствует формированию окраинно-континентальных вулканических поясов – Восточно-Катазиатского вулканического линеамента [4].

Плутонические пояса гранитоидов предшествуют вулканическим, образуя иногда самостоятельную структуру с иной, чем у вулканических, ориентировкой в пространстве. Детально это рассматривалось на примере поясов Приморья, Юго-Восточного Китая, Колымы [5], где дается принципиальная схема их развития. Установлены общие принципы их развития на основе геологических, петрогеохимических данных и изотопной систематики магматических образований. Сходства по составу, возрасту, последовательности внедрения и потенциальной рудоносности позднемезозойских магматических серий и комплексов Сихотэ-Алиня, Охотско-Чукотского и Восточно-Китайского поясов как плутонических, так и вулканических, позволяют говорить о единстве причин происхождения удаленных друг от друга, но отличающихся общей структурной позицией, глубинным строением, эволюцией систем и универсальностью магмогенерации расплавов.

Непосредственно в тылу этой системы развивались внутриконтинентальные пояса, гетерогенные по характеру формирования, но связанные по времени с единой эпохой тектономагматической активизации восточных окраин Евразийского континента. В структурной позиции их развития намечается приуроченность к трансконтинентальной системе глубинных разломов (система Таньлу) и субширотных сутурных швов, разделяющих отдельные активизированные кратоны Востока Евразии. В определенные этапы эти пояса формировались как пояса трансформных окраин с соответствующими петрологическими, геохимическими характеристиками, свойственными этим структурам. Наиболее примечательными в этом отношении являются пояса, развивающиеся в области сочленения жестких блоков и обрамляющих их структур, часто в зоне древних сутурных швов.

Механизм формирования поясов континентального магматизма на стыке разнородных литопластин при встречном фронтальном или косонаправленном движении подтверждается геологическими данными не только в Тихоокеанском секторе, но и в Гималаях, Северном и Центральном Таиланде, а также смоделирован экспериментально [6].

1. Goodwin A.M. Rooted Precambrian ring shields: Growth, alignment and oscillation // Amer. J. Sci. 1985. Vol. 285. P. 481–531.
2. Щеглов А.Д., Щека С.А., Сахно В.Г. Вулканические пояса Востока Азии // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. С. 136–140.
3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
4. Вулканическая пояса Востока Азии: Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 504 с.
5. Тихоокеанская окраина Азии: Магматизм. М.: Наука, 1991. 264 с.
6. Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. et al. On the mechanics of the collision between India and Asia // Geol. Soc. Spec. Publ. 1986. № 19. P. 115–157.

**К.И.Свешников¹, С.С.Красовский², В.Г.Пашенко¹,
П.Я.Куприенко², А.С.Красовский²**

Генетические типы земной коры Украинского щита

Украинский щит (УЩ) представляет собой юго-западную часть Воронежско-Украинского геоблока (рис. 1). Установлено, что все наиболее крупные структуры (структуры I-го порядка) этой территории, возникшие в разных геодинамических условиях, отличаются строением земной коры.

Наиболее древние сохранившиеся структуры – *выступы "гранулитового цоколя"*, слагавшего первоначально всю площадь геоблока и впоследствии переработанного на большей части территории. Метавулканы архейского (более 3,4 млрд лет) гранулитового комплекса западной части УЩ отвечают щелочным океаническим базальтам. Последние могли возникнуть в океанической или субконтинентальной обстановке, но в любом случае – в относительно спокойных тектонических условиях. Выступам цоколя отвечает кора мощностью (М) 40–42 км, с примерно равными мощностями базальтового, диоритового и гранитного слоев, и ровная поверхность Мохо. Предполагается, что это наиболее древняя, "нормальная" кора для УЩ.

В интервале 3.0–3.2 млрд лет в восточной части геоблока на гранулитовом цоколе заложился *Курско-Днепровский амфиболито-гнейсовый пояс*. Метавулканы слагающей его аульской серии имеют промежуточный состав между толентовою и низкокальциевой щелочноземельной ассоциациями. Примерно в то же время здесь сформировался ряд впадин, сложенных зеленокаменным комплексом. Конфигурация, распространение в пространстве и соотношение впадин с сеткой разломов позволяют предположить, что главную роль в их возникновении играл механизм ромбохазма (по С.В.Кэри) –

¹ Львовский государственный университет (ЛГУ), Львов, Украина

² Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

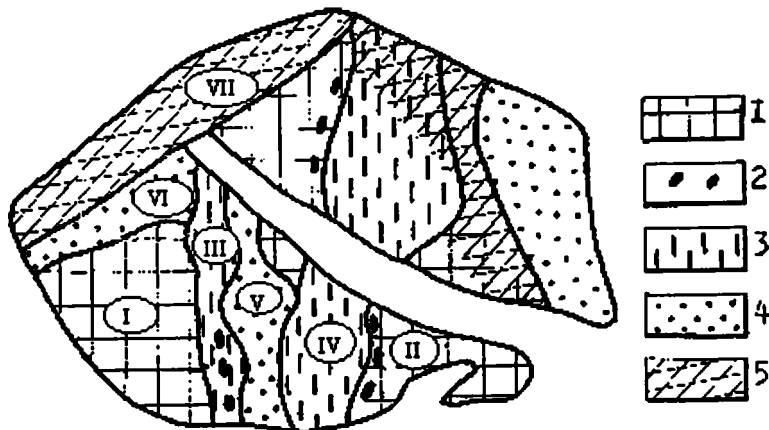


Рис. 1. Главные структуры Воронежско-Украинского геоблока

1 – выступы гранулитового цоколя; 2 – метаультрабазитовые тела; 3 – амфиболито-гнейсовые пояса; 4 – метатерригенные прогибы; 5 – вулканоплутонические пояса. I – Подольский выступ, II – Приазовский выступ, III – Голованевско-Росинский прогиб, IV – Курско-Днепровский пояс, V – Кировоградский прогиб, VI – Тетеревский прогиб, VII – Воыно-Полесский пояс

образование рифтовых впадин за счет сдвиговых дислокаций по разломам, приводящее к чередованию участков растяжения и сжатия. Поверхность Мохо под Курско-Днепровским поясом очень неровная, М коры на небольших расстояниях меняется от 39 до 53 км, в ее строении преобладает диоритовый слой (до 33 км).

В среднем или позднем архее (более 2,6 млрд.лет) в западной части УЩ заложился *Голованевско-Росинский амфиболито-гнейсовый пояс*. Метавулканы слагающей его росинско-тикичской серии и сопутствующие им плутонические тела диоритов–гранодиоритов (тетиевский комплекс) отвечают щелочноземельной вулканоплутонической ассоциации. Гранулитовый цоколь здесь подвергся интенсивной складчатости и содержит высокobarические минеральные ассоциации. Весь комплекс признаков указывает на возникновение пояса в условиях сжатия. Для пояса характерны очень неровный рельеф поверхности Мохо, М коры – 44–60 км; в ее строении преобладает базальтовый слой (30–50 км), М гранитного слоя 16–0 км.

В раннем протерозое в центре УЩ в условиях растяжения заложился крупный *Кировоградский прогиб*, выполненный мощной метатерригенной ингуло-ингулецкой серией и сопровождающийся массивами гранитов S-типа. Поверхность Мохо здесь относительно ровная, М коры 36–38 км, преобладает диоритовый слой (12–29 км), М базальтового слоя 15–0 км. В се-

веро-западной части УЩ возник однотипный *Тетеревский прогиб*, оказавшийся затем в зоне воздействия несколько более позднего *Волыно-Полесского вулканоплутонического пояса*, сложенного щелочноземельной ассоциацией 1-го типа (осницкий комплекс, 2.0–1.9 млрд лет). Поверхность Мохо неровная, М коры – 53–59 км, М базальтового слоя 23–34 км, М гранитного слоя – 8–4 км.

Пояс возник в условиях сжатия (коллизии?) на границе УЩ и Белорусского кристаллического массива. Воздействие пояса на Тетеревский прогиб выразилось в появлении в последнем многочисленных тел I-гранитоидов; строение земной коры в поясе и прогибе однотипно.

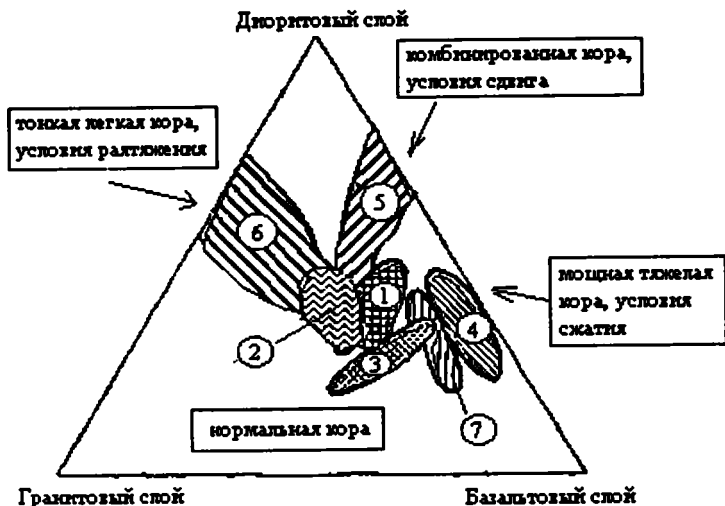


Рис. 2. Генетические типы земной коры Украинского щита

Соотношения мощностей земной коры в: 1 – Подольском выступе гранулитового цоколя, 2 – Приазовском выступе, 3 – Голованевско-Росинском поясе, 4 – переработанном гранулитовом цоколе в составе Голованевско-Росинского пояса, 5 – Курско-Днепровском поясе, 6 – Кировоградском прогибе, 7 – Волыно-Полесском поясе

Обсуждение

1. Для структур УЩ намечается следующая зависимость: наиболее ранняя для данного региона земная кора, возникшая в спокойных тектонических условиях, характеризовалась М около 44 км и примерно равными соотношениями мощностей слагающих ее слоев; поверхность Мохо имела ровный рельеф. Каждый последующий крупный геологический процесс приводил к перестройке коры этого типа. В областях сжатия происходило увеличение М коры и, в частности, базальтового слоя. Поверхность Мохо приобретала сложный расчлененный рельеф, как если бы она подвергалась

складчатости. В областях растяжения М коры и, особенно, базальтового слоя заметно уменьшалась. В областях сдвиговых дислокаций кора имеет “комбинированный” характер – со сменой на небольшом расстоянии участков с повышенной и пониженной М коры.

2. Архейские амфиболито-гнейсовые пояса, несмотря на сходство ряда признаков (заложенные на месте раннеархейских глубинных разломов, сопровождавшихся ультрабазитовым магматизмом, одинаковая степень метаморфизма толщ в амфиболитовой фации, интенсивная гранитизация) отличаются между собой составом магматитов, геодинамическими обстановками и строением коры. Принципиальное сходство раннепротерозойского Волюно-Полесского и архейского Голованевско-Росинского поясов позволяет считать, что условия для проявления “плитной тектоники” возникли уже в архее.

3. Рассмотренные типы строения земной коры отчетливо различаются между собой соотношением мощностей базальтового, диоритового и гранитного слоев (рис. 2). Предлагаемая диаграмма иллюстрирует связь между строением земной коры и геодинамическими условиями её возникновения.

И.В.Семенов¹

Габбро-гипербазитовые массивы в палеоспредиговой структуре Урала – тектонически совмещенные при ее формировании блоки океанической и континентальной литосфер

1. В палеоспредиговой структуре Урала наблюдается пространственная перемежаемость в различных количественных соотношениях габбро-гипербазитовых массивов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций и повсюду – их тектоническая совмещенность.

2. По простирацию палеоспредиговой структуры Урала габбро-гипербазитовые массивы обеих ассоциаций пространственно совмещены с разной мощности и протяженности фрагментами sheeted dyke complex, сложенными долеритами и базальтами, аналогичными по химическому составу (в том числе, РЗЭ) толеитам СОХ. Там, где габбро-гипербазитовые массивы этих ассоциаций непосредственно контактируют с sheeted dyke complex, эндоконтактовые части массивов обычно пересекаются разной плотности сериями параллельных долеритовых даек, а в самом дайковом комплексе по-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

роды, слагающие тот или иной габбро-гипербазитовый массив, присутствуют между дайками в виде разного размера и количества блоков-скринов. Поэтому можно считать, что породы дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций служили вмещающим субстратом для sheeted dyke complex на ранних стадиях формирования коры океанического типа на Урале.

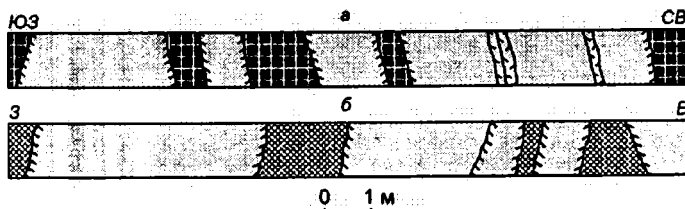


Рис. 1. Характер относительных возрастных соотношений долеритовых даек со скринами габбро (заштрихованные участки разрезов) в sheeted dyke complex западного обрамления Хабаровинского гипербазитового массива дунит-гарцбургитовой ассоциации (а) и восточного обрамлении Ревдинского габбрового массива дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации (б)

3. Пространственная ориентировка полосчатости и такситовости в габбровых массивах-блоках различных ассоциаций имеет разнообразное простираия и углы падения, в отличие от достаточно выдержанного генерального простираия субвертикальных долеритовых даек, секущих полосчатость в габбро под самыми разнообразными углами. Налицо, таким образом, существенное структурное несогласие и деформированность пород габбро-гипербазитовых массивов к началу формирования в них sheeted dyke complex, что вообще характерно для офиолитов, но не объяснимо с позиций комагматичности долеритов и габбро-гипербазитов [2].

4. О совместном нахождении пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций к начальному этапу формирования океанической коры на Урале свидетельствуют: а) присутствие в одних и тех же разрезах комплекса параллельных долеритовых даек западной хабарнинской офиолитовой части (Южный Урал) не только скринов габбро и серпентинизированных гарцбургитов дунит-гарцбургитовой ассоциации, но и скринов рудных пироксенитов (типа "качканарских" с $\Sigma \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 41,26$ мас. %; $\text{TiO}_2 = 1,36\%$) дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций; б) развитие фрагментов sheeted dyke complex непосредственно восточнее массива пироксенитов дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации того же гетерогенного Хабаровинского габбро-гипербазитового комплекса; в) присутствие скринов полосчатых мелкозернистых габбро (типа "харампейских" дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации) во фрагменте комплекса па-

раллельных долеритовых даек западного обрамления гипербазитового массива Сыум-Кеу дунит-гарцбургитовой ассоциации (Полярный Урал). Изложенные факты пока единичны, но весьма показательны.

5. Породы обеих габбро-гипербазитовых ассоциаций достаточно надежно отличаются по ряду петрохимических параметров, особенно, по составу РЗЭ. Данные по составу РЗЭ в гипербазитах пока единичны и требуют проведения дополнительных прецизионных определений. По габбро же материал достаточно представительный. Из него следует, что габбро и пироксениты дунит-гарцбургитовой ассоциации характеризуются преимущественно W-образным распределением с положительной Eu-аномалией, а габбро дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации – распределениями с резко возрастающей обогащенностью все более легкими РЗЭ.

Изложенное подтверждает правомочность рассмотрения пород дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций в качестве производных различных геодинамических режимов. Габбро, пироксениты, гарцбургиты и дуниты дунит-гарцбургитовой ассоциации, обладающие W-образным типом распределения РЗЭ, как и соответствующие породы СОХ, правомочно рассматривать в качестве реститов, возникших при частичном плавлении минеральной ассоциации шпинелевых лерцолитов недеплетированной верхней мантии на глубинах порядка 30–60 км. Этому не противоречат и составы РЗЭ в ассоциирующих с ними долеритах комплекса параллельных долеритовых даек, а также рассчитанные модельные составы РЗЭ в комплементарной триаде: лерцолит = базальт + рестит [3].

Высокая обогащенность габбро и пироксенитов дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации все более легкими РЗЭ, что отмечалось и другими исследователями [4]; нахождение этих пород в одних и тех же массивах с платиноносными дунитами, которые абсолютно аналогичны платиноносным дунитам на щитах [1], и ряд других параметров позволяют рассматривать габбро, как и всю дунит-клинопироксенит-габбровую ассоциацию, в качестве платформенных, доспредиговых (для Урала) образований. Толетовые базальты *sheeted dyke complex*, пространственно совмещенные с породами этой ассоциации и секущие эти породы, имеют редкоземельный и химический составы, исключающие возможность их образования в едином геодинамическом режиме.

6. В заключение следует подчеркнуть, что перемешивание блоков древней континентальной литосферы, представленных породами дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, и блоков вновь формировавшейся океанической литосферы, представленных породами дунит-гарцбургитовой ассоциации, происходило на начальных этапах формирования океанической спредиговой структуры. Только в этот период в нее еще могли попадать осколки глубинных частей начавшей отодвигаться от оси раздвига континентальной литосферы. Они механически транспортировались мантийным

диапиром в верхние части начавшей формироваться спрединговой структуры океанической литосферы.

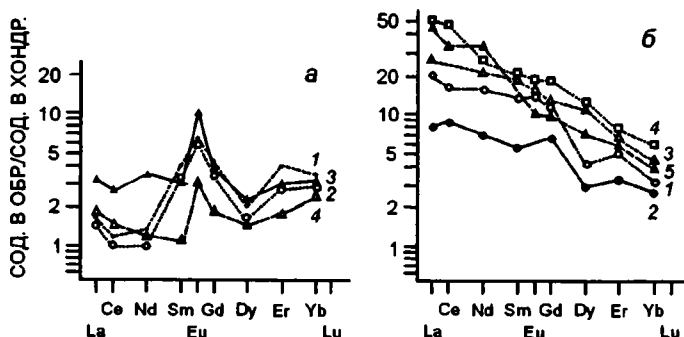


Рис. 2. Диаграммы фракционирования РЗЭ, нормализованных по хондриту, в габбро дунит-гарцбургитовой (а) и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциаций (б).

Дунит- гарцбургитовая ассоциация: 1, 2 – габбро из массивов восточного обрамления гипербазитового массива Сьюм-Кей; 3, 4 – габбро из скринов в sheeted dyke complex западного обрамления Хабаровинского гипербазитового массива. Дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация: 1 – тонкополосчатое габбро габбрового массива Харам-Пэ (Полярный Урал); 2 – крупнозернистое амфиболовое габбро из скрина в sheeted dyke complex западного обрамления гипербазитового массива Сьюм-Кей (Полярный Урал); 3 – габбро-норит Кумбинского габбрового массива (Северный Урал); 4 – крупнозернистое амфиболовое габбро Княсьпинского габбрового массива (Северный Урал); 5 – крупнозернистое амфиболовое габбро из скрина в sheeted dyke complex Западных Мугоджар (Северный Казахстан)

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64809.

Литература

1. Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита // ДАН СССР. 1978. Т. 243, № 4. С. 991–994.
2. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
3. Семенов И.В. Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океанских толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии. Свердловск, 1990. 66 с.
4. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.

Петрологическая оценка геодинамических параметров мантийного диапиризма в Срединно-Атлантическом хребте

Огромный объем данных по вещественному составу изверженных пород современных океанических бассейнов, накопленный к настоящему времени, стимулировал широкое внедрение разнообразных петрологических и геохимических индикаторов условий петрогенезиса в моделирование процессов аккреции литосферы в гребневых зонах срединно-океанических хребтов. Одним из наиболее существенных достижений, полученных благодаря использованию подобных индикаторов, является констатация вещественной сегментации гребневой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ), проявленной в слагающих ее базальтоидах и реститогенных перидотитах [1, 2].

В последние годы в качестве информативных геохимических индикаторов условий петрогенезиса MORB часто используются содержания Na_8 и Fe_8 в базальтовых стеклах (пересчитаны для $\text{MgO}=8$ мас.% в породе). Первый из этих параметров, согласно [3], позволяет оценивать степень плавления и соответствующую ей мощность базальтовой коры (Na_8 уменьшается при увеличении степени плавления), с помощью второго – можно судить о глубине выплавления MORB (Fe_8 увеличивается с ростом давления). В случае мантийных реститов, наиболее надежным индикатором условий петрогенезиса является хромистость реститовой шпинели, зависящая от степени плавления мантийного субстрата. В настоящем исследовании были рассмотрены пространственно сопряженные вариации указанных параметров в целях калибровки оценок степени плавления мантийных источников и мощности базальтовой коры, полученных различными методами как для аномальных, так и для нормальных сегментов САХ. Источником данных по геохимии базальтоидов САХ служил Смитсоновский Каталог стекол (более 5000 анализов), а по минералогии перидотитов – оригинальная база данных (около 400 образцов). Более 95% использованных анализов стекол соответствуют узкому интервалу содержания MgO (6.5–9.5 мас.%), поэтому в качестве индикаторных параметров рассматривались содержания в них Na_2O и FeO .

Поскольку Азорский мегаплюм (АМ) занимает огромный отрезок гребневой зоны САХ, он был выбран в качестве сравнительной моды для остальных рассмотренных сегментов хребта. Характер вариаций содержания натрия и железа в базальтовых стеклах из района САХ между 34 и 40°с.ш. позволяет предполагать присутствие здесь двух типов продуктов базальто-

¹ Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

вого магматизма (рис. 1), один из которых связан с плавлением метасоматизированного мантийного субстрата, а второй был образован при плавлении неметасоматизированной мантии (нормальный тип). Первый – аномальный (плюмовый) тип базальтоидов – формировался при привносе в мантийные источники натрия и воды и начальных невысоких степенях плавления. Очевидно, в дальнейшем этот расплав инициировал плавление другого (нормального) мантийного источника. Этому этапу, согласно рис. 1, соответствовали исключительно высокие степени плавления.

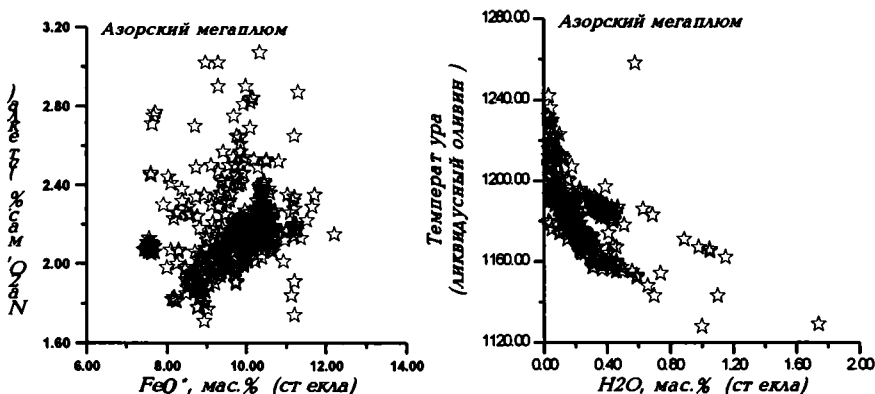


Рис. 1. Вариации содержания Na_2O , FeO и H_2O в базальтовых стеклах района Азорского мегаплума

Сравнение характеристических полей составов двух выделенных типов базальтоидов АМ с соответствующими параметрами состава MORB из других сегментов САХ демонстрирует, что все нормальные сегменты (20–24° с.ш., 30° с.ш., частично 00–13° с.ш.) характеризуются в целом невысокими степенями плавления (отвечают второму типу базальтоидов АМ), но во многих из них фиксируются признаки участия воды в мантийном магматизме (этот аспект детально обсуждается в [4]). Вместе с тем, аномальным сегментам: 14–16° с.ш., 40–45° с.ш. (северная часть АМ) и частично 00–13° с.ш. (2–4° с.ш.) свойственна та же бимодальность в распределении рассматриваемых индикаторных параметров, что и АМ.

Степень деплетированности мантийных перидотитов, ассоциирующих с базальтоидами во всех рассмотренных сегментах САХ, четко коррелирует с распределением вдоль его простирания двух главных аномальных сегментов: АМ и 15°20' с.ш., причем в последнем они характеризуются наиболее хромистыми составами реститовой шпинели. Данные по характеру распределения различных геохимических типов MORB и в различной степени деплетированных мантийных реститов в пределах аномальных сегментов САХ

свидетельствуют о том, что в этих районах фиксируется тесная пространственная ассоциация контрастных в петролого-геохимическом отношении комплексов пород. Возможно, этот феномен отражает гетерогенность условий магматизма и вещественного строения мантийных источников под крупными плюмовыми областями. В то же время, для наиболее изученного района САХ (14–16° с.ш.) установлено несоответствие между реальным строением верхних коровых горизонтов и модельными оценками мощности базальтового слоя (рис. 2).

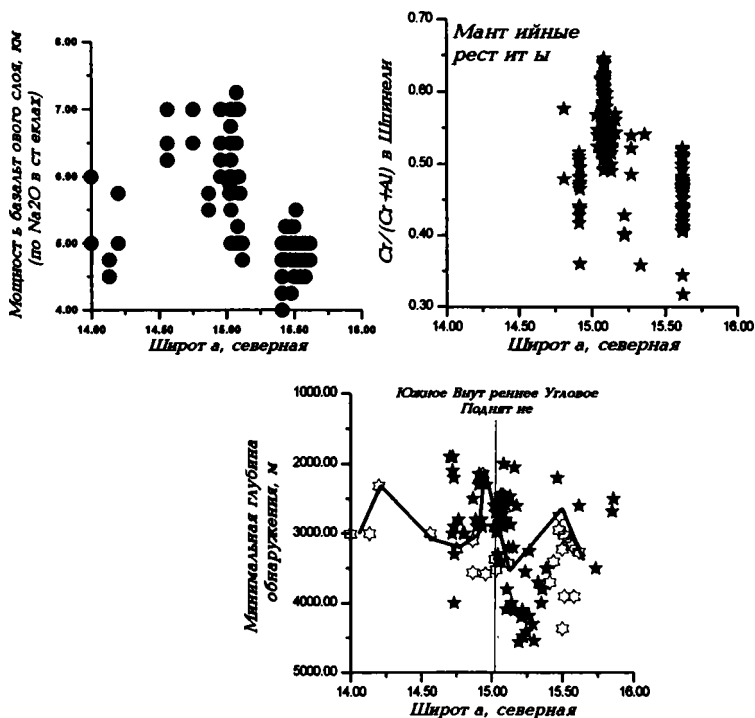


Рис. 2. Сопоставление оцененных по [3] мощностей базальтового слоя с характером распределения хромистости шпинели в мантийных рестилах и с типом обнажающихся на океаническом дне пород для сегмента САХ между 14 и 16° с.ш.

Черные звездочки – мантийные рестины; незаполненные – базальтоиды и их стекла

Очевидно, что оценка мощности базальтового слоя, основанная на методе, предложенном в [3], применима только к нормальным сегментам САХ. Между тем, вариации содержания натрия в базальтовых стеклах из аномальных (плюмовых) сегментов САХ отражают взаимодействие процессов плавления и мантийного метасоматизма и поэтому не обнаруживают непо-

средственной связи с мощностью базальтовой коры. Возможно, именно этот эффект определяет противоречие между петролого-геохимическими и эмпирическими данными, установленное в районе восточного пересечения САХ и разломной зоны 15°20' с.ш. Другим объяснением этого парадокса может служить аккумуляция расплавов в плутоническом комплексе, обуславливающая редуцированность базальтового слоя в некоторых районах низкоскоростных центров спрединга. Нельзя исключить также, что современный облик строения коры САХ в районе 15° с.ш. сформировался главным образом за счет тектонических процессов, вызвавших выведение на поверхность океанического дна огромных масс мантийных реститов и “удаливших” базальтовую компоненту разреза.

Проведенное исследование было поддержано проектом РФФИ №98-05-64212.

Литература

1. Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G., Sobolev A., Joron J.L., Needham H.D. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 88. P. 27–36.
2. Bonatti E., Peyve A., Kepezhinskas P., Kurentsova N., Seyler N., Skolotnev S., Udintsev G. Upper mantle heterogeneity below Mid-Atlantic Ridge 0-15N // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. NB4. P. 4461–4476.
3. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 8089–8115.
4. Дмитриев Л.В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // *Петрология.* 1998. Т. 6, № 4. С. 340–362.

В.И.Сиротин, А.И.Трегуб, В.М.Ненахов¹

Геодинамическая интерпретация перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы

В разрезе осадочного чехла Воронежской антеклизы фиксируется множество перерывов различных рангов. Наиболее крупный из них отделяет кристаллический фундамент от осадочного чехла и характеризуется полициклическим характером поверхности выравнивания, приуроченной к этому перерыву. Внутричехольные перерывы обладают различной продолжительностью. Наиболее длительные из них, соответствующие времени формирования надъяруса, яруса приурочены к границам эйфельского, живетского и

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

франского ярусов девона, верхнего турне – верхнего визе, раннесерпуховского – башкирского ярусов, валанжина, нижнего апта – среднего альба, маастрихта – палеогена. Они четко выражены на значительной площади Восточно-Европейской платформы и могут быть отнесены к региональным, межформационным перерывам 4-го ранга [3, 4].

Группа более кратковременных перерывов (5-го ранга) весьма многочисленна во всей осадочной толще палеозоя и мезозоя. Они разделяют горизонты, а иногда и пачки внутри горизонтов. Некоторые из них имеют региональное, а другие локальное распространение. Большая часть их зафиксирована базальными слоями песчано-гравийно-галечного состава, залегающими с размывом на подстилающем субстрате.

Кроме того, выделяется ряд кратковременных перерывов, в течение которых происходило формирование и размыв кор выветривания. В результате этого в базальных слоях малевского, упинского, алексинского и михайловского горизонтов встречаются кварцевые и каолинито-кварцевые пески и алевроиты, каолинитовые глины и другие породы, образовавшиеся в континентальных и лагунных условиях за счет размыва кор выветривания. Перерывы этого же ранга встречаются внутри морских седиментационных циклов позднего мела, палеогена.

Перерывы 3-го и 4-го рангов находят логичное объяснение при проведении временной корреляции процессов внутри тектонических циклов [1,5]. Изучение особенностей изменения скорости движения литосферной плиты в палеозое на основе палеомагнитных данных [2] выявило его циклический характер. Границы циклов совпадают по времени с границами периодов геохронологической шкалы. При этом в первой половине циклов литосферная плита двигалась с ускорением, вследствие чего в ней возникали растягивающие напряжения, а во второй – с замедлением, сопровождавшимся сжатием. Условия растяжения фиксировались прогибанием коры и трансгрессиями моря. Сжатие выражалось поднятиями и регрессией моря. Изменения скорости движения сочетались с изменением направления перемещения, которое происходило всякий раз с началом нового цикла и приводило к перестройке структурного плана осадочного чехла.

Общая закономерность образования перерывов 3-го и 4-го рангов осложняется неоднородным строением земной коры (и литосферы) по латерали. Наличие латеральных неоднородностей (существование более плотных, «тяжелых», и менее плотных, «легких», блоков, на фоне неравномерного в пространстве и времени перемещения литосферной плиты вызывает «раскачивание» этих блоков, возникновение на их границах вторичных напряжений за счет различной инерционности блоков, смещение во времени регрессивных и трансгрессивных фаз, образование локальных несогласий и перерывов, тесно связанных по своему распространению с границами блоков.

Таким образом, перерывы в осадконакоплении можно рассматривать как результат интегральных многоуровневых тектонических напряжений, из ко-

торых доминирующая роль принадлежит глобальному, межрегиональному и региональному уровням, полностью контролируемым тектоникой литосферных плит.

Литература

1. *Апарин В.П., Абрамовский И.И., Капустин И.Н.* Горизонтальные перемещения и динамика формирования осадочного чехла Европейского материка в фанерозое // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 38–56.
2. *Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
3. *Сиротин В.И.* Перерывы в осадконакоплении Воронежской антеклизы // Вестник Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1996. № 2. С. 5–13.
4. *Сиротин В.И., Трегуб А.И.* Перерывы и коры выветривания Воронежской антеклизы (комплексное изучение и геодинамическая интерпретация как основа прогноза месторождений): Тез. докл. XI Междунар. совещ. по геол. россыпей и месторожд. кор выветривания. М.: ГЕОС, 1997. С. 231.
5. *Трегуб А.И., Сиротин В.И., Ненахов В.М.* Геодинамическая модель формирования осадочного чехла древних платформ (на примере палеозоя Русской плиты) // Закономерности эволюции земной коры: Тез. докл. С.-Пб., 1996. Т. 1. С. 133.

Е.В.Скляров¹

Метаморфические процессы и террейновый анализ

Террейновый анализ представляет собой один из видов тектонического анализа сложно построенных регионов. Одним из основных принципов анализа является выделение комплексов доаккреционного, аккреционного и постаккреционного этапов (Parfenov et al., 1993). При этом главное внимание уделяется вулканогенно-осадочным или интрузивным комплексам.

Для использования в тех же целях метаморфических комплексов предлагается их классификация, рассматривающая основные типы метаморфизма в зависимости от главных этапов формирования и эволюции террейнов (таблица). Типы метаморфизма классифицированы, прежде всего, на доаккреционные, аккреционные и перекрывающие (постаккреционные). Для каждого из этих подразделений выделены возможные тектонические обстановки проявления метаморфических процессов и, наконец, для каждой обстановки показаны характерные типы метаморфизма.

Применение всех показанных в таблице типов метаморфизма вряд ли целесообразно, поскольку часть из них является “сквозными” для разных ти-

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

пов тектонических обстановок, а часть может фиксироваться, но не добавлять принципиально новой и важной информации по отношению к другим вещественным и тектоническим признакам. Использование метаморфизма наиболее эффективно для аккреционного этапа эволюции террейнов. В то же время, для доаккреционного и постаккреционного этапов также выделяются специфические типы метаморфизма или метаморфических комплексы, с которыми связаны проблемы, важные для террейнового анализа.

Доаккреционная история террейнов может включать самые разнообразные комплексы и процессы, проявленные в разнообразных тектонических обстановках. Для террейнового анализа принципиально важным является выделение фрагментов докембрийского метаморфического фундамента, позволяющих судить о тектонической эволюции террейнов. Метаморфические выступы показаны на многих геологических и тектонических картах, поэтому проблема заключается не в дополнительном поиске образований подобного рода, а наоборот – в вычленении толщ, метаморфизм которых связан с фанерозойской эволюцией складчатых систем. За последние десятилетия для многих из этих комплексов после детального петрологического и геохронологического изучения был обоснован палеозойский или даже мезозойский возраст.

В случае достаточно широкого площадного распространения метаморфических толщ они выделяются в качестве метаморфических террейнов, предусмотренных существующими принципами террейнового анализа (Noskelberg et al., 1993). Остальные типы метаморфизма не специфичны или (в случае метаморфических процессов в океанической плите) не дают новой информации для террейнового анализа.

Выделение процессов и соответствующих им комплексов аккреционного этапа является одной из важнейших и сложных задач. Характерной особенностью этого этапа является присутствие метаморфических комплексов повышенных и высоких давлений при широких вариациях температурных условий. В существующих классификациях и моделях высокобарического метаморфизма (эклогиты, глаукофановые сланцы) считается индикаторным для зон субдукции (Ernst, 1988; Добрецов, 1995; и др.), однако при тектоническом анализе представляется более целесообразным относить его к аккреционной стадии. Дело в том, что в развитии метаморфического процесса можно выделить две главные стадии – кульминационную и эксгумационную, каждая из которых может характеризоваться отличающимися тектоническими условиями. Эксгумация эклогитов и глаукофановых сланцев фиксирует момент прекращения субдукции и начало аккреции. Таким образом, независимо от обстановки образования высокобарических комплексов, они являются индикаторными для начальных стадий аккреционных процессов. Косвенным свидетельством корректности такого подхода может служить и периодичность процессов высокобарического метаморфизма, надежно фиксируемая для мезозоя и кайнозоя и менее отчетливо проявленная в более

ранние периоды (Dobretsov et al., 1987). Несмотря на продолжительные периоды функционирования субдукционных зон, в распределении возрастов известных глаукофансланцевых комплексов четко фиксируется периодичность в 30 млн лет, то есть возраст комплексов отражает только эпохи тектонических перестроек системы или, другими словами, возраст аккреционных процессов.

Тектонические обстановки и основные типы метаморфизма

Стадии эволюции террейнов	Тектонические обстановки проявления метаморфизма	Характерные типы метаморфизма
Доаккреционная	В океанической плите	Океанский зональный низких давлений (в зонах спрединга) Высоко-среднетемпературный дислокационный в зонах трансформных разломов Метаморфическая "подошва"
	Островные дуги	Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа
	Континентальные окраинные дуги	Зональный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа Гранулитовый метаморфизм низких давлений
	Метаморфический фундамент	Докембрийский фундамент "Подозрительные" метаморфические террейны
Аккреционная	Субдукции-аккреции низких температур	Глаукофансланцевый Эклогит-глаукофансланцевый
	Субдукции – аккреции высоких и умеренных температур	Ультравысокобарический Эклогит-гранулитовый
	Аккреции низких температур	Глаукофанзеленосланцевый
	Аккреции высоких и умеренных температур	Зональный метаморфизм Ку-Sill типа Зональный метаморфизм And-Sill типа
		Парные пояса And-Sill и Ку-Sill типов
Постааккреционная	Внутриконтинентального растяжения	Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа Зональные комплексы Ку-Sill типа
	Континентальных окраинных дуг	Зональный метаморфизм And-Sill типа Гранулитовый метаморфизм низких давлений

Тектонические обстановки аккреционных процессов можно разделить на два основных класса: обстановки, соответствующие перерастанию субдукционных процессов в аккреционные, и собственно аккреционные обстановки без предшествующего высокобарического метаморфизма. В качестве еще одного классификационного признака можно использовать температурный режим тектонических обстановок. Хотя для части последних обычно применяется термин “коллизия”, а не “аккреция”, в соответствии с принятой терминологией для террейнового анализа (Pargfenov et al., 1995) мы не используем первого термина в данной работе.

Выделение нескольких различающихся тектонических обстановок проявления метаморфизма позволяет более определенно судить о характере аккреционных процессов. Так, обстановка низкотемпературной субдукции–коллизии, фиксируемая по появлению глаукофансланцевого и эклогит–глаукофансланцевого типов метаморфизма, весьма типична для активных континентальных окраин с развитием островных дуг и задуговых бассейнов. Аккреционные процессы в этом случае связаны с разрастанием континентальной коры за счет причленения периокеанических террейнов.

Тектоническая обстановка низкотемпературной аккреции также характерна для активных континентальных окраин с широким развитием надвигов в верхних горизонтах земной коры (thin-skinned tectonics). Однако в данном случае можно предполагать, что процессы складчатости и метаморфизма проявляются в тыловых зонах активных окраин без тесной пространственной связи с зонами субдукции.

Высокотемпературный режим субдукционно–коллизийной обстановки фиксирует вовлечение блоков с континентальной корой в субдукционные процессы, что возможно либо в обстановке активных континентальных окраин при аккреции достаточно крупных террейнов, в строении которых существенную роль играют блоки с корой континентального типа, либо на поздних стадиях закрытия океанических бассейнов и начальных стадий континентальной коллизии.

Обстановка высокотемпературной аккреции (в общепринятом понимании – коллизии), наиболее надежным критерием выделения которой в древних складчатых поясах являются парные пояса андалузит–силлиманитового и кианит–силлиманитового типов, не требует специальных разъяснений, поскольку достаточно детально рассмотрена в ряде моделей.

При выделении постаккреционного этапа следует иметь в виду, что процессы доаккреционной и аккреционной стадий в эволюции более молодых террейнов могут являться одновременно перекрывающимися для более древних террейнов. Поэтому для этого этапа рассматриваются только наиболее типичные постаккреционные тектонические обстановки, к которым относятся континентальные окраинные дуги и зоны внутриконтинентального растяжения. Важнейшим индикатором последних являются комплексы метаморфических ядер кордильерского типа, являющиеся фрагментами сред-

них и нижних частей коры, тектонически экспонированными к поверхности в результате процессов крупноамплитудного растяжения (Wernicke, 1981).

По характеру проявления и морфологическим признакам известные и хорошо изученные комплексы метаморфических ядер имеют значительное сходство либо с обрамленными гранито-гнейсовыми куполами, либо с выступами метаморфического фундамента. Однако существуют надежные структурные критерии, позволяющие однозначно выделять дислокационные типы метаморфизма, характерные для зон растяжения, в том числе и в Забайкалье (Зорин и др., 1994; Складчиков и др., 1994, 1997). Необходимо подчеркнуть, что комплексы метаморфических ядер очень важны для тектонического анализа, прежде всего как индикаторы процесса внутриконтинентального растяжения. Кроме того, одной из важнейших предпосылок формирования комплексов метаморфических ядер является предшествующее утолщение и разогрев континентальной коры (Crittendon et al., 1980). Другими словами, необходимыми предпосылками растяжения являются процессы аккреции, обуславливающие утолщение коры.

**Е.В.Складчиков, А.М.Мазукабзов, Д.П.Гладкочуб,
Ю.В.Меньшагин¹**

Геодинамика становления структуры северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Сибирская платформа)

В северо-западной части Шарыжалгайского выступа выделяется две крупные эпохи тектогенеза, различающиеся геодинамическими условиями их проявления. Ранняя эпоха характеризуется проявлением разных типов пластических деформаций, протекавших в меняющихся P-T-условиях, поздняя же – хрупкопластическими условиями деформаций.

Структурные преобразования ранней эпохи тектогенеза наиболее полно изучены в Булуновском блоке, слагающим самую северо-западную часть Шарыжалгайского выступа, где установлено три деформационных этапа. Складчатые структуры, сформированные в результате складчатости позднего этапа F₃, распространены повсеместно и создают основной структурный рисунок Булуновского блока. Все складки F₃, независимо от масштаба, открытые, северо-западного простирания. Они деформируют полосчатость, сланцеватость и осевые поверхности складок второго этапа. По морфологии

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

складки F_3 практически симметричные, с субвертикальным положением осевой поверхности и соответствуют складкам изгиба со скольжением. Шарниры складок F_3 погружаются в северо-западном направлении и испытывают заметное рассеивание, совпадающее с минеральной линейностью. Отмечаемое рассеивание шарниров складок связано с тем, что в складки F_3 сминается система более ранних линейных изоклиналильных складчатых структур, шарниры которых погружаются в субмеридиональном направлении, т.е. ось складчатости F_3 была наложена на уже деформированную структурную поверхность, полого наклоненную на северо-запад. Второй этап складчатости совпадает с максимумом проявления мигматизации. По морфологии складки F_2 сжатые, изоклиналильные, с наблюдаемой амплитудой до 1,5 м. Их изогнутые осевые поверхности имеют северо-западное простирание, а падение определяется нахождением складок F_2 на разных крыльях более молодых и менее сжатых складок. Морфологические признаки указывают на то, что складки F_2 соответствуют складкам ламинарного течения. На крыльях складок ярко проявлена кристаллизационная сланцеватость, подчеркиваемая ориентировкой биотита. По времени этот процесс, вероятно, совпадает с интенсивной мигматизацией толщ, когда гнейсовые породы приобрели наибольшую пластичность по сравнению с метабазами. Возникновение контрастных вязкостных свойств в среде привело к разлинзованию толщ и формированию будинаж-структур.

Складчатые деформации выделенных этапов протекали в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (андалузит-силлиманитовый тип) с постепенно снижающейся температурой, что существенно сказывалось на реологических свойствах деформируемых пород.

Самый ранний деформационный этап устанавливается по возникновению мигматитовой полосчатости в гнейсах и амфиболитах, которая смята в складки F_2 . Крупные складчатые структуры, связанные с этим этапом, непосредственно не наблюдались, хотя и отмечаются мелкие интерфолиальные складки. Для этапа характерно формирование кристаллизационной сланцеватости, мигматитовой полосчатости и минеральной линейности не только в гнейсах, но и в породах базит-ультрабазитового состава. Последние по набору пород и геохимическим особенностям соответствуют офиолитовой ассоциации [1]. Вместе с вмещающими их толщами они были интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и мигматизированы. При этом наиболее ранние минеральные преобразования и синметаморфические деформации в них протекали при высокобарическом метаморфизме в P-T-условиях эклогитовой фации с последующей регрессивной стадией, характеризующейся спадом давления и незначительным повышением температур [1]. Такие геодинамические условия обычно объясняются сменой субдукционных процессов коллизионными.

Близкая ситуация складывается и в Олотской структурной зоне (Олотский грабен), где присутствуют наиболее крупные массивы базит-ультраба-

зитового состава (Арбанский, Сарамтинский), для которых также предполагается офиолитовая природа [2]. Здесь же отмечаются фрагменты кислых и средних пород, соответствующих островодужным ассоциациям (сублукская серия). Комплекс структурных и петрологических данных позволяет предполагать существование периокеанической обстановки в раннем протерозое с соответствующей сменой субдукционных процессов коллизийными на границе континентальной и океанической плит.

Более поздние тектонические события, с проявлением хрупкопластических деформаций, устанавливаются по широкому распространению верхнерифейских пород основного состава (нерсинский комплекс), образующих дайковые поля. Для большей части дайковых тел характерно субмеридиональное простирание, иногда значительная протяженность и сближенность в пространстве. По условиям залегания это чаще крутопадающие тела, среди которых нередко присутствуют пологонаклонные и субгоризонтальные. Морфология тел и особенности контактов соответствуют их формированию в геодинамических условиях растяжения при активном воздействии магматического расплава. Геохимические особенности состава даек по предварительным данным указывают на то, что их формирование отражает начало рифтового процесса, который охватил краевую часть Сибирского кратона и впоследствии привел к возникновению на этой части пассивной окраины (Присяянский прогиб). Имеющиеся геологические данные позволяют ограничить верхний возрастной предел проявления базитового магматизма верхним рифеем. Геодинамический режим рифтогенеза, начавшийся внедрением даек основного состава, завершился формированием редкоземельных карбонатитов зиминского комплекса раннего венда.

В целом же, выделенные эпохи тектогенеза по времени своего проявления соответствуют двум основным эпохам эволюции суперконтинента Родиния [3] – началу аккреционных процессов в конце палеопротерозоя и началу распада суперконтинента в неопротерозое.

Литература

1. *Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Y.V.* High-pressure metamorphism of the Precambrian ophiolites of the Sharyzhalgai massif (Siberia, Russia) // International Ophiolite Symposium: Abstract supplement, Oulu. Geological Survey of Finland. 1998. Special Paper. Vol. 26. P. 55.
2. *Gornova M.A., Petrova Z.I.* Mantle peridotites of a gneiss granulite complex as fragments of Precambrian ophiolites (Baikal region) // International Ophiolite Symposium: Abstract supplement, Oulu. Geological Survey of Finland. 1998. Special Paper. Vol. 26. P. 23.
3. *Powel C.McA., Li Z.X., McElhinny M.W., Meert J.G., Park, J.K.* // *Geology*. 1993. Vol. 21. P.889–892.

К геодинамике Юго-Восточного Казахстана

Юго-Восточный Казахстан включает Чу-Илийский водораздел, Южное Прибалхашье, Джунгарский Алатау и северные хребты Тянь-Шаня. В девонском, каменноугольном и пермском периодах он представлял собой активную континентальную окраину, фронтально обращенную к Джунгаро-Балхашскому морскому бассейну, который охватывал Прибалхашье, северную половину Джунгарского Алатау и часть палеоокеана, ныне сильно сокращенную за счет последующих крупномасштабных перемещений.

Подножие девонского континентального склона в его пределах фиксируют выходы офиолитов в зоне Джунгарского разлома. Юго-западнее располагался континентальный склон с кремнистым осадконакоплением (Тастауская зона), за ним – уступ, передовая авулканическая терраса (Мынчукур-Басканское поднятие) и междуговой бассейн (Бороталинский синклиорий). В Чу-Илийских горах, в южной части Джунгарского Заилийского Алатау, размещались наземные вулканические пояса.

Тыловая вулканическая зона с локальным проявлением субщелочных оливиновых лейкобазальтов и риолитов, синхронных гомодромным известково-щелочным сериям главной и фронтальной зон, располагалась южнее и западнее, и за ней размещались авулканические поднятия внутренней области Казахстана.

Каменноугольный вулканизм Юго-Восточного Казахстана начался после фаменной коллизии, сопровождавшейся складчатостью, внедрением гранитных плутонов и накоплением континентальных моласс. По составу каменноугольные вулканиды также отвечают известково-щелочному ряду с более значительным преобладанием натрия над калием, повышенным глиноземом и низкими титаном, железом и магнием, чем девонские. Тренд щелочности аналогичен: накопление калия и титана в южном и юго-западном направлениях.

Палеогеографическая обстановка карбонового вулканизма наиболее близка к островодужной: происходило накопление пестроцветных вулканогенно-осадочных рио-дацитовых и андезитовидных толщ, во фронтальной и тыловой зонах иногда содержащих морскую фауну.

Севернее, в Джунгаро-Балхашском бассейне, в течение карбона произошло поднятие и осушение обширных участков. Междуговой бассейн (Бороталинский синклиорий) замкнулся к концу среднего карбона, наполнившись все более крупнообломочными отложениями. Зона накопления

¹ ТОО “КазИМС”, Казахстан

турбидитов переместилась к востоку. Вероятно, аккреционная призма в карбоне также располагалась восточнее девонской.

В южной части района, в пределах нынешних хребтов Кетмень, Кунгей и Терской Алатау, размещался тыловой осолоняющийся бассейн с карбонатной седиментацией. В позднем карбоне центральная часть района (Илийский синклиниорий) превратилась в озеро, окруженное с севера и юга молодыми поднятиями. Каменноугольный вулканизм завершился крупными тектоническими движениями и внедрением гранитных батолитов (вероятно, связанными с очередной коллизией).

Пермская история Юго-Восточного Казахстана отличается от предыдущих периодов отсутствием морского бассейна на его территории и развитием вулканизма исключительно в наземных условиях. Крайний бассейн, мигрировавший к юго-востоку, по-видимому, превратился во внутренний (средиземноморского типа). Для обрамляющего его вулканического пояса характерно накопление ритмичных андезит-риолитовых серий орогенного типа в главной вулканической зоне, Илийском синклинории и субщелочных контрастных вулкаников в тыловых грабенах южного склона хребтов Кетмень и Северной Киргизский.

Петрохимически вулканиды перми отличаются от девонских и каменноугольных повышенной общей щелочностью, низкими содержаниями магния, титана и суммарного железа. С юга и запада Илийский сегмент пермского вулканического пояса обрамляла обширная область размыва с локальным красноцветным накоплением.

В мезозое и начале кайнозоя юго-восток Казахстана был ареной внутриконтинентальной озерной седиментации. Наиболее мощную тектоническую перестройку он испытал позднее, в связи с Индо-Евразийской коллизией и сопровождающими ее латеральными перемещениями и деформациями.

Современный структурный рисунок района характеризует его как гигантскую мегабрекчию, в которой крупные и мелкие террейны обрамляются линейными зонами течения, складчатости, шарьяжных и листрических пакетов, сочетающихся с крупноамплитудными сдвигами. Границы структурно-фациальных зон обычно имеют тектонический характер. Все это свидетельствует о значительном латеральном сокращении земной коры района и крупноамплитудных перемещениях сиалических масс, слагающих ее. По-видимому, перемещение сопровождалось вращательным движением (вследствие косоугольного столкновения плит) с разворотом против часовой стрелки на угол 120° .

Попытки количественной оценки величины сокращения коры в пределах района от оз. Балхаш до линии Николаева дали следующие результаты: за счет складчатости – порядка 400 км, шарьяжных пакетов и зон смятия – около 500 км, перемещений в зонах крупных сдвигов – более 300 км. Суммарное минимальное сокращение достигает 1200 км. Если на половину этого расстояния увеличить Джунгаро-Балхашский крайний бассейн и на

столько же – его континентальное обрамление, то все структуры Юго-Восточного Казахстана приобретут более прямолинейные очертания и сместятся к юго-западу настолько, что Чаткало-Кураминский район субшелочного вулканизма станет частью тыловой зоны пермского вулканического пояса (как ему и должно быть). В дополнение к этому на сопредельной территории Северного Прибалхашья можно переместить вдоль Центрального-Казахстанского разлома на “исходную позицию” блок с восточным сегментом вулканического пояса, тогда и здесь главные структуры приобретут более прямолинейные очертания и субмеридиональную ориентировку.

Если эти построения правильны, Джунгаро-Балхашский бассейн логичнее было бы объединять с Иртыш-Зайсанским и рассматривать его как часть палеоокеана, разделявшего Казахстанскую и Сибирскую плиты, а не как фрагмент Урало-Монгольского палеоокеана.

А.И.Слабунов¹

Магматические и метаморфические комплексы позднего архея – индикаторы субдукционной и коллизионной геодинамических обстановок в восточной части Балтийского щита

1. Исследование латеральных рядов структурно-вещественных комплексов – основа палеогеодинамических реконструкций. Изучение петрогеохимических и фациальных особенностей вулканогенных и интрузивных образований, условий проявления метаморфических процессов в каждой зоне латерального ряда, а также их структурных соотношений позволяют идентифицировать геодинамические обстановки, в которых эти комплексы формировались. Все сказанное в полной мере применимо для палеогеодинамических реконструкций в позднем архее, однако они осложняется тем, что, во-первых, метаморфические преобразования вещественных комплексов (в том числе, и аллохимические) могут достигать большой степени и, во-вторых, слабая геохронологическая изученность не позволяет проводить надежные корреляции. При изучении ранних этапов развития восточной части Балтийского щита принципиальное значение имели именно геохронологические исследования, выполненные здесь в последнее время Е.В.Бибиковой [1–3, 14], так как они позволили провести надежную корреляцию известных

¹ Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

и хорошо изученных комплексов Беломорского подвижного пояса (БПП) и сопряженной части Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО).

2. В восточной части Балтийского щита в пределах БПП и сопряженной части КГЗО установлены два разновозрастных латеральных ряда структурно-вещественных комплексов: с возрастами 2,9–2,82 и 2,74–2,6 млрд лет, соответственно.

3. Элементами латерального ряда структурно-вещественных комплексов с возрастом 2,9–2,82 млрд лет являются (с северо-востока на юго-запад): 1) Центральнo- Беломорской офиолитоподобный комплекс [8, 12, 13, 20], 2) Чупинский комплекс парагнейсов, сложенный интенсивно метаморфизованными граувакками, 3) комплекс метавулканитов, состав которых варьирует от ультраосновного и основного соответственно коматитовой и толеитовой серий до среднего и кислого известково-щелочной [10] Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов; 4) комплекс вулканитов, сохранившийся в виде ксенолитов в батолите (таваярвинском комплексе) Северной Карелии, состав которых варьирует от ультраосновного до андезитового [11]; 5) кроме того, синхронно с названными выше комплексами развивался вулканизм в Костомукшском зеленокаменном поясе, где он представлен коматитами, толеитовыми базальтами и кислыми разностями [6, 17, 18].

4. Данный латеральный ряд фиксирует субдукционную стадию развития восточной части Балтийского щита в интервале времени 2,9–2,82 млрд лет. Субдукция океанической литосферы (реликтами которой, вероятно, является базит-ультрамафиты Центральнo- Беломорской зоны) происходила с востока на запад под Карельскую континентальную плиту [15, 16, 20]. В результате этого на краю последней на коре переходного (субокеанического) типа сформировалась островная дуга, которая маркируется Северо-Карельской системой зеленокаменных поясов и совокупностью ксенолитов в батолите Северной Карелии. Восточнее образовалась аккреционная призма, реликтом которой служит Чупинский парагнейсовый пояс. Вулканыты Костомукшского зеленокаменного пояса маркируют задуговой океанический бассейн.

5. В пределах рассматриваемой территории не отмечено структурно-вещественных комплексов с возрастом 2,8 до 2,74 млрд лет, что, вероятно, означает затухание магматической активности в этот период и знаменует завершение ранней стадии взаимодействия Карельской континентальной и Беломорской океанической плит.

6. В период времени 2,74–2,6 млрд лет. назад в пределах БПП происходят формирование: 1) метаморфического комплекса высоких давлений (6–12 Кбар) и температур (500–700°C) [4]; 2) гранитоидных интрузивных комплексов [7]; 3) комплекса гранито-гнейсовых куполов в западной краевой зоне БПП [5, 10]; 3) покровно-складчатой структуры БПП [9]. В это же время в пределах сопряженной с БПП части КГЗО образуется: крупный диорит-

плаггиогранитный батолит Северной Карелии [2]. Эти явления фиксируют коллизионную стадию развития восточной части Балтийского щита. Закономерности распределения раннепротерозойских мафических комплексов также подтверждают, что в позднем архее произошло удвоение мощности земной коры в БПП [19]. Коллизия, однако, сопровождалась субдукцией океанической коры, что, вероятно, и обеспечило формирование батолита Северной Карелии [2]. Офиолитоподобный комплекс Центрального Беломорья маркирует коллизионный шов.

Литература

1. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Кирилова Т.И., Марков В.А., Кевлич В.И. U-Pb возраст цирконов из пород Керетской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // ДАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 517–521.
2. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Кирилова Т.И., Марков В.А., Борисова Е.Ю., Кевлич В.И. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плаггиогранитного батолита Северной Карелии // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154–1160.
3. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Слабунов А.И., Шельд Т., Борисова Е.Ю. Изотопный возраст и первичная природа раннего магматизма в пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) // Беломорский подвижный пояс (геология, геохронология, геодинамика): Тез. докл. Петрозаводск, 1997. С. 18–19.
4. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии: Геология и петрология. Л.: Наука, 1990. 248 с.
5. Горлов Н.В. Структура Беломорид. Л.: Наука, 1967. 112 с.
6. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, 1981. 143 с.
7. Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Другова Г.М., Белляцкий Б.В., Грачева Т.В., Амелин Ю.В., Матреничев А.В. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой губы Северо-Западного Беломорья // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 657–677.
8. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизионная зона Балтийского щита // ДАН. 1998. Т. 358, № 2. С. 226–229.
9. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
10. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская гранит-зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
11. Слабунов А.И., Степанов В.С. Ксенолиты из батолита Северной Карелии – реликты вулканитов архейского зеленокаменного пояса // Геохимия. 1993. № 6. С. 841–851.
12. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
13. Степанов В.С., Слабунов А.И. Амфиболиты и ранние ультрабазиты докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1989. 175 с.
14. Bibikova E.V. Geochronology of the Belomorian belt: A review // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization: Abstr. St.Petersburg, 1995. P. 11–12.
15. Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Skold T. The Belomorian mobile belt: history of the Archaean and Paleoproterozoic deep crust in the Eastern Baltic Shield // Precambrian-95: Abstr. Montreal, 1995. P. 234.
16. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield// Precamb. Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.

17. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau? // Terra Nova. 1997. № 6. P. 87-90.

18. Samsonov A.V., Puchtel I.S., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Petrology and geochronology of felsic volcanic and plutonic rocks of the Kostomuksha greenstone belt, W. Karelia // Precambrian of Europe: Stratigraphy, Structure, Evolution and Mineralization: Abstr. St.Petersburg, 1995. P. 98.

19. Slabunov A.I. Stepanov V.S. Main Magmatic events at the Archean-Proterozoic boundary in the eastern Fennoscandian / Baltic Shield: from the late Archaean collision to the Paleoproterozoic Rifting // Proterozoic Evolution in the North Atlantic Realm: Abstr. Goos Bay, Labrador, Canada, 1996. P. 170-172.

20. Slabunov A.I. Stepanov V.S. Late Archean ophiolites of the Belomorian Mobile Belt, Fennoscandian / Baltic Shield: why not? // International Ophiolite Symposium and Field Excursion. Generation and Emplacement of Ophiolites through time, Oulu: Geological Survey of Finland, Special Paper 26, 1998. P. 56.

В.В.Славинский¹

Внутриплитное образование плато Онтонг-Джава

Плюмовое происхождение крупнейшего в мире океанического плато Онтонг-Джава не вызывает сомнения. Предметом современной дискуссии является положение этого мантийного плюма: под срединным хребтом на границе плит Тихоокеанской и Феникс [4] или под достаточно толстой океанической литосферой [5] с корой возраста, возможно, ~20 млн лет [1]. С внутриплитной природой плато Онтонг-Джава согласуются кратковременность излияния платобазальтов (от 125 до 122 млн лет назад [5]), их большая глубина (>3 км [6]), несмотря на ожидаемый (1–2 км) подъем океанического дна за счет динамической поддержки литосферы мантийным плюмом, а также отсутствие значительного вклада мантии типа MORB в источник платобазальтов [7].

В отличие от этих косвенных признаков, результаты двупироксеновой и гранат-ортопироксеновой термобарометрии перидотитов литосферной мантии плато Онтонг-Джава и о-ва Савайи (острова Самоа) доказывают образование этого плато вдали от срединного хребта. Ксенолиты гранатовых и шпинелевых перидотитов южной окраины плато Онтонг-Джава найдены в альпéитах острова Малаита (Соломоновы острова) внутриплитное извержение которых 34 млн лет назад связано с прохождением литосферы плато над плюмом Фиджи.

На островах Самоа вулканизм отличается от внутриплитного, поскольку эти острова возникли на окраине Тихоокеанской плиты, погружающейся

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей ИГ РАН, Москва, Россия

под Индо-Австралийскую плиту по желобу Тонга. Там четвертичные постэрозионные лавы щелочных базальтоидов изливаются почти одновременно в узкой прямой (300 км) рифтовой зоне на гребне свода, образованного изгибом Тихоокеанской плиты вблизи желоба Тонга и ослабленного предшествовавшим щитовым вулканизмом плюма Самоа. Постэрозионные лавы резко уменьшаются в объеме с запада на восток, по мере удаления островов Самоа от желоба Тонга, – с ~30% от общего объема лав на острове Савайи до минимальной доли на о-ве Тутуила – и отсутствуют в стороне от желоба, на самых восточных островах Мануа.

Необычные большой объем постэрозионного вулканизма и его пространственное совмещение со щитовым на о-ве Савайи, вероятнее всего, связаны с извержением основной части постэрозионных лав по каналам течения щитообразующих магм – толеитовых, а затем щелочных, – которые открылись в постэрозионную стадию вулканизма из-за изгиба Тихоокеанской плиты.

Изученные [3] ксенолиты шпинелевых перидотитов в постэрозионных базальтоидах о-ва Савайи в большинстве своем представляют породы стенок этих каналов, нагретые и метасоматизированные базальтовыми и карбонатитовыми расплавами, а также флюидами в щитовую стадию. Поэтому наиболее нагретые ксенолиты обогащены легкими редкоземельными элементами, Fe, Ti, Al и Na по сравнению с ненагретыми. При внутриплитном вулканизме на быстродвижущейся плите, такой как Тихоокеанская, все постэрозионные щелочные базальтоиды извергаются по новым каналам, удаленным от каналов течения щитовых магм. В связи с этим T - P -параметры равновесий выносимых ими ксенолитов перидотитов характеризуют тепловой режим океанической литосферной мантии, термически не возмущенный плюмовым вулканизмом, но меняющийся со временем по мере непрерывного охлаждения плиты за счет циркуляции морской воды в океанической коре любого возраста.

Двупироксеновая термобарометрия ненагретых ксенолитов показывает более горячую литосферную мантию под корой о-ва Савайи возраста 100 млн лет [2] сейчас, чем под корой плато Онтонг-Джава 34 млн лет назад. Отсюда следует, что возраст коры, на которой образовалась южная окраина плато Онтонг-Джава, превышал 10 млн лет. Эта оценка уточнена с помощью геотерм литосферной мантии Тихоокеанской плиты с корой возраста 70 и 80 млн лет, построенных по термобарометрии ксенолитов, соответственно, с островов Таити и Тахаа, о-ва Общества, и о-ва Оаху (Гавайские острова). В итоге, охлаждение океанической литосферной мантии можно представить уравнением

$$T = 1185 - 60.7 t^{1/2} + 1255 t^{-1/2} P,$$

где T – ее температура, °C; P – давление ГПа; t – возраст океанической коры млн лет.

По этому уравнению и геотерме литосферной мантии южная окраина плато Онтонг-Джава образовалась на коре возраста ~20 млн лет, возникшей ~145 млн лет назад, во время главного изменения направления движения Тихоокеанской плиты.

Литература

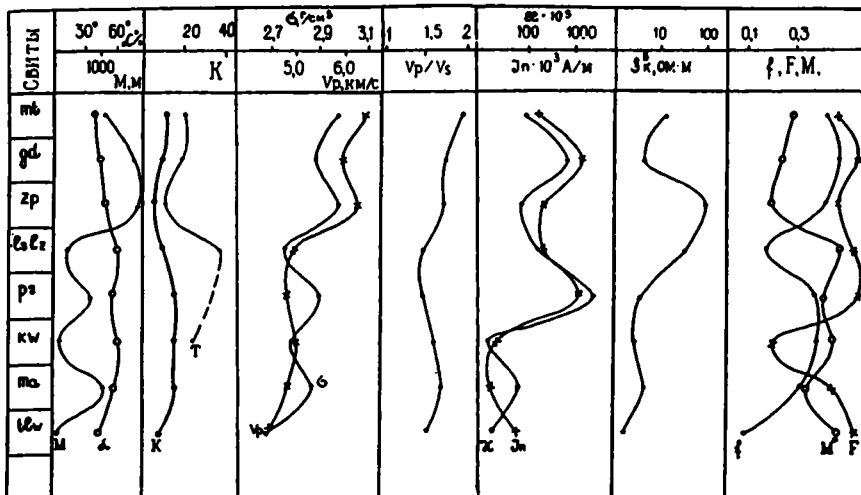
1. *Farnetani C.G., Richards M.A., Ghiorso M.S.* Petrologic models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalt provinces // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 143, № 1/4. P. 81–94.
2. *Haase K.M.* The relationship between the age of the lithosphere and the composition of oceanic magmas: Constraints on partial melting, mantle sources and the thermal structure of the plates // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 144, № 1/2. P. 75–92.
3. *Hauri E.H., Hart S.R.* Constraints on melt migration from mantle plumes: A trace element study of peridotite xenoliths from Savai'i, Western Samoa // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99, № B12. P.24301–24321.
4. *Kroenke L.W., Resig J.M., Leckie R.M.* Hiatus and tephrochronology of the Ontong Java Plateau: correlation with regional tectono-volcanic events // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1993. Vol. 130. P.423–444.
5. *Larson R.L.* Superplumes and ridge interactions between Ontong Java and Manihiki Plateaus and the Nova-Canton Trough // *Geology.* 1997. Vol. 25, № 9. P. 779–782.
6. *Pettersen M.G., Neal C.R., Mahoney J.J.* et al. Structure and deformation of north and central Malaita, Solomon Islands: Tectonic implications for the Ontong Java Plateau- Solomon arc collision, and for the fate of oceanic plateaus // *Tectonophys.* 1997. Vol. 283, № 1/4. P. 1–33.
7. *Tejada M.L.G., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hawkins M.P.* Age and geochemistry of basement and alcaic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, southern margin of Ontong Java Plateau // *J. Petrol.* 1996. Vol. 37, № 2. P. 361–394.

Ю.П.Смирнов, В.А.Тюремнов¹

Структурно-тектоническая природа некоторых волноводов земной коры континентального типа в разрезе Кольской сверхглубокой скважины

Последовательность отложений и ритмичность раннепротерозойских отложений, изученная ранее и наблюдаемая в разрезе СГ-3, вскрывшем (в интервале 0–6842 м) восемь свит, соответствует четырем надгоризонтам и сериям. Формирование этих толщ происходило в условиях определенной цикличности тектонофизических процессов, которые обусловили ритмичность изменения мощности пород, трещиноватости, а также петрофизических параметров (рисунок).

¹ НПЦ “Кольская сверхглубокая”, Заполярный, Россия



Ритмостратиграфический разрез петрофизических и петрохимических параметров раннепротерозойской части разреза СГ-3

T – трещиноватость, количество трещин на 1 м; K – кусковатость, шт/м; M – мощность свит; α – слоистость к оси зерна; σ – удельное электрическое сопротивление пород при водонасыщении раствором NaCl=3 г/л. Петрохимические параметры: см. табл.

По геоакустическим и петрофизическим данным разреза СГ-3, отмечается довольно высокая дифференциация пород по скоростям упругих волн и выявились две зоны пониженных скоростей: в интервалах 1.06–2.8 км и 4.54–5.72 км. Первая зона обусловлена осадочными образованиями ждановской свиты – 1059–2806 м (таблица). Послойное изучение непрерывного разреза ждановской свиты позволило стратифицировать толщу на две подсвиты, ряд макоритмов, состоящих, в свою очередь, из девяти мезоритмов (пачек). Различные режимы формирования пород этих подразделений обусловили разную интенсивность трещиноватости и изменения количества слойков на 1 м мощности, что определило относительно низкие скорости продольных волн. Наблюдается четкая корреляция между подразделениями свиты на поверхности и ее гомологами в разрезе скважины по свойствам, составу, степени метаморфизма и их сочетанию.

Детальное изучение подобных осадочно-туфогенных толщ представляет особый интерес для выяснения природы геофизических границ вообще и зон пониженных скоростей сейсмических волн (волноводов) в верхней части земной коры, в частности.

Вторая зона пониженных скоростей (4.54–5.72 км) охватывает низы заполярнинской вулканогенной свиты, целиком луостаринскую осадочную и пирттиярвинскую вулканогенную свиты. Начиная с глубины 4300 м запо-

лярнинская свита, представленная покровами массивных и шаровых лав с прослоями туфов и незначительным развитием туфогенно-осадочных пород, сильно рассланцована.

Петрофизические характеристики и вещественный состав вулканогенно-осадочных ритмостратиграфических стратотипов ждановской свиты

Пачки	σ , г/см ³	V_p , м/с	V_p/V_s	F	M	A	CaO MgO	f	Пел псм
gd ₉	2.88/446	6330/12	1.82	0.53/5	0.23	5.11/7	0.74	0.46/5	1.76
gd ₈	2.89/1216	6080/7	1.80	0.63/3	0.40	5.35/5	1.16	0.31/3	5.50
gd ₇	2.92/1390	6130/7	1.80	0.42/11	0.10	2.33/13	0.22	1.02/11	5.00
gd ₆	2.86/1322	5880/12	1.75	0.65/5	0.26	5.81/7	0.88	0.40/5	0.82
gd ₅	2.84/463	5740/7	1.58	0.58/6	0.26	2.50/6	1.34	0.18/6	0.47
gd ₄	2.96/270	6340/12	1.85	0.56/10	0.23	3.50/10	1.21	0.32/10	0.98
gd ₃	2.84/471	5810/12	1.61	0.77/7	0.28	10.2/7	1.34	0.32/10	0.82
gd ₂	2.83/339	5850/12	1.73	0.56/11	0.25	5.51/11	1.05	0.30/11	0.31
gd ₁	2.86/741	5530/12	1.63	0.57/15	0.28	3.82/15	0.95	0.41/16	0.73

Примечание.

$$F = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}}; \quad f = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{SiO}_2}; \quad M = \frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3};$$

A = Al₂O₃ - (K₂O + Na₂O + CaO); пел/псм - отношение пелитовой и псаммитовой фракций; В числителе – среднее значение, в знаменателе – число определений. В пачке 4 породы содержат примесь туфогенного материала.

Нижезалегающая лучломпольская свита (4673–4884 м) сложена преимущественно аркозовыми метапесчаниками и карбонатными породами, приуроченными к так называемому Лучломпольскому разлому, вдоль которого развиты явления катаклаза, рассланцевания и милонитизации. В верхней части разреза лучломпольская свита сложена метаморфизованными песчанистыми доломитами. В породах хорошо выражена ритмичная слоистость нескольких порядков. Нижняя часть свиты образована метаморфизованными аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов. В песчаниках развита параллельная и перекрестная слоистость с мощностью слоев, изменяющейся от первых сантиметров до 15 см.

На границе с породами пирттиярвинской свиты (4884–5642) находятся мелкозернистые серицитовые сланцы, которые рассматриваются как частично переотложенная метаморфизованная кора выветривания нижележащих основных вулканогенных пород. Пирттиярвинская свита отличается от вулканитов печенгского комплекса наличием дифференцированных разностей основного и среднего состава со щелочным уклоном. Повсеместно раз-

витая на глубине сланцеватость, на которую наложен катаклиз, обуславливает анизотропию скоростей продольных и поперечных волн. Последние зависят от характеристик сплошности среды (трещиноватости и кусковатости).

По разрезу архейских гнейсов систематически наблюдаются наклонные, асимметричные и изоклинальные складки с горизонтальными и, редко, крутопадающими шарнирами, согласно с которыми широко развита реликтовая слоистость, кристаллизационная сланцеватость и полосчатость. Последние четыре мегаритма (9456–12261 м) в зоне разуплотнения свода антиклинальной складки и ее северо-западного крыла коррелируются с зоной пониженных скоростей в верхней части земной коры в пределах Западно-Кольского блока (выделенного на глубинных геолого-геофизических разрезах), отмеченной по наземным сейсмическим наблюдениям на глубинах 9–12 км. Эта зона пониженных скоростей в архейском комплексе состоит из относительно маломощных литологически неоднородных толщ (пачек) пород с широким развитием полосчатости, сланцеватости и слоистости. Эти структурные признаки определяют фрактальность среды, с которой связаны избирательная способность геофизических методов и эффективность этих исследований и, особенно, сейсморазведки, широко применяемой при изучении глубинного строения земной коры древних щитов.

Изученное по разрезу СГ-3 ритмостратиграфическое расчленение протерозойско-архейских комплексов позволяет утверждать, что общим свойством зон пониженных скоростей в земной коре континентального типа является не только различие структурно-вещественных ансамблей, но и фрактальность среды.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ № 97-05-64443, INTAS 93 0754 extension.

Некоторые вопросы палеогеодинамики континентальной земной коры в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины (элементы симметрии, анизотропии и дисимметрии)

Результаты глубокого и сверхглубокого бурения совместно с комплексными геолого-геофизическими исследованиями по региональным геотраверсам позволяют по иному представить строение и палеогеодинамику земной коры и значительно продвинуться вперед в решении фундаментальных проблем ее эволюции. Проходка Кольской и Криворожской скважин в докембрийских регионах, близких по строению, составу и метаморфизму [1, 2] показали, что основным элементом структуры вулканогенно-осадочных толщ и производных по ним при метаморфизме являются слой, пласт, или в иных размерах – пачка, слоев, микрослой.

Среди складок различной формы в докембрийских породах Балтийского и Украинского щитов наиболее распространены складки продольного изгиба [3], которые образуются, как правило, в слоистых средах с достаточным контрастом вязкости слоев. При формировании складок продольного изгиба в условиях прогрессивного регионального метаморфизма, образующиеся метаморфические минералы создают в пластичных слоях сланцеватость, параллельную первичной слоистости, и линейность, в целом, перпендикулярные направлению генерального сжатия.

Все это приводит к формированию единого для всех пород, принявших участие в деформационном процессе, структурного плана плоскостных метаморфических текстур. Со структурным планом этих текстур хорошо согласуются элементы магнитной и пьезоэлектрической анизотропии метаморфических пород. Образование деформационных текстур в горных породах приводит к установлению определенной закономерности в ориентировках кристаллографических плоскостей и направлений в соответствии с видом тензора напряжений [4].

Основную роль в образовании слоистой структуры пород и сопровождающих их текстур играют силы поля тяжести. Границы слоя, как правило, формируются в плоскости, перпендикулярной к направлению силы гравита-

¹ НПЦ “Кольская сверхглубокая”, Заполярный, Россия

² Геологический институт (ГИ) Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия

³ ГНПП “ГЕРС”, Москва, Россия

ции. Отклонения границ от горизонтальной ориентировки обязаны воздействию других силовых полей. Наиболее распространенным элементом симметрии в горизонтальных слоях и пластах различных порядков является горизонтальная плоскость симметрии. Поверхности (границы) слоя или плоского геологического объекта испытывают геостатическое или одностороннее давление (при складчатости и т.д.), направленное сверху вниз или перпендикулярно залеганию пласта.

Такое давление отвечает в отдельных точках симметрии конуса $L \infty \infty P - \infty m$, но при этом подстилающие породы, служат упором, оказывающим противодействие давлению, направленному снизу вверх. Точечная симметрия этого противодействия также отвечает симметрии конуса, в итоге чего плоский объект попадает на стык двух, противоположно направленных сил, порождающих нечто вроде горизонтальной плоскости симметрии, параллельной поверхности объекта (пласта).

Указанные плоскости симметрии выявляются лишь по отношению к механическим свойствам породы, вызывающим образование трещин, текстур и т. п. По совокупности элементов симметрии механического силового поля в породе проявляются лишь те элементы симметрии, которые соответствуют ее текстуре.

С упругой анизотропией пород, четко коррелирующейся с геологическими текстурами, связана анизотропия прочности. Установлено, что прочностные характеристики, измеренные при действии напряжений, ориентированных вдоль слоистости, как правило, выше, чем измеренный при действии напряжений перпендикулярно ей. Наиболее отчетливо механическая анизотропия, также как упругая и магнитная, проявляются ниже Лучломпольского разлома (4,5–12,26 км). Ранее выполненные исследования показали, что упругая анизотропия метаморфизованных кристаллических пород, так же, как их текстуры, являются следствием длительно действовавших напряжений, плоскости которых совпадают с направлением тектонических сил.

Текстурные границы так же, как и пластовые, характеризуются явлениями отражения, преломления и рефракции, которые свойственны всем волновым процессам. Анализ термодинамически устойчивых ориентировок деформируемых порообразующих минералов показал, что направление наибольшей сжимаемости в кристаллической структуре перпендикулярно плоскостям плотнейшей упаковки атомов.

Такое сходство предпочтительных ориентировок, возникающих в условиях одинакового направленного давления, позволило придти к выводу о том, что трансляционное скольжение минералов происходит в том же направлении, как и диффузия атомов, контролируемых энергией напряжения в породе. Эта энергия снижает энергетические барьеры, окружающие атомы, в одних направлениях и повышает в других [5]. Энергия напряжения определяется упругим компонентом деформации. Изучение анизотропии упругих

свойств в разрезе СГ-3 в гнейсах и в амфиболитах установило согласованность энергетической анизотропии в этих породах с упругой и прочностной анизотропиями.

Ориентированные замеры упругих свойств выявили более высокие скорости V_p по слоистости (сланцеватости и т.п.) и более низкие – в направлении перпендикулярном. Испытание механической прочности в тех же породах установили наличие анизотропии прочности: более низкая прочность определена в направлении по нормали к метаморфическим и реликтовым текстурам и более высокая по направлению простирания и падения текстур.

Прочность пород и их разрушаемость, как известно, взаимосвязаны. Именно в направлении стресса наиболее предпочтительно хрупкое разрушение пород. Упругие свойства горных пород, так же, как их разрушаемость, адекватны количеству потенциальной энергии породы. Эти особенности объясняют причину искривления скважин сверхглубокого бурения – буровой снаряд стремится занять наиболее выгодное энергетическое направление, ориентированное по нормали к плоскостям трансляционного скольжения, т.е. к слоистым и план-параллельным текстурам.

Подобное положение бурового снаряда определяется действием закона сохранения энергии: избыток энергии, концентрирующийся в процессе складкообразования и последующего динамометаморфизма, перестраивая структурно-текстурную конструкцию породы, сосредоточивается в направлении, перпендикулярном действию тектонических сил в плоскости сланцеватости в направлении линейности.

Приведенные примеры взаимной зависимости различных физических свойств свидетельствуют о том, что многие физические константы взаимосвязаны. К ним относятся: плотность, давление, ускорение силы тяжести, скорость продольных и поперечных упругих волн и другие производные коэффициенты. Эти параметры связаны математическими соотношениями.

Изложенный материал показывает, что распределение охарактеризованных выше физических свойств взаимосвязано и, следовательно, знание распределения какого-либо одного свойства определяет распределение и соотношение других свойств. Роль анизотропии пород, их симметрии и диссимметрии в искривлении скважин четко прослеживается при сопоставлении соотношения вектора силы земного тяготения, отвечающего симметрии конуса ($L \infty P$), с симметрией слоя (пласта) и симметрией бурового снаряда.

Напомним, что симметрия идеального пласта, бурового снаряда и керна обладает той же симметрией, что и гравитационное поле Земли ($L \infty P$), т.е. симметрией конуса. Когда пласт и его текстурные элементы горизонтальны, и скважина задана вертикально, оси симметрии всех перечисленных объектов совпадают, проходимый ствол сохраняет вертикальность – все элементы симметрии совпадают и, следовательно, условия возникновения диссимметрии отсутствуют. В этом случае с осью симметрии совпадает наиболее энер-

гетически выгодное направление для разрушения горных пород, ориентированное по нормали к пласту.

Иное соотношение осей симметрии возникает в тех случаях, когда пласты (слои) приобретают наклон вследствие складчатости или тектонических воздействий. В такой структуре наиболее энергетически выгодное направление разрушения горных пород совпадает с нормалью к наклонным пластам обладающих плоскостью симметрии – P и перпендикулярной к ней осью симметрии второго порядка – L_2 . Множество плоскостей и осей симметрии уступает простой формуле – $P:L_2$, при этом и возникает неравновесное состояние (дисимметрия), которое следует учитывать при проведении горных работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ № 97-05-64443, INTAS 93 0754 extension.

Литература

1. Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.
2. Курлов Н.С., Касабов В.В., Мечников Ю.П., Хахаев Б.Н., Белевцев Р.Я., Казанский В.И., Решетняк В.В. Основные результаты бурения Криворожской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1991. № 8. С. 69–80.
3. Травин В.В. Образование складок в мобильных зонах в условиях продольного сжатия // Геотектоника. 1993. № 1. С. 33–38.
4. Никитин А.Н. Образование пьезоэлектрических текстур в кварцсодержащих горных породах // Физика Земли. 1996. № 10. С. 15–21.
5. Флинн Д. Деформации при метаморфизме // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. 373 с.

**Л.В.Смирнова¹, М.М.Буслов¹, К.Тейннисен², Д.Дельво²,
А.В.Травин¹, Б.Дехандшуттер²**

Кинематический и динамический анализ разломов в зоне сочленения Горно-Алтайских и Западно-Саянских структур

Телецкая зона расположена на стыке структур Горного Алтая и Западного Саяна. Структурное и геохронологическое изучение зоны позволило выделить здесь признаки, по крайней мере, двух крупных позднепалеозойских стадий, соответствующих коллизии континентальных блоков [1]:

¹ Институт геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

² Королевский Музей Центральной Африки, Тервурен, Бельгия

1) Ds-Ci коллизия Алтае-Монгольского и Чулышманского террейнов (говдванская группа) и Алтае-Саянской зоны Сибирского континента;

2) Cs-P коллизия Казахстанского и Сибирского континентов.

Первая стадия характеризуется заложением Телецко-Башкаусской зоны смятия, имеющей ССВ-ЮЮЗ простирание. Вторая стадия иллюстрируется Саянским сдвигом, заложившимся в поздней перми и имеющим северо-восточное простирание. Позднепалеозойско-мезозойская мозаичная структура Телецкой зоны была окончательно переработана в кайнозой под влиянием Индо-Евразийской коллизии, когда сдвиговое разломообразование и сопряженные деформации раздвижения привели к образованию рифта Телецкого озера.

В настоящей работе представлены обобщенные данные по структурному изучению фундамента Телецкого озера, причем основное внимание будет уделено пластическому рисунку фундамента и взаимоотношениям между хрупкими и пластическими деформациями. Структурные исследования, включающие кинематический и палеострессовый анализ, проводились на береговых обнажениях вдоль круто наклоненных бортов озера. Палеострессовый анализ заключался в регистрации хрупких и полухрупких деформаций [2]: штриховки на зеркалах скольжения, трещин растяжения (заполненных кварцем или кальцитом) и минеральной линейности (только при переходе от хрупких к пластическим деформациям). В результате были выделены три палеострессовые стадии горизонтального сжатия [2].

S1 – северо-западное – юго-восточное горизонтальное сжатие. Эта стадия характеризуется полупластическими деформациями. Для нее характерны не только эпидот-хлоритовые зеркала скольжения, но и более глубокая переработка пород. Возраст стадии определяется как позднепалеозойский (D_3-C_1) [3,5].

S2 – субширотное сжатие, маркируется сопряженными разломами, секущими деформации стадии S1. Хрупкие деформации стадии S2 имеют достаточно глубокий уровень и характеризуются преимущественно кварц-хлоритовым покрытием зеркал скольжения. Возраст этой стадии предположительно C_2-P [5].

S3 – субмеридиональное сжатие в режиме сдвига. Характерны приповерхностные хрупкие деформации: гематитовые и кальцитовые покрытия зеркал скольжения, брекчии и продолжение разломов в осадках озера. Деформации этой стадии хорошо развиты в северной части озера, а в южной, возможно, затушеваны поздними гравитационными процессами. Так как деформационные структуры этой стадии продолжают существовать в четвертичных осадках, то можно достаточно уверенно определить возраст как четвертичный и утверждать, что именно эта стадия привела к образованию бассейна озера [5].

Помимо палеострессовых стадий, выделяется предшествующая им стадия пластических деформаций фундамента (SO). Для структурного анализа

фундамента измерялись плоскостные элементы, такие, как слоистость, листоватость, сланцеватость и кливаж (чаще всего кливаж осевой поверхности) и линейные элементы, главным образом минеральная линейность, мелко-волнистая линейность, оси складок и линейность пересечения. Собранные во время полевых работ структурные данные были сгруппированы в структурные домены со сходной литологией и структурным трендом. Таким образом, мы получили пять доменов.

Северный домен – венд-раннекембрийские мегаосадочные и метавулканические толщи в зоне Западно-Саянского и Кузнецкого линеаментов, метаморфизованные в зеленосланцевой фации метаморфизма. Породы характеризуются СВ–ЮЗ простиранием и крутым падением. Было выделено два стиля складчатости: первый характеризуется горизонтальными осями складок и параллельной им минеральной линейностью, второй стиль характеризуется крутопадающими осями и параллельной мелковолистой линейностью. При микроструктурном анализе вдоль горизонтальной минеральной линейности были найдены критерии для правостороннего сдвига.

Центральный домен – породы имеют стабильное СЗ–ЮВ простирание и полого падают на северо-восток, что может означать моноклиналиную или открытую складчатость. Породы представлены метатурбидитами зеленосланцевой фации (серия Кокши). Для этого домена характерно слабое развитие линейности. В то же время, широко развиты флексуры и складки излома.

Домен Телецко-Башкауской зоны смятия – породы имеют СЗ–ЮВ простирание и представлены кристаллическими породами амфиболитовой фации: на западном берегу озера – blastsмилонитами и милонитами, рассланцованными диабазами и гранитами, на восточном берегу озера – мигматитами и биотитовыми сланцами (гнейсы Чири). Для метаморфических минералов из Телецко-Башкауской зоны смятия получены новые данные по изотопному возрасту, которые соответствуют D₃-C₁ – K-Ar: 323–331 (Mu), 318–341 (Bi), 352–360 (Amph); Ar-Ar: 375 (Bi), 375 (Amph), 370 (Mu), 365 (Mu изохрона). Этот домен можно разделить на два субдомейна. Первый отражает чистый сдвиг с горизонтальной минеральной линейностью и хорошими критериями для левостороннего сдвига. Второй субдомен показывает более сложную сдвигово-надвиговую геометрию Телецкой зоны смятия. Минеральная линейность образует две группы: линейность, параллельная падению дает хорошие критерии в шлифах для надвигов, а параллельная простиранию минеральная линейность в рассланцованных гранитоидах Алтынтаусского массива показывает макро- и микрокритерии для левостороннего сдвига.

Домен Алтынтаусского массива имеет четко выраженное меридиональное простирание и состоит из гранитоидов Алтынтаусского массива и биотит-амфиболитовых сланцев. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Линейность этого домена не имеет преимущественного направления и природа ее до конца не ясна. Но на стереопроекции выделяются две груп-

пы линейности: одна почти горизонтальна и параллельна оси региональной складчатости, а вторая группа круто падает в южном направлении и, чаще всего, представлена минеральной линейностью.

Выводы

При сравнении структурных доменов и стрессовых полей стадий S1 и S2, была замечена аномалия – в общем широтном направлении сжатия (S2) есть участок, *повернутый* против часовой стрелки примерно на 30°. Он приурочен к северо-восточной части озера. В то же время, элементы пластических деформаций, имеющие меридиональное направление на юге, повернуты практически на такой же угол в центральном домене. Вращение структуры стадии S2 могло произойти в результате стадии S3 под влиянием ослабленных зон фундамента.

Таким образом, формирование южной части Телецкого озера может рассматриваться как открытие трещины растяжения вдоль древних пластических структур фундамента, тогда как северная часть бассейна могла образоваться в результате вращения блока против часовой стрелки во время стадии S3. Это предположение подразумевает, что в условиях меридионального сжатия Северо-Саянский разлом был активнее, чем Телецкая зона смятия [4].

Литература

1. Buslov M.M., Sintubin M. Structural Evolution of the Lake Teletskoye Zone, Altai-Sayan Folded Area // Russian Geology and Geophysics, 1995. Vol. 36, № 10. P. 81–87.
2. Dehandschutter B., Delvaux D., Boven A. The Teletsk Tectonic Depression (Altai): New Kinematic Data and Chronological Relations // Biannual Report RMCA Dept Geol. Mineral. 1997.
3. Sintubin M., Buslov M.M., Trappeniers G., Damascene de Oliveira D. Structural Characteristics of the Basement along Lake Teletskoye (Gomy Altai) // Russian Geology and Geophysics. 1995. Vol. 36. № 10. P. 88–95.
4. Smimova L., Dehandschutter B., Buslov M., Theunnisen K. The basement of the Teletskoye basin (Altai): Comparison of stress and stain (kinematic) data // Active tectonic continental basin; Intern. Confer., Gent, April 30-May 2, 1998. P. 101.
5. Delvaux D., Buslov M.M., Dehandschutter B., Theunnisen K. and Melnikov A. Kinematics and stress field of Late Paleozoic strike-slip faulting in Altai-Sayan: Constraints for tectonic models // First workshop, IGCP-420, Urumqi, China, 27 July -3 August, 1998. P. 8.

Минераловодская тектономагматическая кольцевая структура

Изучение глубинного строения Минераловодского участка проводилось на основе трансформации наблюденного поля силы тяжести в поле локальных аномалий и горизонтальных градиентов силы тяжести в масштабе 1:200 000 в редукции Буге ($\delta = 2,3 \text{ г/см}^3$). На мелкомасштабных картах силы тяжести прослеживается овальная зона отрицательных аномалий, обрамленная рамкой положительных аномалий. На детальных картах выделяются две кольцевые аномалии: Минераловодская и Зольская, разделенные положительной аномалией в районе Пятигорска. Аналогично территория выражена в магнитном поле. Гравимагнитная кольцевая аномалия по комплексу геологических данных отвечает кольцевой структуре размером 40x60 км с центральной симметрией и достаточно четко выраженными внутренними и внешней зонами.

Минераловодская кольцевая структура расположена в зоне Эльбрусско-Ставропольского поперечного поднятия Кавказа, на участке неглубокого залегания фундамента с сокращенной мощностью глубинных горизонтов. По гравиметрическим данным верхняя мантия залегает на глубине 39–40 км (против 43–44 км в соседних районах), “базальтовый” слой на глубине 16 км, “гранитный” слой на глубине 4 км, палеозойский фундамент, судя по разрезам скважин на глубине 0,5–1 км (опорная скважина КМВ –788 м, Зольская скв. № 7 – 551 м). В северном направлении от кольцевой структуры фундамент резко погружается до –1600 м (Нагутская опорная скважина, Зольская скв. № 7). Таким образом, все глубинные горизонты в Кавминводской кольцевой структуре подняты и возбуждены, что способствовало яркому проявлению эндодинамики. Кавминводская кольцевая структура возникла на пересечении глубинных разломов трех генераций: широтных (Армавиро-Нагутский, Черкесский, Кубано-Учкекенский), северо-восточных (Малкинский) и северо-западных (Пятигорско-Верхнечегемский).

В Минераловодском районе на сравнительно небольшой территории известно 18 миоплиоценовых субвулканических тел, часть которых обнажается на поверхности и образно названных Г.Абихом “Скалистым архипелагом”. Несмотря на популярность курорта и высокую степень геологической изученности, состав лакколитов разными исследователями определялся различно.

Н.Д.Соболев выделил три группы интрузивных пород: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры. Пространственно они

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

распределены следующим образом: в центральной части кальдеры и во внутренней зоне – интрузивы гранит-порфиров (Бештау, Шелудивая, Бык) и граносиенит-порфиров (Змейка, Железная, Развалка, Медовая, Тупая, Острая). В краевых частях интрузии сложены кварцевыми сиенит-порфирами (Верблюд, Юца, Лысогорский выход, Золотой курган). Зональность кольцевой структуры Кавказских Минеральных Вод аналогична концентрической зональности интрузивной серии Уайт-Маунтин в Аппалачах и в гранитных кольцевых дайках шотландского о-ва Аррана.

По новейшим результатам российско-германских исследований [3], лакколиты сложены щелочными, порфиroidными трахитами и риолитами. В породах встречаются ксенолиты габброидов и щелочных разновидностей базальтоидов.

Судя по валовому составу и геохимии рассеянных элементов во внутренних частях кольцевой структуры (Острая, Змейка, Развалка, Шелудивая) содержание $\text{SiO}_2=69,3\text{--}73,5\%$, увеличенное содержание Na_2O (4,46–5,38%), уменьшенное количество K_2O (4,30–5,41%), больше Zn (43–46 г/т), Pb (96–1666 г/т), Rb (309–324 г/т), Nb (16–21 г/т), Ga (21–31 г/т).

Во внешних частях кольцевой структуры в лакколитах Джуца, Золотой курган содержание SiO_2 минимальное (66,7–71,3%), уменьшенное содержание Na_2O (4,16–4,62%), увеличенное содержание K_2O (5,35–6,06%). Среди рассеянных элементов меньше Zn (21–33 г/т), Pb (80–98 г/т), Rb (247–275 г/т), Nb (11–16 г/т), Ga (19–22 г/т).

Существенные различия между внешней и внутренней зонами Кавминводской кольцевой структуры наблюдаются в содержании лантаноидов. Практически содержание всех лантаноидов во внутренних частях больше, нежели во внешних. Особенно большая разница в содержании церия (105 г/т против 6 г/т), неодима (37 г/т против 2 г/т), самария (7,5 г/т против 0,4 г/т) и др. Среди радиоактивных элементов актиноидов определялся торий. Его концентрация выше во внутренней зоне по сравнению с внешней (53 г/т против 19 г/т).

С Минераловодской кольцевой структурой связана значительная сейсмичность. Пересмотр исторических землетрясений с уточнением их параметров, выполненный А.А.Никоновым [2], и новые данные ОМЭ ОИФЗ РАН позволяют оценивать сейсмичность более значительной, нежели это представлялось ранее. В Минераловодской зоне известны исторические и текущие землетрясения с $M = 5,5\text{--}6,0$ (1819, 1918, 1921 гг.). Значительное количество землетрясений происходило в Минераловодской зоне с $M \geq 4$ (1771, 1886, 1890, 1906, 1909, 1914, 1968 гг.), а также за период 1970–1990 гг. множество слабых землетрясений с $M \geq 3,5$.

Несмотря на разброс эпицентров землетрясений, большая часть их тяготеет к внешней зоне кольцевой структуры (Пятигорск, Кисловодск). С кольцевой структурой связаны крупнейшие курорты России. Минеральные воды

КМВ сосредоточены на периферии кольцевой структуры: на севере – термальные сероводородные воды Кумагорского района, на востоке – углекислые сероводородные соляно-щелочные, радоновые воды Пятигорска, на юге – Кисловодско-Ессентукские месторождения углекислых вод, на западе – Нагутское месторождение углекисло-соляно-щелочных вод.

Состав магматических пород, особенности сейсмичности и расположения минеральных источников подчеркивают радиально-концентрическое строение кольцевой структуры с многочисленными каналами поступления эндодинамики. Особое значение имел мантийный метасоматоз с частичным плавлением базанитовых расплавов, при внедрении в кору образующих кислые расплавы. Благодаря эманации флюидов из мантии [1] и смешения их с приповерхностными образовались уникальные минеральные воды КМВ.

Литература

1. *Войтов Г.И., Потанов Е.Г.* О химической и изотопно-углеродной нестабильности спонтанных газов месторождений минеральных вод КМВ // XIV Симпозиум по геохимии изотопов, посвященный 100-летию со дня рождения академика А.П.Виноградова: Тез. докл. М., 1995. С.42–43.
2. *Никонов А.А.* Значительные землетрясения и сейсмический потенциал района Кавказских Минеральных Вод (по макросейсмическим данным) // Физика Земли. 1994. № 2. С.10–19.
3. *Поль И.Р., Хесс Ю.С., Кобер Б., Борсук А.М.* Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108–124.

**С.Д.Соколов, Г.Е.Бондаренко, О.Л.Морозов,
М.В.Алексютин, М.В.Луцицкая¹**

Эволюция мезозойской конвергентной границы между Евразией и Пацификой

В мезозойской истории северо-западного обрамления Мезопацифики по масштабности фиксируемых геологических событий особое место занимает J_3 - K_{1nc} временной интервал. В этот период реконструируется конвергентная граница общей протяженностью около 3000 км, которая разделяла океанические плиты Мезопацифики и Евразийский кратон.

Палеоконвергентная граница на всем своем протяжении маркируется поясом надсубдукционного вулканизма.

¹ Геологический институт РАН, Москва

Для Удско-Мургальского пояса отмечается продольная зональность. По литолого-петрографическим, геохимическим и структурным признакам выделяется ряд сегментов. В южных сегментах на протяжении от р. Уда до п-ова Кони-Пьягина формирование надсубдукционного пояса происходило на зрелой континентальной коре Восточной Евразии. Севернее, на интервале от п-ова Тайгонос до р. Мургаль, в основании пояса залегает гетерогенная (аккреционная) кора. На отрезке от хребта Пекульней вулканизм происходил в условиях энсиматической островной дуги. Продольная зональность проявлена также в изменении нижней и верхней стратиграфических границ пояса, а также в наличии, либо отсутствии на этих границах угловых или стратиграфических несогласий.

Поперечная зональность наиболее детально изучена в пределах Тайгоносского, Пенжинского и Пекульнейского отрезков пояса. Здесь реконструирован полный палеолатеральный ряд структур: от осевой зоны вулканизма до аккреционной призмы.

В докладе будут рассмотрены общие вопросы эволюции Удско-Мургальского надсубдукционного пояса, его связи со структурами северо-восточного обрамления Пацифики, а также представлены палеотектонические реконструкции, новые геохимические, структурные и палеомагнитные данные.

С.Д.Соколов¹

Эволюция и тектоника

Главные достижения современного естествознания связаны с изучением неравновесных и нелинейных процессов и явлений самоорганизации в диссипативных системах. Новые идеи и открытия коренным образом изменили представления об эволюции. Понятие необратимости (“стрела времени”) является свойством неорганической материи [1].

Однако в геотектонике новые идеи еще не получили должного развития. Исключением является разработанное Ю.М.Пушаровским [2,3] новое направление – Нелинейная Геодинамика. Изучение вопросов нелинейности в тектонике – это поисковая тема, здесь нет решенных проблем. В этой области наиболее перспективным представляется познание эволюции геологических процессов. Применение в геологии базовых понятий современного естествознания (самоорганизация, хаос, бифуркация, и др.) определяет позна-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

вательную новизну предлагаемого подхода, основы которого изложены в публикациях [4–6].

В докладе на конкретных примерах обсуждаются применимость идей и законов современного естествознания (неравновесная термодинамика, теория катастроф, самоорганизация) и перспективы мультидисциплинарного подхода в геотектонике.

Литература

1. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 356 с.
2. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 4–13.
3. Пуцаровский Ю.М. О трех парадигмах в геотектонике // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
4. Соколов С.Д. Принцип диссимметрии в геотектонике // Геотектоника. 1993. № 6. С. 33–40.
5. Соколов С.Д. Основные закономерности развития активных континентальных окраин // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 67–79.
6. Соколов С.Д. Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 42–69.

В.Б.Соколов¹

Строение и характер сочленения крупных геотектонических структур Восточно-Европейской платформы по результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе ГРАНИТ

На геотраверсе ГРАНИТ, проходящем через Криворожскую, Новоелховскую, Уральскую и Тюменскую сверхглубокие скважины, выполнен обширный комплекс геофизических работ, включающих сейсмические, геоэлектрхимические, гравиметрические, магнитометрические, гелиометрические исследования. Проведен сбор и анализ ранее выполненных в полосе геотраверса геологических и геофизических работ.

Геотраверс начинается в пределах Украинского щита и пересекает Днепровско-Донецкий прогиб, Воронежский кристаллический массив, Пачелмский авлакоген, Токмовский и Северо-Татарский своды, Калтасинский авлакоген, Уральский подвижный пояс и заканчивается в северо-западной части Западно-Сибирской плиты.

¹ Баженовская геофизическая экспедиция Уралгеолкома, пос.Шеелит, Россия

В докладе рассматривается строение разреза лишь центральной части Восточно-Европейской платформы.

По особенностям строения сейсмического разреза, построенного по отраженным волнам, установлено существование нескольких типов “отражающей” коры:

- с равномерным распределением большого количества отражающих элементов разреза;
- с интенсивно отражающей верхней частью разреза;
- с интенсивно отражающей нижней частью разреза;
- с небольшим количеством отражающих элементов по всей мощности разреза.

Кроме того, отражающая земная кора исследованного региона отличается мощностью, а так же наличием или отсутствием нижней ее границы, причем эта граница может не совпадать с границей Мохо. Наиболее существенное расхождение в положении этих двух границ устанавливается в пределах более молодых структур.

Анализ перечисленных выше параметров позволил сопоставить их с крупными геотектоническими структурами, выделяемыми в пределах Восточно-Европейской платформы.

Наиболее интересными являются данные о том, что авлакогены, располагающиеся по 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”, уходящие в нижнюю часть коры и верхнюю мантию. Создается впечатление, что они представляют собой пограничные зоны, сформировавшиеся в процессе сближения геоблоков. Приуроченность к большинству из них землетрясений, приуроченных к верхней части коры, лишь укрепляет это впечатление.

Проведенные исследования позволили также установить, что такие крупные платформенные структуры, как Воронежский кристаллический массив, Токмовский свод, Калтасинский авлакоген, состоят из тектонически сближенных блоков, сложенных различными по составу и генезису комплексами пород.

Установлено, что “уральский” тип тектоники с преобладанием наклонных нарушений восточного падения прослеживается на запад до восточной границы Южно-Татарского свода.

Проведенные исследования позволили несколько иначе, чем ранее, подойти к выделению территорий, перспективных на поиски углеводородов.

Строение зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской плитой и проблема землетрясений этого региона

Результаты комплексных геофизических исследований (сейсморазведка, магниторазведка, гравиразведка), проведенные в различные годы разными исследователями, показали, что восточная окраина Восточно-Европейской плиты (ВЕП) погружается под Урал. В настоящее время с большой долей достоверности можно утверждать, что комплексы окраины плиты прослеживаются под Средним и Южным Уралом до широты зеленокаменной зоны Урала.

Основной структурной особенностью зоны сочленения Урала и ВЕП является широкое развитие полого падающих на восток тектонических нарушений, формирующих сложную по строению разреза верхней части земной коры Западно-Уральскую зону надвигов. Характерно, что архитектурный рисунок этой зоны остается одинаковым как на Среднем, так и на Северном и Южном Урале.

Второй структурной особенностью рассматриваемого региона является Уфимский клинообразный выступ ВЕП. Этот выступ резко исказил весь структурный план Урала, что выразилось в искривлении линейных уральских структур, высокой тектонической раздробленности уральских комплексов восточнее Уфимского выступа, что сказалось в усилении эрозионных процессов и сглаживании горного рельефа. Здесь же установлено резкое увеличение значений широтной составляющей тектонических напряжений по отношению к меридиональной.

В настоящее время имеется достаточно данных, чтобы признать реальность перемещения Урала и Западно-Сибирской плиты в западном направлении. При этом обе эти структуры в рассматриваемой геодинамической ситуации перемещаются как единый мегаблок. Энергии, выделяющейся в зоне сочленения этих блоков с ВЕП, вполне достаточно для того, чтобы спровоцировать землетрясения в верхней – хрупкой части земной коры. Вероятность такого геодинамического сценария возникновения землетрясений в Западно-Уральской сейсмоопасной зоне подтверждается и тем, что большинство эпицентров уральских землетрясений располагаются на глубине не более 10–15 км.

¹ Баженовская геофизическая экспедиция Уралгеокома, пос.Шеелит, Россия

Новый взгляд на эволюцию Алдано-Станового региона в раннем докембрии

Алдано-Становой регион охватывает обширную территорию развития раннедокембрийских образований, включающую Алданскую гранулитогнейсовую, Олекминскую гнейс-зеленокаменную и Становую гранулит-зеленокаменную области, соответствующие одноименным мегаблокам. В раннедокембрийской истории тектонической эволюции региона можно выделить три основных этапа: раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский, которые нашли отражение в последовательно возникавших структурно-вещественных комплексах.

В качестве раннеархейского (древнее 3.5 млрд лет) инфракрустального основания Алдано-Станового щита выступает существенно сиалический нестратифицированный комплекс тоналит-грондъемитового состава с реликтами зеленокаменных поясов. Породы комплекса, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, широко распространены в наиболее поднятом Алданском мегаблоке в виде фрагментов гранито-гнейсовых куполов среди несогласно перекрывающих их метаосадочных толщ, слагая центральную, глубоко эродированную часть гранит-зеленокаменной области (ГЗО).

Древнейшие (3.5–3.7 млрд лет) супракрустальные образования, близкие по возрасту к тоналит-грондъемитовому комплексу, представлены вулканогенно-осадочными толщами курультинского (зверевско-чогарского) комплекса, слагающего разрозненные выступы гранулитов в Становом, Олекминском и южной части Алданского мегаблоков. Состав комплекса в целом отвечает разрезу раннеархейских зеленокаменных поясов. Преобладают основные метавулканыты, по петрохимическим характеристикам близкие к толеитам океанического дна. Низы разреза, особенно в непосредственном обрамлении Алданского мегаблока, обогащены метаморфизованными основными и ультраосновными эффузивами коматиит-толеитовой ассоциации. Терригенные и карбонатные метаосадочные образования, объем которых заметно возрастает в западной и южной частях щита, преобладают вверху разреза. Супракрустальные толщи курультинского комплекса в пределах Алданского мегаблока прорваны гранито-гнейсовыми куполами тоналит-грондъемитового комплекса. Сходство разрезов и близкие условия формирования пород в выступах гранулитов курультинского комплекса свидетельствуют о том, что в раннем архее они составляли единую периферическую зону ГЗО, обрамляющую ее центральную часть – Алданский мегаблок.

¹ Московская государственная геологоразведочная академия (МГГА), Москва, Россия

Следующий по времени образования (около 3.1 млрд лет) олекмо-становой супракрустальный комплекс, несогласно перекрывающий раннеархейские толщи, наиболее широко распространен в Становом и, отчасти, в Олекминском геоблоках. В его составе преобладают метаморфизованные в амфиболитовой фации терригенные осадки – продукты размыва центральной части ГЗО, переслаивающиеся с подчиненным количеством метавулканитов. Породы этого комплекса слагают парагнейсовый пояс и коррелируются с метаосадочными толщами Алданского мегаблока, отвечающими отложениям кратонического бассейна. Таким образом, в раннем архее Алдано-Становой регион представлял собой ГЗО, тектоническое развитие которой привело к образованию протоконтинента. Формирование ГЗО наиболее удачно объясняется моделью функционирования крупного мантийного плюма.

Позднеархейские образования представлены олекминским мигматитогнейсово-гранитным и субганским зеленокаменным комплексами, слагающими Олекминскую гнейс-зеленокаменную область. Ее формирование связано с растяжением и раздвиганием блоков субконтинентальной коры северо-западной окраины раннеархейского протоконтинента, с функционированием зон спрединга и субдукции. Завершение развития зеленокаменных поясов в аккреционном режиме обусловило наращивание и кратонизацию континентальной коры региона.

В раннем протерозое в Олекминском и Алданском мегаблоках сформировался метаосадочный комплекс грабен-синклиналей и наложенных прогибов, а в Становом – гилуйский комплекс зеленокаменных поясов, развитие которых происходило на кратонизированной континентальной коре в режиме тектоники литосферных плит и завершилось коллизионным сжатием, сопровождавшимся выведением на поверхность гранулитовых блоков курультинского комплекса.

М.Л.Сомин¹

Соотношения низко-умереннобарического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: хронологический и генетический аспекты

Природа регионального метаморфизма, в том числе и его наиболее распространенных низко- и умереннобарического типов, дискуссионна. Такой метаморфизм приурочен к зонам коллизии. Но сами метаморфические пре-

¹ Объединенный Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

образования объясняют по-разному: 1) погружением коры при ее горизонтальном сокращении – вертикальном утолщении; 2) растяжением коры и/или активным подъемом теплового фронта в связи с движением вверх мантийного материала, 3) расположением подвижного пояса над зоной субдукции (разновидность варианта 2), 4) выделением тепла при деформациях.

Установление последовательности событий влияет на выбор модели, так как только следующие друг за другом явления могут быть причинно связаны. Так, в случае прямой связи метаморфизма с коллизией он должен быть синхронен деформациям тангенциального сжатия. Но решение этого вопроса по соотношению метаморфических минералов и деформационных текстур не всегда дает однозначные результаты. Существование местных полей напряжений, многофазность деформаций и другие факторы делают такой анализ очень сложным. Еще проблематичнее использование методов изотопной геохронологии, поскольку получаемые возрасты обычно отражают состояние изотопной системы уже после завершения метаморфизма.

Другой подход может состоять в изучении поведения при тектонотермальной эволюции некоторых важных геологических поверхностей–разделов. К ним прежде всего относится раздел кристаллический фундамент/доорогенный чехол подвижных поясов. Здесь соприкасаются комплексы пород с изначально контрастными реологическими и теплофизическими свойствами. Известно, что в областях со слабыми деформациями сохраняются признаки нормальных стратиграфических контактов с фундаментом: базальные слои и толщи, угловые несогласия, скачок в степени метаморфизма. При усилении деформации сжатия происходит срыв чехла, уничтожение части базальных слоев, определенная структурно-метаморфическая конвергенция чехла и цоколя, особенно в области контакта (“эффект границы”). Такая картина возникает, когда реологические свойства пород из-за прогресса сближаются во время или после деформации.

Таким образом, в этом случае нормальные соотношения цоколь–чехол навсегда утрачиваются и дальнейшие структурно-метаморфические процессы могут только усложнить их. Если же сильное тепловое воздействие заметно опережает деформации, то из-за снижения вязкости пород реология контактирующих сред сближается и они деформируются совместно, без значительных срывов и надвигов – как единое, хотя и расслоенное тело.

Рассмотрим с этой точки зрения ряд разновозрастных структур, сложенных одними и теми же комплексами пород, но находящимися в разных зонах единых метаморфических ореолов. Такой ряд известен в Северном Приладожье, где зональный свекофеннский (1800 млн лет) метаморфизм наложился на архейский гранитоидный фундамент и раннепротерозойский осадочно-вулканогенный чехол. Метаморфизм низкотемпературного (около 3 кбар) типа здесь усиливается в юго-западном направлении от низкотемпературной зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой фации (зоны ультраметаморфизма) и фации гранулитов.

Как изменяются структурные соотношения фундамент—чехол при движении в этом направлении? На северо-востоке, на границе с Карельским массивом, в основании ятулийского чехла местами сохраняются мощные пачки базальных кварцитов. Однако на значительном протяжении они срезаны в зоне пограничного левостороннего сдвига-надвига [2], и с фундаментом тектонически соприкасается флиш более молодой ладожской серии. Фундамент слабо вовлечен в свекофенские деформации; последние проявлены в виде дискретных зон расланцевания, параллельных главному кливажу чехла, и охватывает зону фундамента шириной лишь в первые сотни метров. В чехле же, напротив, развита интенсивная складчатость с северо-восточной вергентностью, что также указывает на наличие срыва в его основании [2]. Таким образом, несмотря на присутствие общих по ориентировке и типу структур тангенциального сжатия, структурная дисгармония и исчезновение существенных элементов разреза чехла являются характерными чертами раздела фундамент—чехол в этой зоне.

Иная картина во внутренних частях свекокарельского пояса, где гранитоиды и гранито-гнейсы фундамента преобразованы в микроклинизированные гнейсо-граниты, а сильно метаморфизованные толщи протерозойского чехла отчетливо разделяются на сортавальскую серию внизу (амфиболиты, редкие линзы доломитов и кварцитов) и ладожскую серию выше (метатерригенные породы). В пределах зоны низкотемпературной амфиболитовой фации выявляется интенсивная совместная пластическая полифазная деформация фундамента и чехла, приведшая к возникновению крутых овальных структур Импилахтинской группы. Она происходила в целом в связанной объемной форме.

Наши наблюдения подтвердили вывод многих авторов [1, 3, 4] о том, что фундамент повсеместно облекается базальной сортавальской серией, последняя нигде не сорвана. В области контакта можно видеть взаимное тектоническое проникновение небольших чешуй амфиболитов и гранито-гнейсов, повышенную бластомилонитизацию пород. Но доминирующей является пликативная деформация пород фундамента, образовавшего вместе с чехлом интерференционные [1] крутошарнирные структуры с амплитудой до 15 км.

Близкая ситуация в зоне ультраметаморфизма, охватывающей Сортавальскую группу структур. Здесь также везде гнейсо-граниты отделены от ладожской серии выходами сортавальских амфиболитов. Это установлено нами и на опорной структуре о-ва Хавус. В отличие от структур Импилахтинской группы, здесь во всех комплексах определяющую роль играют складки с очень пологими субмеридиональными шарнирами и крутым зеркалом “каскадной” складчатости, изменяющим по простиранию направление своего наклона наподобие лопастям пропеллера. Поэтому в одних участках единого контакта гнейсо-граниты полого перекрывают сортавальские амфиболиты, в других — круто погружаются под них. Такой стиль главных

дислокаций позволяет считать выходы гнейсо-гранитов о-ва Хавус и соседних структур плоскими наклоненными к югу ядрами сложных лежащих мегаскладок, похожих на складки–покровы Пеннинской зоны Альп.

Таким образом, в зонах высоких ступеней метаморфизма чехол оказывается значительно более “прочно” структурно связан с фундаментом, чем в зоне слабого метаморфизма. Это означает, что сильный прогрев здесь опередил деформацию и еще до ее начала сблизил реологические свойства толщ. Раздел фундамент–чехол перестал быть одним из главных концентраторов напряжений в верхней коре. Поскольку метаморфические изограды в Северном Приладожье отчетливо наложены на крупные структуры, деформацию следует считать завершившейся до окончания метаморфизма. Это понятно: объемные тепловые процессы более инерционны.

По-видимому, сходные соотношения имеют место в Западных Альпах. Вне области метаморфизма значительная часть чехла сорвана с фундамента, который, в свою очередь, надвинут на чехол. С ростом метаморфизма (умереннобарического типа) фундамент все более конкордантно “закатывается” в чехол с сохранением его базальных толщ и превращением всего ансамбля в систему гигантских лежащих складок Пеннинской зоны [5, 6 и др.].

Сильный прогрев коры мог создать условия для появления самой зоны коллизии. Прочность коры в этих условиях уменьшается, что должно облегчать деформацию. Однако самому прогреву, вероятно, предшествовало растяжение коры с созданием “ловушки” для мантийного материала.

Работа поддержана РФФИ, проект № 97-05-64709.

Литература

1. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья: Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.
2. Морозов Ю.А., Сомин М.Л., Травин В.В. О поведении гранитоидного фундамента при формировании Свевокарельского складчатого пояса Северного Приладожья // ДАН, 1999 (в печати).
3. Путеводитель геологической экскурсии по Южной Карелии. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 112 с.
4. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 270 с.
5. Baudin T., Marquer D., Persoz F. Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): Geometry, structure and metamorphism // J.Struct. Geol. 1993. Vol. 15. P. 543–553.
6. Esher A., Masson H., Steck A. Nappe geometry in Western Alps // J. Struct. Geol. 1993. Vol.10. P. 501–510.

Трансформация пород Малдинского комплекса в период коллизионного этапа развития Уральской складчатой системы

Малдинский комплекс считается одним из главных составных компонентов рифтогенных формаций западного склона Урала, и рассматривается в объеме единой бимодальной базальт-риолитовой серии (Червяковский, 1986). Ранние его проявления, относимые к саблегорской свите верхнего рифея – венда, содержат лавы кислых вулканитов, грубо- и мелкообломочные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и кремнистые туффиты. Более поздние представлены, в основном, породами субвулканической фации и по времени формирования считаются близкими к периоду накопления мощных толщ терригенно-осадочных пород, которые объединены в манитанырдскую серию возраста верхнего кембрия- нижнего ордовика (Дембовский, Дембовская, Ключина и др., 1990).

Малдинский комплекс проявлен в Кожимском районе на хребте Малды-Нырды в северо-западной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал). Кислые вулканиты комплекса слагают крупную вулканическую постройку трещинного типа порядка 10 км, осложненную тектоническими нарушениями. Основные вулканиты обнажаются преимущественно в приводораздельной части, где переслаиваются с вулканогенно-осадочными породами. Здесь развиты породы преимущественно лавовой, пирокластической и туфовой фаций. Контакты с терригенно-осадочными породами, в основном, тектонические. По зонам разломов породы подвергнуты сильному гидро-термальному преобразованию.

Выделяются две пересекающиеся системы разломов: продольные и поперечные (по отношению к хребту). Зоны продольных, предположительно наиболее древних разломов, имеют азимут 55–60° с углами падения пород 50–65°. Они проходят параллельно по приводораздельной части хребта и по левобережной террасе р.Балбанью. Прослеживаются по выходам серицитизированных карбонатных пород среднего–верхнего ордовика. Разлом отсекает от них риолиты Малдинского комплекса. Риолиты также интенсивно серицитизированы, в основных вулканитах миндалины выполнены эпидотом, кварцем, кальцитом, альбит-олигоклазом. Амплитуду перемещения по разлому оценить трудно из-за пластичности карбонатных слоев.

Почти параллельно указанным разломам по самой долине р.Балбанью проходит мощный глубинный разлом. По серии этих разломов произошло

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ступенчатое опускание восточной части субвулканической постройки. Выделенные нами зоны продольных разломов по простираению совпадают с Малдинским глубинным разломом, который является наиболее крупным в Кожимском районе и имеет взбросо-надвиговый характер (Репина, 1998).

Другая система разломов с азимутом 25–30° и почти вертикальным падением пород пресекает зоны продольных разломов. Этим разломам была свойственна сдвиговая составляющая, реализация которой привела к формированию открытых структур, благоприятных для образования хрустальных гнезд. В узлах пересечения продольных и поперечных разломов породы сильно рассланцованы и подвергнуты метасоматозу.

Метасоматические образования – кварц-серицитовые, пиррофиллитовые с хлоритоидом, диаспором и кианитом и кварц-серицит-пиррофиллитовые с хлоритом и хлоритоидом породы – являются производными процессов кислотного выщелачивания. Абсолютные возрасты по слюдам из зон разломов, выполненные калий-аргоновым методом в ИГГ УрО РАН, показали разброс значений от 404 до 247 млн лет. Все они укладываются в коллизионный этап развития Уральской складчатой системы с девона по пермь.

Опираясь на модель одноосного горизонтального сжатия с изгибом в период коллизионного этапа развития складчатой системы (Коротеев, Кисин, Сазонов, 1998), можно предположить, что наиболее ранний возраст тектонически активных зон – 404 млн лет – соответствует заложению продольных надвиговых структур и прогрессивному этапу метаморфизма, либо подновлению предшествующих рифтогенных разломов в начале коллизионного этапа. Абсолютный возраст соответствует одному из пиков возрастов, выделяемых на Среднем и Южном Урале и в Пай-Хой-Вайгач-Новоземельском районе.

Поперечная система разломов могла заложиться одновременно с продольной, если считать ее опережающей по отношению к продольной. Но ее развитие соответствует возрасту 332 млн лет, который отвечает герцинской активизации, наблюдаемой по всему Уралу, что отражено в соответствующих часто встречающихся датировках абсолютных возрастов для Среднего и Южного Урала. Этап, соответствующий 247 млн лет, к которому приурочено образование метасоматитов кварц-серицитовой формации в районе, связан с завершающим регрессивным этапом коллизии, когда сжатие уже не препятствовало активной гидротермальной деятельности. Этот этап известен как этап позднегерцинской тектономагматической активности и широко распространен на Урале. Его можно рассматривать как один из основных этапов золотооруденения.

Геодинамика областей интенсивного траппового магматизма на древних платформах

Внедрение в платформенный чехол и изливание на поверхность траппового расплава происходило, как показывает изучение обширных областей распространения базитов в Сибири, Южной Америке, Африке, Индии, в условиях растяжения. При этом наблюдаются две формы проявления растягивающих напряжений – концентрированная (рифты) и рассеянная (рассеянный спрединг по С.А.Куренкову [1]). Рассмотрение областей интенсивного проявления траппового магматизма на древних платформах с историко-тектонических позиций позволяет наметить два [2] резко отличных друг от друга типа геодинамических обстановок проявления активного траппового магматизма на древних платформах.

В одних случаях (бассейны Параны, Мараньон, Карру и Тунгусский) трапповому магматизму предшествовало компенсированное осадконакоплением длительное (более 100–300 млн лет) и глубокое (более 3–5 км) прогибание обширных (от 0,5 до 1,2 млн км²) территорий. Величины указанных параметров не имеют между собой прямой связи, хотя для некоторых из них намечается зависимость от тектонического положения бассейна. Например, близкую величину (свыше 6 км) максимального дотраппового прогибания имеют бассейны Карру и Тунгусский. Оба представляют собой краевые синеклизы платформ, примыкающие к активным геосинклинальным складчатым областям (соответственно, Капской и Таймырской). Площади и длительность прогибания этих бассейнов существенно различаются. Толща дотрапповых осадочных пород бассейна Карру площадью около 0,6 млн км² накопилась в течение позднекаменноугольно-триасового времени (около 100 млн лет), а Тунгусского бассейна площадью свыше 1 млн км² – в течение всего палеозоя (более 300 млн лет).

Мощности накопленных до траппового магматизма осадочных пород в бассейнах Мараньон и Парана, представляющих собой внутренние синеклизы Южно-Американской платформы, едва достигают, соответственно, 3 и 4 км, хотя время их накопления более 230–270 млн лет, а площади соизмеримы (0,6 км² для бассейна Мараньон и 1,2 км² для бассейна Парана) с площадями бассейнов Карру и Тунгусского.

Во внутренних синеклизах, имеющих практически замкнутый контур, максимальные мощности осадочной толщи приурочены к центральным рай-

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГиМС), Новосибирск, Россия

онам, а под базальтовыми плато краевых синеклиз мощность осадочного чехла увеличивается в сторону смежных складчатых зон.

Совершенно иные геодинамические условия проявления траппового магматизма наблюдаются в восточных и северных районах Африкано-Аравийской и западных районах Индийской платформ, где базальтовые покровы формировались на относительно приподнятых и лишенных частично или полностью осадочного чехла значительных по площади (до 0,6 млн км²) структурах куполообразной формы. При этом для них характерна четкая связь с крупными рифтами или зонами разломов, в пределах которых в предтрапповое время происходило лишь территориально локализованное накопление осадков.

В выделенных типах тектонических обстановок существенно различается и состав туфогенно-эффузивных комплексов. В первом случае образуются нормальные базальты и туфогенные породы основного состава или, крайне редко, щелочные и ультраосновные разности, а во втором – между пачками базальтов широко развиты риолиты, андезиты и другие кислые и средние изверженные породы.

В этом отношении интерес представляет деканский трапповый комплекс Индостанской платформы. Несмотря на то, что на большей части территории он сложен нормальными базальтами, вблизи рифтов долины р. Нармада и особенно Бомбейского побережья в его состав входят эффузивы кислого и среднего состава. По мере приближения к указанным рифтам общая мощность туфогенно-эффузивных образований увеличивается. Эта особенность резко отличает их от траппов бассейнов Парана, Карру и Тунгусского, в пределах которых увеличение общей мощности вулканитов не сопровождается появлением их кислых и средних разностей. Следовательно, особенности изменения состава и мощности туфогенно-эффузивной толщи тесно связаны с особенностями предшествующего тектонического развития.

Все изложенное позволяет выделить два типа базальтовых комплексов, залегающих на поверхности древних платформ. Первый тип характеризуется выдержанным составом и приурочен к обширным седиментационным бассейнам, второй отличается присутствием пачек покровов кислых и средних эффузивов и тяготеет к областям длительного поднятия, осложненного процессами рифтогенеза.

Выдержанный основной состав вулканогенных образований, приуроченных к областям активного предшествующего прогибания, и прямая зависимость их мощностей от величин последнего скорее всего обусловлены большой глубиной заложения и морфогенетическими особенностями магмоподводящих каналов. В условиях значительного прогибания крупных сегментов земной коры, вызванного, вероятно, длительным и аномально интенсивным остыванием литосферы с соответствующим ее уплотнением, трещины растяжения, согласно законам деформаций прогибающихся пластин, будут иметь тенденцию к расширению вниз по разрезу. Благодаря

этому формирующиеся на больших глубинах магмы основного состава получили относительно свободный доступ к поверхности.

Совершенно иными были, видимо, условия проявления вулканизма смешанного (основного, среднего и кислого) состава. Длительное предшествующее поднятие, сопутствующее обычно областям с повышенным тепловым потоком, предопределяло формирование трещин с тенденцией к раскрытию вверх по разрезу, что затрудняло проникновение магмы в земную кору. При этом даже основные магмы вследствие процессов дифференциации и контаминации в промежуточных камерах могли порождать конечные вулканические продукты разнообразного состава.

Таким образом, выделенные типы базальтовых комплексов, по существу, отражают противоположные тенденции в развитии структур земной коры и литосферы в целом.

Осадочные толщи, подстилающие базальтовые комплексы первого типа, в формационном отношении не всегда одинаковы. Большинство их (в бассейнах Парана, Мараньон и Карру) представлено преимущественно терригенными отложениями, среди которых значительное место занимают песчаники, имеющие часто континентальное (эоловое) происхождение. Все перечисленные бассейны приурочены к древним платформам Южного полушария. В отличие от них Тунгусский бассейн, расположенный в Северном полушарии, характеризуется резким преобладанием карбонатных и терригенно-карбонатных пород с прослоями сульфатов и солей, накопление которых происходило в морских, прибрежно-морских и лагунных условиях. Эти различия, видимо, являются не случайными и в какой-то мере отражают асимметрию в строении и развитии земной коры Северного и Южного полушарий, отмечаемую многими исследователями.

Базальтовые комплексы в современном рельефе в большинстве случаев образуют возвышенные (до плюс 1,5 – 3,5 км) и интенсивно расчлененные плато. В связи с широким распространением в последние годы гипотезы плитной тектоники были предприняты попытки объяснить поднятие плато (на примере Деканского базальтового) термальным расширением литосферы, происходящим при столкновении плит (Индийской и Азиатской). Следует заметить, что подобное столкновение совершенно не увязывается с представлениями о региональных особенностях строения литосферы вокруг базальтовых плато Тунгусской синеклизы на Сибирской, а тем более бассейна р. Парана на Южно-Американской платформах. В связи с этим, на наш взгляд, гораздо большего внимания заслуживает мнение [4] о наращивании в областях платобазальтового вулканизма земной коры снизу на величину, сопоставимую с объемом поступившего к поверхности магматического расплава. При современном состоянии изученности земных недр выяснение причин длительного поствулканического воздымания регионов, перекрытых базальтовыми комплексами, имеет вероятностный характер. Скорее

всего, такое воздымание обусловлено [3] медленным восстановлением изостатического равновесия земной коры и верхней мантии, нарушенного в период активного проявления траппового магматизма.

Литература

1. Куренков С.А. Сложные дайковые комплексы мезозойских траппов бассейна р. Нижняя Тунгуска // ДАН СССР. 1964. Т. 279, № 6. С. 1436–1440.
2. Старосельцев В.С. Тектоническое положение базальтовых плато (в связи с оценкой нефтегазоносности древних платформ) // Геология и геофизика. 1980. № 8. С. 3–10.
3. Старосельцев В.С. Тектонические условия образования базальтовых плато древних платформ // Геология и геофизика. 1990. № 10.
4. Cox K.G. Model for Flood Basalt Vulcanism // J.Petrol. 1980. Vol. 21, № 4. P. 629–650.

В.С.Старосельцев¹

Маркирующие покровы – основа корреляции и тектонических реконструкций платобазальтов

Первое впечатление от знакомства с разрезами платобазальтов, доступных наблюдению в естественных обнажениях глубоко врезанных речных долин и крутых склонов возвышенностей, обычно заставляет усомниться в возможности надежного стратиграфического их расчленения, а тем более региональной корреляции из-за мелкозернистой структуры и преимущественно темного цвета пород, слагающих базальтовые покровы. Вместе с тем, огромные территории, покрытые платобазальтами на континентах, содержат широкий спектр полезных ископаемых (сульфидные руды, самородные металлы, исландский шпат, нефть и газ). Поэтому вопросы корреляции разрезов платобазальтов и тектонических реконструкций для таких территорий приобретают не только теоретический, но и большой практический интерес.

Несмотря на монотонный облик базальтовых толщ, некоторые их характеристики позволяют расчленять их разрезы и проследить на большие расстояния отдельные покровы и их пачки. К таким характеристикам относятся: четко выраженные субпараллельные границы, разделяющие базальтовые покровы или заключенные между ними прослои туфогенных или осадочных пород; чередование плотных и пузырчатых их разновидностей; резкое различие мощностей слагающих их покровов; характер распределения среди базальтов туфогенных и осадочных пород.

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

Расчленению трапповых вулканогенных толщ в значительной мере может способствовать и разнообразие текстурного облика базальтовых покровов, ярко выраженное в формах отдельностей слагающих их пород. Наиболее часто базальты образуют призматические (столбчатые) формы, хотя нередко наблюдаются глыбовые, а иногда и плитчатые отдельности. Для расчленения базальтовых толщ важны различия в формах отдельностей базальтов центральной зоны покровов. Такие зоны во многих покровах имеют отдельности в виде призм (столбов) диаметром иногда более 1 м или глыб неправильной формы и различного размера. В некоторых покровах центральные зоны обладают ярко выраженными тонкостолбчатыми (диаметр призм до 0,4 м) отдельностями, имеющими субвертикальную или наклонную, иногда веерообразную ориентировку.

Неодинаковы не только отдельности, но и структура неминдалекаменных базальтов в различных покровах. Среди них прежде всего выделяются равномерно-зернистые афировые (анамезиты) или пойкилоофитовые и порфиоровые, или гломеропорфиоровые разновидности.

Определенную помощь при расчленении трапповой вулканогенной толщи может оказать изучение закономерностей изменения химического состава базальтовых покровов по разрезу. Однако возможности подобного анализа весьма ограничены, так как указанные изменения очень часто незначительны и латерально не выдержаны. Иногда более полезными оказываются особенности состава минералов, выполняющих миндалины в базальтах и прежде всего в верхней миндалекаменной зоне.

Наибольший интерес для структурных построений представляют такие геологические границы, которые были сформированы в относительно короткий промежуток времени и имеют максимальное площадное распространение. Еще Ф. Уокер, А. Польдерварт, М. М. Кришнан и другие геологи указывали на чрезвычайно широкое площадное распространение отдельных покровов базальтов. Базальтовые покровы покрывают огромные площади не только на древних платформах, но и в пределах подвижных складчатых областей. Обширность площадей распространения основных лав является естественным следствием их низкой вязкости.

Отдельные базальтовые покровы, которые прослеживаются на большой площади, сохраняя индивидуальные особенности своего строения и состава, можно использовать при картировании в качестве маркирующих [1, 2]. К их числу относятся мощные (более 30 м) покровы афировых с редкими порфиоровыми вкраплениями плагиоклаза и гломеропорфиоровых тонко- и мелкозернистых темно-серых базальтов с четко выраженными тонкостолбчатыми отдельностями центральной зоны. Выделение маркирующих покровов по комплексу структурно-текстурных признаков, взаимному положению в разрезе, особенностям строения и состава разделяющих их вулканогенных пачек в условиях хорошей обнаженности особых трудностей не представляет, несмотря на индивидуальное сходство некоторых из них. Прослеживание по

площади и гипсометрическая привязка маркирующих покровов могут быть успешно осуществлены во время полевых работ с помощью барометрического нивелирования по маршрутам, пересекающим их контакты и частично проходящим вдоль них, с широким использованием дешифрирования аэрофотоснимков, визуальных наблюдений и камеральных исследований с целью прослеживания маркирующих покровов между точками, имеющими инструментальную высотную привязку. Площади их распространения измеряются десятками и даже сотнями тысяч квадратных километров.

Для структурных построений базальтовые покровы идеальны [3], так как продолжительность их формирования в геологическом смысле практически мгновенна, о чем свидетельствуют многочисленные излияния базальтовых лав в областях современного вулканизма. Судя по характеру изменения их мощностей и учитывая низкую вязкость базальтовых лав, можно считать, что многие из них формировались на практически горизонтальных поверхностях. В первую очередь это относится к маркирующим базальтовым покровам. В их основании часто на всей площади распространения фиксируются туфогенно-осадочные породы мощностью более 5 м с четко выраженной параллельной слоистостью и, порой, многочисленными остатками ископаемой флоры или фауны. Выдержанность пачек таких пород на огромной территории свидетельствует о ее значительной выровненности и гипсометрическом положении, близком к базису эрозии. Следовательно, маркирующие базальтовые покровы по всем основным параметрам наиболее подходят для структурно-тектонических реконструкций различного масштаба.

Литература

1. Лебедев В.М., Старосельцев В.С. О методах стратификации триасовых образований Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1967. № 4. С. 109–112.
2. Межвицк А.А. Маркирующие горизонты среди эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1962. № 4. С. 68–75.
3. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра, 1989. 259 с.

Петрологические и геохронометрические предпосылки уточнения строения погребенного фундамента Сибирского кратона

Практически все исследователи фундамента Сибирского кратона сходятся на том, что этот объект является гетерогенным блоково-складчатым сооружением, сложенным архейскими и раннепротерозойскими структурно-формационными комплексами, в различной степени подвергшимися процессам регионального прогрессивного метаморфизма, диафтореза, гранитизации, ремобилизации, складкообразования, блоковых движений по разломам и динамометаморфизма.

Но характер тектонической эволюции, степень неоднородности строения, возраст и вещественный состав комплексов, слагающих фундамент, характер разрывных дислокаций по-прежнему являются предметом острых дискуссий. Особенно это относится к глубоко погруженным участкам фундамента, так как объем и качество имеющегося в настоящее время геологического фактического материала по Алданскому щиту и Анабарскому массиву во много раз превышают те же показатели по раннедокембрийским комплексам, перекрытым чехлом.

До середины 80-х годов изучение последних базировалось преимущественно на геофизических методах – комплексной интерпретации результатов аэромагнитной и гравиметрической съемок, а также сейсморазведки, давая информацию преимущественно о блоковой структуре фундамента и характере разрывных дислокаций. Что касается состава погруженного фундамента, то очень приблизительные представления о нем основывались на материалах по раннедокембрийским комплексам, выходящим на дневную поверхность, и единичным определениям буровыми геологами керна глубоких скважин (чаще всего на уровне названия породы) в пределах отдельных нефтегазоразведочных площадей.

Исключение составляла, пожалуй, лишь южная часть платформы (Иркутский амфитеатр). Здесь геологами ВостСибНИИГГиМС (Иркутск) осуществлялся систематический отбор и описание образцов керна фундамента из разведочных скважин. К сожалению, эти описания не публиковались и сохранились, вероятно, только в ВостСибНИИГГиМС в виде рабочих материалов.

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

С середины 80-х годов в СНИИГГиМС (Новосибирск) осуществляются специализированные работы по отбору и петрологическому изучению пород погребенного фундамента центральной и западной частей Сибирского крата. С этой целью проводились петрографические и петрохимические исследования (а иногда и другие виды исследований, включая микрозондовый анализ минералов и К-Аг датирование) керн глубоких скважин Непско-Ботуобинской, Байkitской, Анабарской и Сюгджерской нефтегазоносных областей с последующей статистической обработкой и сопоставлением с аналогичными данными по выходам фундамента на дневную поверхность. Результаты этих работ позволили в значительной степени уточнить тектоническое строение раннедокембрийских комплексов под осадочным чехлом [1,2] и, соответственно, составить карту структурно-формационных комплексов фундамента Байkitской антеклизы м-ба 1:1 000 000 (1988 г.), а также внести изменения и дополнения в тектоническую карту фундамента Сибирской платформы м-ба 1:2 500 000, выполненную в СНИИГГиМС (1991 г.) группой ученых под руководством М.П.Гришина и В.С.Суркова на основе комплексной интерпретации геофизических материалов.

В последнее время удалось не только провести аналогичное изучение образцов керн, скважин совсем недавно вскрывших фундамент на территории Байkitской антеклизы, но и получить интересные результаты Sm-Nd датировок образцов керн фундамента различных частей платформы (территории Якутии, Красноярского края, Иркутской области) из коллекции СНИИГГиМС. Эти датировки выполнялись (и продолжают выполняться, так как для анализа передано значительное количество образцов) в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) в рамках программы по проекту РФФИ. Полученные данные обнаруживают резкое "удревнение" по сравнению с выполненными нами ранее К-Аг определениями возраста тех же образцов, что неудивительно, учитывая диапазон применения и особенности каждого из использованных методов геохронометрии, а также степень и характер вторичных изменений проанализированных пород.

Для западной части платформы и, в частности, района Байkitской антеклизы, имеются также недавно выполненные в Красноярске Rb-Sr определения возраста фундамента, обнаруживающие хорошую сходимость с результатами Sm-Nd датирования образцов керн из скважин одной и той же разведочной площади [3]. Полученные для района Байkitской антеклизы данные позволяют сейчас совершенно определенно отнести вскрываемые на этой территории катаклазированные гранитоиды к раннедокембрийскому фундаменту, а не к интрузивному комплексу рифейской активизации [3] и сделать вывод о наличии в рифейское время в районе Байkitской антеклизы крупномасштабных блоковых движений при приоритете вертикальной составляющей. Эта проблема с середины 80-х годов и до сих пор являлась предметом острых дискуссий, особенно среди геологов-практиков, так как

она имеет прямое отношение к оптимизации геологоразведочных работ на нефть и газ.

Новые Sm-Nd датировки пород погребенного фундамента центральной части платформы (Якутия, Иркутская область), наряду с уже имеющимися в СНИИГГиМС результатами петрологического изучения керна (описания шлифов, данные химических анализов, статистические расчеты и т.д.) из тех же и многих других глубоких скважин, также дают основание для уточнения тектонической карты фундамента Сибирской платформы. Некоторые фактические материалы и варианты тектонических схем и карт фундамента имеются также и в ИГН ЯФ СО РАН, ВСЕГЕИ, Институте литосферы окраинных и внутренних морей РАН, ВостСибНИИГГиМС. Последняя такого рода схема структурно-тектонического районирования фундамента (для восточной части Сибирской платформы) выполнена в ИГ ЯФ СО РАН А.П. Смеловым с соавторами (1997 г.).

Но все имеющиеся схемы и карты не используют в полном объеме накопленные к настоящему времени данные, включая результаты интерпретации карт потенциальных полей, и характеризуются различными концептуальными подходами к составлению легенды и картированию раннедокембрийских образований под осадочным чехлом. В частности, принципиальные расхождения имеются в представлениях последователей традиционной линейно-блоковой и нуклеарной [4] концепций строения фундамента. Тем более представляются интересными попытка выработки компромиссной концепции при приоритете отражения максимума фактических данных, обсуждение и увязка накопленного материала всеми заинтересованными специалистами.

Следует отметить, что, в отличие от Русской платформы, образцы кристаллического фундамента из скважин Сибирской платформы представляют собой действительно уникальный материал, так как бурение до фундамента сейчас почти не ведется, а извлеченный в 70–80-х годах керн фундамента практически не сохранился в кернохранилищах; в лучшем случае он рассредоточен по нескольким геологическим организациям и отдельным исследователям раннего докембрия Восточной Сибири.

Продолжение специализированных работ по погребенному фундаменту Сибирского кратона, построение тектонической схемы, а затем и карты, максимально отражающей современное состояние изученности этого сложнейшего объекта, представляется очень интересной фундаментальной задачей, решение которой может иметь в ряде случаев большое практическое значение (как это видно на примере Байкитской антеклизы).

Литература

1. Старосельцев К.В. О вещественном составе фундамента восточной части Непско-Ботубинской нефтегазоносной области // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 18–24.

2. Старосельцев К.В. Стрoение фундамента центральной части Сибирской платформы. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1992. 24 с.

3. Старосельцев К.В., Ковач В.П. Проблемы геологии фундамента Байкитской НГО (Сибирская платформа) // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металлогенич. совещ. с участием иностранных специалистов 25–28 августа 1998 г. Иркутск, 1998. С. 165–166.

4. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука, 1990. 215 с.

Г.А.Стогний¹, В.В.Стогний²

Тектоническая расслоенность и магматизм Юго-востока Сибирского континента

На примере юго-восточной части Сибирского континента, включающей Алдано-Становой щит, Южное Верхоянье, Охотский массив и Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, можно проследить тектоническое развитие земной коры, особенности взаимосвязи магматизма, метаморфизма и геодинамики на разных уровнях литосферы, начиная с раннего архея.

Ведущим фактором, определяющим геодинамику и тектоническую эволюцию Сибирского континента, является реологическая и тектоническая расслоенность литосферы. Характер тектономагматических режимов докембрия и фанерозоя определялся преимущественно тепловым состоянием литосферы и ее реологическими свойствами, обусловившими формирование архейских кратонов, подвижных поясов в протерозое и фанерозое. Тектонические срывы на разных уровнях земной коры привели к смещению в разрезах покровов и чешуй, сложенных породами различного генезиса, формированию гетерогенных структурных планов верхней и нижней частей земной коры и верхней мантии. Данные процессы определили и зональность широко развитого мезозойского магматизма.

Структура юго-востока Сибирского континента сформирована тектономагматическими режимами раннеархейского (Алданский и Сунтар-Хаятинский кратоны), раннепротерозойского (подвижные пояса, сложенные мало-глубинными гранулитами), среднепалеозойского (Сетте-Дабанская рифтогенная система) и мезозой-кайнозойского (Становой подвижный пояс, складчатые структуры Южного Верхоянья, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) этапов. В последний этап, по мнению авторов, сформирована также структура Охотского массива. Блоки и чешуи, сложенные архейскими

¹ Институт геологических наук (ИГН) СО РАН, Якутск, Россия

² Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

гранулитами (Кухтуйский, Майский и другие выступы), осадочными породами верхнего протерозоя и палеозоя были выведены на поверхность по субмеридиональным разломам. Согласно Л.М.Натапову и Е.П.Сурмиловой [1], строение чешуй достаточно сложное, архейские гранулиты диафторированы, а осадочные часто катаклазированные породы превращены в кварц-хлоритовые, двуслюдяные и кварц-слюдистые сланцы.

Принадлежность раннедокембрийских пород Охотского массива к кристаллическому фундаменту Южного Верхоянья подчеркивает характер гравитационного поля региона. Охотский массив (террейн) как автономная тектоническая единица не находит отражения в материалах гравиметрической съемки и в плане соответствует южной части крупнейшего на Дальнем Востоке Сунтар-Хаятинского гравитационного минимума, отождествляемого с архейским кратоном [2]. По амплитуде и размерам Сунтар-Хаятинский гравитационный минимум сопоставим с гравитационной аномалией, создаваемой Каапвальским кратоном.

Региональные закономерности размещения и характер проявления мезозойских гранитоидов Юго-Востока Сибирского континента определяются прежде всего их приуроченностью к архейским кратонам либо к мезозойско-кайнозойским подвижным поясам. Распределение мезозойских гранитоидов в контурах архейских кратонов рассеянное. Массивы обычно представлены мелкими пластовыми телами либо штоками, нижняя расчетная кромка которых обычно составляет 5–6 км (Джелтулинский и Ломамский массивы). Мезозойский кислый магматизм Алданского кратона приурочен к гранитоидно-гейсовым куполам и, по-видимому, генетически связан с ними. Мезозойские гранитоиды Станового подвижного пояса, представленные крупными (до 60 км) массивами, образованы в процессе коллизии Сибирского континента и Амурской микроплиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы “Университеты России – фундаментальные исследования” (проект № 98-9-2434).

Литература

1. *Натапов Л.М., Сурмилова Е.П.* Позиция и природа Охотского массива // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 50–53.
2. *Стогний Г.А.* Модель глубинного строения Южного Верхоянья // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: Изд-во Якутск. ун-та. 1995. С. 37–39.

Магматизм и метаморфизм глубинных разломов восточной части Фенноскандинавского щита

В Карельском регионе, который расположен в восточной части Фенноскандинавского щита, на современную дневную поверхность выведены породы, прошедшие длительное развитие в глубинных условиях. Это дает возможность изучения разломов в срезах, обычно недоступных для наблюдений. Среди многочисленных разноплановых и разновозрастных разломов региона [1] четко выделяются нарушения, которые контролируются протяженными линейными зонами вулканических центров, интрузивных тел и даек, проявлениями метаморфизма, метасоматических изменений и рудогенных процессов. Все они имеют несомненную связь с глубинными горизонтами земной коры и верхней мантией и должны быть отнесены к глубинным разломам [2].

Самые древние достоверные глубинные разломы региона имеют позднеархейский (3.1–2.7 млрд лет) возраст. Хотя еще в волоcockой толще Водлозерского поднятия известны коматииты и базальты раннеархейского (3.4 млрд лет) возраста [3], что свидетельствует о наличии глубинных разломов. Позднеархейские нарушения трассируются линейно вытянутыми зеленокаменными поясами в раннеархейском гранито-гнейсовом основании [4]. Иногда, например, в Хаутаваарской структуре Южной Карелии, вулканические центры четко ложатся в линейную зону, длиной 50–60 км и шириной всего 5–6 км. Ряд разломов контролируется размещением тел позднеархейских (2.9–2.7 млрд лет) гранитов.

Выявление и изучение архейских глубинных разломов осложнено тем, что древние комплексы претерпели интенсивные наложенные деформации [1]. Большинство глубинных разломов региона раннепротерозойского (2.45–1.7 млрд лет) возраста. В самом начале протерозоя на границе Карельского кратона с Беломорской структурной зоной образовался Прибеломорский рифт СЗ простирания. Он контролирует в зоне, шириной до 30 км и протяженностью более 270 км, пространственное размещение сумийских кварцевых и плагиопорфилов, с возрастом 2.45 млрд лет. По отношению к этому рифту трансформным является Кармангский глубинный разлом, длиной более 50 км и шириной 6–7 км, который прослеживается в субмеридиональном направлении на западном берегу Пяозера по массивам гранитов нуоруненского типа [5]. Эти граниты являются комагматами сумийских кислых вулканитов.

¹ Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Открытие и залечивание трансформного разлома происходило одноактно, он трассируется только вытянутыми вдоль нарушения телами и жилами нуоруненских гранитов. Расстояния между массивами соразмерны с ними. Самый крупный, Кармангский массив, имеет размеры 6х11 км, его концы округлены. Контакты с вмещающими диоритами четкие, секущие. Новые тектонические подвижки в зоне Прибеломорского рифта привели к образованию более глубоких полостей, в которые внедрилась глубинная магма основного-ультраосновного состава. Олангский и Бураковский глубинные разломы СВ простирания трассируются по интрузивным телам расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий и также являются трансформными к рифту. Возраст этих массивов около 2.4 млрд лет. Одновременно с ними в Беломорской структурной области образовался Амбарнский глубинный разлом СЗ простирания, длиной более 280 км. Он проявился в виде глубинного пластического сдвига, к которому приурочены массивы лерцолитов-габбро-норитов. Глубинный разлом совпадает с осевой линией распространения самых крупных массивов и наиболее магнезиальных разновидностей габбро-норитов [6].

В глубокометаморфизованных сложноскладчатых гнейсах беломорской серии тела габбро-норитов со следами внутрикамерной дифференциации в зоне разлома локализованы в структурных ловушках, чаще всего, в замках складок. Иногда наблюдаются признаки высокотемпературного контактового метаморфизма на окружающие гнейсы. Ширина зоны разлома не превышает 7–8 км. Нарушение полностью пересекает Беломорский пояс и затухает в лопийских осадочно-вулканогенных породах Кичанской структуры, где зона нарушения имеет другое строение. Она состоит здесь из двух–трех субпараллельных крутопадающих полостей с апофизами, к которым приурочены многочисленные линейновытянутые тела и дайки габброноритов, мощностью от нескольких метров до 50–100 м и длиной до 1,5 км. Ширина зоны уменьшается до 1 км.

В это же время был заложен Кяткеваарский долгоживущий глубинный разлом в архейских таваярвских диоритах. Он представляет собой дайковый пояс северо-западного (300°) простирания. Дайки разного возраста, состава и ориентировки. Наиболее ранние дайки габбро-норитов достигают в длину 3 км и более при мощности до 100м. Они ориентированы параллельно разлому. В дальнейшем новые порции магмы поступали неоднократно, причем каждый раз открывались определенные системы трещин. Этот глубинный разлом сохранил свою активность в течение 400 млн лет.

Прибеломорская рифтогенная структура также продолжала развиваться. После перерыва, отмеченного существенным угловым и структурным несогласием, образованием кор выветривания, конгломератов на кислых эффузивах и на расслоенных массивах, возобновилась вулканическая деятельность, но магма была уже андезито-базальтового состава.

Кроме главного рифта, прослеживающегося от кряжа Ветреный Пояс через всю Северную Карелию и Финляндскую Лапландию до Норвегии (раннепротерозойский зеленокаменный пояс), определенная вулканическая деятельность проявилась на западной окраине Карельского кратона в районе Посно-Куусамо в Финляндии, в Центральной и Западной Карелии (районы Гирвас-Кумса, Сегозеро, Большозеро и др.) в СЗ зоне, параллельной главному рифту. Около 2.4 млрд лет назад образовался граничный глубинный разлом вокруг всего Карельского кратона. В дальнейшем он неоднократно был обновлен.

В интервале времени 2.3–2.0 млрд лет в регионе установился относительно спокойный режим общего погружения, осадконакопления и платформенного базальтового вулканизма. В основном обновлялись более ранние зоны нарушений: вдоль СВ границы Карельского кратона и в его центральной части, а впервые проявился вулканизм на ЮЗ окраине кратона [7].

Новый этап в развитии щита начался около 2 млрд лет назад, когда в результате интенсивных тектонических подвижек глубинные разломы достигли верхней мантии. В эти разломы устремилась высокомагнезиальная магма, главным образом вдоль границ Карельского кратона. На западной его границе формировались офиолиты Йормау и ультрамафиты Оутокумпу, на севере – Кукасозерский и Каменноозерский глубинные разломы, на северо-востоке – Еletzозерский разлом.

В это время, скорее всего, образовался рифт Ветреного Пояса, хотя полученные изотопные возрасты указывают на более древний возраст. В ходе Свекофеннской орогении (1.9–1.75 млрд лет) вдоль границ Карельского кратона образовалась зона пластического сдвига и раннепротерозойские породы испытали аномально высокий региональный метаморфизм, до условий эпидот-амфиболитовой фации с широким проявлением метасоматических изменений. В центральной части кратона метаморфизм не превышал зеленсланцевой фации. В Онежском синклинории образовались зоны глубинных нарушений с интенсивной метасоматической переработкой боковых пород. В этих разломах открыты месторождения U-V-благородно-металлических руд [8].

В рифе на севере Карелии образовалась Туугиярвская дайка, которая прослеживается с незначительными перерывами на 130 км. Лампроитовые дайки района Костомукши локализованы в зоне, длиной 30 км. В современном эрозионном срезе восточной части Фенноскандинавского щита глубинные разломы представляют собой узкие (первые километры) линейные зоны повышенной проницаемости и выделяются по многочисленным телам интрузивных пород и даек, реже по зонам проявления метаморфических изменений и рудогенных процессов. Это позволяет рекомендовать зоны глубинных разломов в раннедокембрийских комплексах для поисков полезных ископаемых.

1. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб. : Наука, 1991. 176 с.
2. Пейве А.В. Главнейшие типы глубинных разломов. Ст. первая: Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1956. № 1. С. 90-105.
3. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Находка коматинитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите// ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1441-1445.
4. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
5. Сыстра Ю.Й. Глубинные разломы Северной Карелии // Докембрий Северной Карелии. Петрология и тектоника. Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 1994. С. 203-213.
6. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л. : Наука, 1981. 216 с.
7. Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л. : Наука, 1979. 208 с.
8. Библина Т.В., Мельников Е.К., Савицкий А.В. О новом типе месторождений комплексных руд в Южной Карелии // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 6. С. 3-14.

П.М.Сычев¹

Магматизм глубинных процессов в островных дугах

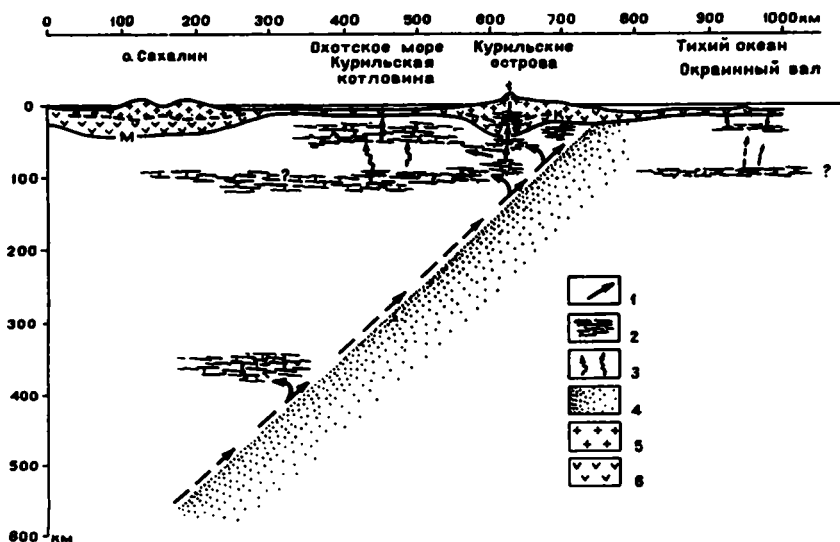
Природа глубинных процессов, протекающих в островных дугах, до сих пор представляет собой дискуссионную проблему. Основные трудности возникают при объяснении высокого теплового потока в котловинах окраинных морей, глубинной структуры и высоких температур в верхах мантии.

Согласно электромагнитным и сейсмологическим данным, слои высокой электропроводности и пониженных скоростей под котловинами окраинных морей наблюдаются уже на глубинах 30-40 км. Их удельная проводимость достигает 0,3-0,5 См/м, что подразумевает наличие жидкой фазы до 10% и более рассредоточенной в сети взаимосвязанных каналов. Геохимические данные свидетельствуют, что источником базальтов островных дуг являются пикритовые магмы на глубине 40-50 км, температура которых достигает 1600°C, т.е. превышает солидус сухого перидотита на 100-200°C. Под котловинами окраинных морей на тех же глубинах в качестве источника базальтов предполагаются также пикритовые магмы с температурой не менее 1400°C. Зоны высокой электропроводности, понижения скоростей и пониженной добротности существуют и на значительных глубинах (до 400-500 км), что также указывает на наличие расплавов и высоких температур.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

Изложенные выше данные трудно согласовать с моделями, в которых в качестве источника тепла принимаются фрикционное плавление, конвективные потоки либо подъем астеносферы или диапиров. Высокая температура источников магм уже на небольших глубинах требует быстрого переноса к ним тепла. Единственным механизмом, способным обеспечить столь быстрый перенос тепла, является инъекция с глубин не менее 350–400 км ультраосновной магмы, поднимающейся по механизму магморазрыва. Судя по последним данным, высокоскоростной наклонный слой возможно простирается до границы ядро–мантия. Если это так, то изначальным источником ультраосновных магм является переходный слой между ядром и мантией.

Общий сценарий глубинных процессов может выглядеть следующим образом (рисунок). Высокотемпературная магма, вследствие разницы плотностей с вмещающими породами, развивает избыточное давление на верхней границе слоя, что приводит к образованию трещин растяжения. При этом трещины при определенных условиях могут быть как вертикальными, так и наклонными. Быстро поднимаясь вверх, магма, достигнув уровня нейтральной плавучести, будет распространяться опять же по механизму магморазрыва в горизонтальном направлении.



Общий сценарий глубинных процессов

1 – пути движения «примитивных» ультраосновных расплавов; 2 – зоны инъекции; 3 – вторичные дифференциаты; 4 – уплотненный наклонный слой; 5 и 6 – коровые «гранитный» и «базальтовый» слой

Высокотемпературные магмы имеют низкую вязкость, составляющую всего около 2 П. Они обладают большим механическим воздействием на вмещающие породы и могут распространяться в латеральном направлении на многие сотни километров. Внедряясь на том или ином уровне, они приводят к частичному плавлению вмещающих пород. Это обстоятельство, а также продолжающаяся дифференциация самих высокотемпературных расплавов, приводит к образованию все более легких магм по мере подъема и перехода с одного уровня на другой.

Поскольку земная кора является фильтром для ультраосновных магм, а орогенные структуры в пределах активных окраин имеют также своеобразные «корни гор» в верхней мантии, то, достигнув примерно 40–50 км, пикритовые расплавы будут распространяться преимущественно под котловинами окраинных морей.

Высокоскоростной наклонный слой образуется в результате дифференциации поднимающихся высокотемпературных магм, когда тяжелые фракции оседают на нижней границе канала, а также в результате эффекта «зонной плавки».

Литература

1. *Sychov P.M., Soinov V.V., Veselov O.V.* Heat flow as indicator of the dynamics of deep Processes Occuring in marginal Seas and Island arcs of The NorthWestern Pacific // V. Cermak, L.Rubach (Eds). Terrestrial Heat Flow and The Lithosphere Structure. Springer-Verlog. Berlin, 1991. P. 264–282.

В.Г.Талицкий¹

К проблеме “коллизийного” магматизма (тектонифизический аспект)

Под “коллизийным” обычно понимается магматизм, проявляющийся в механической обстановке сжатия, являющегося следствием столкновения литосферных плит. В качестве примера проявления такого магматизма можно привести позднекайнозойские (миоцен-четвертичные) известково-щелочные вулканы, развитые в Кавказском регионе. Эти вулканы образовались на коллизийном этапе, вызванном столкновением Аравийской и Евразийской плит и по своим геохимическим характеристикам отличаются как от “субдукционных”, так и от “рифтогенных” [2].

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Проблема магматизма вообще, и “коллизийного” магматизма в частности, заключается в установлении причин плавления пород и определении условий транспортировки расплава к поверхности. Многие вопросы, связанные с этой проблемой, в общих чертах рассматривались Х.Йодером [1], однако обращение к магматизму, проявляющемуся в конкретной механической обстановке, требует более детального анализа. Для объяснения природы “коллизийного” магматизма используется ряд геофизических моделей, в которых в той или иной степени фигурируют неоднородности геологической среды, а также данные механических испытаний горных пород и результаты физических экспериментов на структурированных средах.

Результаты механических испытаний пород при различных P–T-условиях указывают на изменчивость реологии геосреды с глубиной, заключающуюся в постепенном переходе от хрупкого характера разрушения пород к их пластическому течению. При региональном сжатии такой системы в верхнем “хрупком” слое формируются разрывы типа взбросов, постепенно выполаживающиеся с глубиной, расщепляющиеся и переходящие в субгоризонтальные зоны локализованного (корни разрывов), а затем – однородного течения [3]. При перемещениях верхних жестких блоков по зонам пластичности, в последних возникают условия субгоризонтального сдвигового нагружения.

Если предположить, что зарождение магматических очагов происходит в зонах пластичности, в которых температура достаточна для плавления геоматериала, но оно блокируется литостатическим давлением, для объяснения причин плавления можно воспользоваться моделью А.А.Тена [6,7].

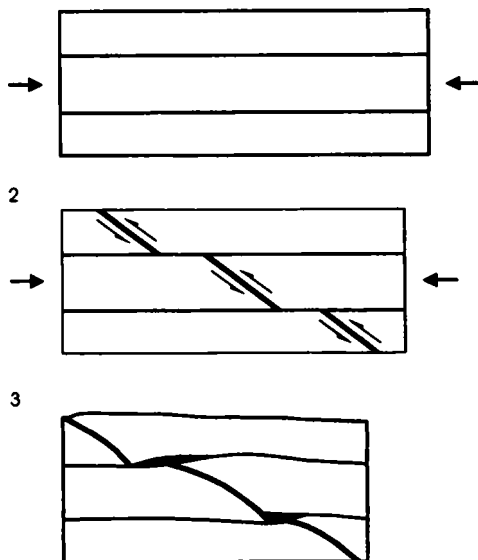
Эта модель была предложена для объяснения образования в условиях коры ультравысокобарических минеральных ассоциаций, но в ее рамках объясняются и эффекты локальной декомпрессии, способной вызвать плавление пород. Смысл модели заключается в математическом анализе сдвиговых движений в неоднородной по вязкости среде. Расчеты показали, что помещение в деформируемую сдвигом супервязкую жидкость неоднородностей, незначительно отличающихся по вязкости от вмещающей среды, вызывает возмущение поля давлений: генерацию локальных областей повышенного и пониженного (относительно литостатического) давлений. Если при этом в областях компрессии происходит уплотнение среды за счет метаморфизма или фазовых превращений, в областях декомпрессии могут создаваться условия для разуплотнения и плавления пород. При действии такого механизма решается “проблема пространства”, связанная с увеличением объема при плавлении.

Подъем расплава вверх до реологической зоны локализованного течения (корней разрывов) может осуществляться механизмами конвекции или “зонной плавки”, а далее – путем “перекачивания” магмы по разрывам, формирование которых сопровождается дилатансионными эффектами. Ме-

ханизм такого “перекачивания” можно объяснить с помощью экспериментов О.Рейнольдса, демонстрирующих дилатансионные эффекты [4].

В своих экспериментах О.Рейнольдс использовал эластичный мешок с дробью. Мешок соединялся трубкой с градуированным сосудом с водой. Перед началом эксперимента создавалась максимально плотная упаковка дробинок, после чего мешок сжимался между двумя штампами. С момента начала сжатия вода начинала перетекать из сосуда в мешок и перетекала с уменьшающейся скоростью, пока доступ воды в мешок не прекращался вовсе (деформация системы сопровождалась положительной дилатансией). В этот момент материал в мешке имел минимальную плотность.

При дальнейшей деформации вода перетекала из мешка в сосуд, т.е. материал в мешке начинал вновь уплотняться, отжимая воду (отрицательная дилатансия). В рассматриваемом случае можно предположить, что мешок с дробью моделирует зону разрыва, а сосуд с водой – магматическую камеру.



Последовательные стадии эксперимента

Формирование разрывов в “плотной” среде (начальная пористость которой не превышает 7,5% [5]) сопровождается положительной дилатансией, т.е. разрыхлением материала за счет образования трещин, заполняющихся расплавом. Однако разрыхление пород может происходить до некоторого предельного значения, после чего начинается их уплотнение. В результате структурного уплотнения пород магма отжимается вверх (в поле градиента

давлений) – к поверхности Земли, либо в промежуточные камеры, формирование которых, судя по результатам физических экспериментов, может происходить в местах пересечения разрывами поверхностей и зон расслоенности литосферы, как это показано на рисунке, воспроизводящем последовательные стадии одного из экспериментов.

Сменой эффектов положительной и отрицательной дилатансии, сопровождающей развитие магмопроводящих разрывов, может быть объяснена периодичность вулканических извержений.

В заключение следует отметить, что рассмотренные механизмы плавления пород и транспортировки расплава к поверхности обеспечиваются и поддерживаются динамикой среды, т.е. тектоническими движениями и деформациями, что отражает связь “коллизийного” магматизма с тектоникой и геодинамикой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64092).

Литература.

1. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 240 с.
2. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап в развитии Кавказа: Геодинамика и магматизм // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С.260–262 (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 1).
3. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28
4. Рейнер М. Деформация и течение. Введение в реологию. М.: Гостоптезиздат. 1963. 381 с.
5. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: “Недра”, 1992. 224 с.
6. Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // ДАН. 1993. Т. 328, № 3. С. 322–324.
7. Тен А.А. Численное моделирование сдвиговых деформаций неоднородных горных пород: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Новосибирск, 1997. 23 с.

Некоторые особенности размещения узлов позднеальпийского магматизма в структуре Центрального Кавказа и влияние магматизма на стиль позднеальпийской тектоники в разновозрастных комплексах

Большой Кавказ, в отличие от Малого Кавказа, характеризуется относительно нешироким проявлением позднеальпийского магматизма [1, 2]. Основные центры его расположены в полосе поперечного Транскавказского поднятия, образуя несколько вулканических районов, принадлежащих Эльбрусской, Грозненской и Казбекской вулканическим областям. Магматические центры всех вулканических районов расположены на пересечениях продольных (субширотного или ЗСЗ – «кавказского» – простириания) и поперечных (субмеридионального или СВ простириания) разломов, но имеют свои морфологические особенности, отражая различный уровень формирования магматического комплекса и различный уровень эрозионного среза.

Вулканические постройки формировались в условиях латерального растяжения (всестороннего или поперечного разломом, с которыми генетически связаны магматические центры) и вертикального сжатия. Гипабиссальные интрузии, в отличие от вулканических построек, указывают на их формирование в условиях интенсивного горизонтального сжатия продольных тектонических структур в сочетании с вертикальным или поперечным к сжатию горизонтальным растяжением. На уровне перехода гипабиссальных интрузий к наземным вулканическим постройкам происходит смена напряжений горизонтального сжатия напряжениями горизонтального растяжения.

Структурными исследованиями тектодинамической группы МГУ под руководством Л.М.Расцветаева [3,4] установлено, что на позднеальпийском этапе формирование структуры Большого Кавказа определялось субмеридиональным и СВ горизонтальным сжатием коллизионной обстановки. В этих условиях происходила и генерация преимущественно кислой магмы.

Появление магматических очагов и разуплотнение литосферы приводило к двум важным следствиям. С одной стороны, при возникновении магматического очага в некотором объеме литосферы происходит снятие тектонических напряжений и формирование гидростатически равновесной «капли» магмы, вокруг которой располагается зона аномально высокой пластичности. Пластическое вещество вблизи контакта с магматическим телом испы-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

тывает со стороны последнего сжатие. С другой стороны, продолжающееся тектоническое сжатие приводит к деформации «капли», ее расплющиванию, что сопровождается перераспределением вмещающих пород. Дефицит пространства компенсируется пластическим течением материала из зон максимального сжатия в зоны, относительно несжатые. Главным образом происходит отток материала в стороны от центральной части магматического тела как по горизонтали, так и по вертикали, и нагнетание выжатого материала вблизи концов формирующегося массива. В случае пологой кровли массива зоной интенсивного нагнетания материала служит область над этой кровлей. Несмотря на вертикальное сжатие со стороны массива, материал в этой зоне испытывает избыточное горизонтальное сжатие. В зонах нагнетания материал повышенной пластичности сминается в складки течения.

Процесс остывания очага и утолщения вокруг него холодной корки приводит к кристаллизации магмы, охрупчиванию вмещающих пород и их дальнейшему растрескиванию. Все это происходит в условиях того же поля напряжений, что и возникновение магматического очага. Вертикальное сжатие, вызванное оттоком вмещающих пород вдоль контакта вертикально вверх и «всплыванием» относительно более легкого вещества массива, вызывает формирование структур растяжения преимущественно двух основных направлений – продольного и поперечного к региональным структурам.

Эти структуры растяжения являются каналами для остаточных порций магмы. Исходная неоднородность тектонической структуры предопределяет усложнение структурного рисунка активных разрывов, их соподчиненность и проявление вдоль одних или других эффузивного или эксплозивного вулканизма, или развитие гипабиссальных малых интрузий.

Особенно активно процессы разрушения и формирования проницаемых вертикальных каналов происходят по граничным зонам крупных тектонических структур (Балкаро-Дигорское, Тебердинское, Шхарское, Адайхохское поднятия) на их пересечении с наиболее крупными поперечными или диагональными внутренними разрывами блоков.

Центром симметрии позднеальпийского магматизма на Центральном Кавказе является Эльбрус-Кюгенский район, от которого вдоль северной границы зоны Главного хребта, прослеживается ряд вулканоплутонических структур и на восток (Эльджуртинский массив, Чегемское вулканическое нагорье), и на запад (предполагаемый Верхнекубанский магматический центр).

Особенностью тектонических деформаций вблизи магматических тел является сонахождение структур высокой пластичности, формировавшихся в породах в момент возникновения магматического очага, с хрупкими структурами отрывного типа. Кроме того, деформации геологических объектов вблизи развивающихся магматических тел, в сочетании с реологической неоднородностью геологической среды и ее изначально сложной структурной делимостью, приводят к формированию контрастных деформационных

структур, указывающих на одновременное проявление полей напряжений с различной ориентировкой осей максимального сжатия и растяжения.

Литература

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 484 с.
2. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
3. Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96–106.
4. Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.

Ал.В.Тевелев, Арк.В.Тевелев¹

Сдвиговые магматические дуплексы

Идея о возможной компенсации сдвиговых движений синкинематическими магматическими телами появилась достаточно давно. Так, А.И.Суворов в работе, посвященной тектонике Спасской зоны Центрального Казахстана [1], отмечал наличие своеобразных зон растяжения вблизи сместителя сдвига, заполненных либо продуктами поверхностного разрушения пород, либо *магматическими телами*.

Модель сосдвиговых компенсационных магматитов была предложена заново в 80–90 годах, когда всерьез, на уровне деформационных и петрологических механизмов, были поставлены проблемы связи геометрии и петрологии магматических тел с динамикой их рамы.

Ее развитие оказалось важным по крайней мере в трех аспектах: 1) понимание обстановок локализации и контроля плановой формы присдвиговых магматических тел, а также их динамических связей с поверхностными осадочными и вулканическими комплексами; 2) естественное решение проблемы пространства для магматических массивов; 3) признание роли деформационной составляющей в эволюции интрузивных тел, в том числе в контроле распределения полезных компонентов.

Это работы о транстенсивных магмоподводящих каналах в зонах косой субдукции [11 и др.], исследования роли свободных перекрытий крупномасштабных Р-сколов во внедрении крупных магматических масс [10], ра-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

боты по механизмам внедрения разномасштабных интрузивных тел в сколо-вые зоны областей преимущественно чистого сдвига [2, 3 и др.], исследования динамики становления основных-ультраосновных массивов в континентальных рифт-трансформных системах [6, 9 и др.], а также работы по эволюции деформаций в присдвиговых магматических камерах [4, 12 и др.). Структурно-магматические образования, сформированные в условиях присдвигового растяжения, мы называем *сдвиговыми магматическими дуплексами*.

В моделях сдвиговых магматических дуплексов выстраивается весь эволюционный путь магматических тел – от мобилизации расплава в источнике до постмагматических петрологических и структурных трансформаций.

1. Очевидно, что прежде, чем расплав будет сегрегирован из рестита и выведен из источника, должны существовать и соответствующие силы, управляющие движением, и место, куда расплав может двигаться. Из-за анизотропии континентальной коры и девиаторных напряжений во время плавления сегрегация расплава начинается с формирования взаимосвязанной объемной сети расплавных каналов, так что источник становится пронизываемым. Расплав направляется, при градиенте давления, из рестита в сторону дилатантных областей [7], расположенных вполне определенным образом в самом источнике и окружающей его области, испытывающей сдвиго-раздвиговую деформацию. Поверхностным выражением этой деформации на начальном (предмагматическом) этапе развития зон присдвигового растяжения является формирование осадочных прогибов пулл-апартового типа, которое, как правило, продолжается недолго. В большинстве известных вулканотектонических депрессий отмечены базальные синтетектонические терригенные комплексы, образованные на начальном этапе развития СМД.

2. Режим присдвигового растяжения реализуется на разных уровнях земной коры разными механизмами – вязко-пластичным течением в нижних горизонтах и хрупким растаскиванием блоков в верхних, подобно рифтовому растяжению в модели Вернике [2, 9]. Граница вязкого и хрупкого деформационного поведения пород является корневой зоной листрических сбросов, ограничивающих приповерхностные структуры растяжения. Стандартная геометрия листрических сбросов вблизи указанной реологической границы такова, что при раздвигании ограниченных разрывами блоков здесь постоянно должны образовываться воронкообразные зоны зияния – потенциальные ловушки для инфильтрующихся в область пониженных давлений магматических расплавов.

Первоначальное магматическое заполнение слабопрогретых, почти плоских ловушек, отвечающих корневым зонам сбросов, формирует краевые серии; далее дайкообразные массивы эволюционирует в объемные тела, что, по структурным признакам, связывается с понижением давлений в раме магматической камеры [5]. В вулканических структурах постепенное опустошение камер, начинающееся сверху, приводит к возникновению антидромной вулканической серии и формированию вулканотектонической де-

прессии. Локальные магмоподводящие зоны, маркированные цепочками мелких жерловин и субвулканов, ориентированы, как правило, косо к основным. Разрывные каналы залечиваются застывающими расплавами с образованием единичных даек или (при длительном развитии) их роев, аналогичных комплексам параллельных даек. Латеральное выклинивание таких роев происходит в участках перехода отрывов в граничные сдвиги, причем обычно при развороте простирааний рой расщепляется.

3. При дальнейшем растяжении хорошо прогретой ловушки образуется постепенно увеличивающаяся камера, ступенчатая в профиле за счет вязкого скалывания отодвигающегося блока; заполнение камеры остается жидким или частично жидким в течение всего периода активного растяжения. Подобно большинству частных рифтовых впадин и пулл-апартовых бассейнов, многие камеры развиваются асимметрично, удлиняясь лишь в одну сторону, что особенно очевидно для случая многофазных массивов с последовательной латеральной миграцией фаз [8], однако отмечаются и другие способы заполнения камеры (центробежный, центростремительный и пр.).

Магматические комплексы с двумя и более инициальными магматическими центрами являются, вероятно, результатом слияния сопряженных присдвиговых структур, аналогично двух- или многоцентровым пулл-апартам. Заполнение магматической камеры связывается с активным ритмичным всасыванием порового расплава в область пониженных давлений расширяющейся магматической камеры, синхронным ритмике процесса растяжения. В кинематическом смысле такая камера аналогична пулл-апарту; ее эволюция приводит к формированию многофазного плутона гомотропного ряда.

Структурный контроль развития взаимосвязанных пулл-апартов и магматических образований (вулканических центров, вулканотектонических депрессий и камер интрузивов) приводит к тому, что сдвиговые магматические дуплексы имеют в плане форму параллелограмма, в котором диагональные к растяжению границы представлены трансферными сдвигами, а субмеридиональные границы – отрывами, а также разрывными или пластическими сбросами. В зависимости от соотношения амплитуд сдвигания и отстояния кулис, плановая форма дуплексов варьирует от поперечно-линейной (длинная сторона расположена по отрыву, а короткая – по сдвигу) до изометричной (стороны примерно одинаковы по длине) и далее к продольно-линейной (длинная сторона расположена по сдвигу, а короткая – по отрыву).

4. На завершающих этапах консолидации массивов динамическая обстановка в окрестностях магматической камеры модифицируется как за счет внутренних факторов, связанных с перераспределением напряжений в пространственной системе твердая фаза – остаточный расплав – газовый флюид, так и с изменением рисунка движений в разрывной сети, контролирующей локализацию камеры. Как и в аналогичных приповерхностных структу-

рах, обычно это приводит к смене локальных обстановок растяжения на обстановки сжатия и развитию соответствующих деформационных парагенезов. В простых случаях формируется молодые сколы, а также сопряженные с ними отрывы и частные зоны расщепления. В более сложных – интрузивные массивы испытывают интенсивную тектонизацию.

Расщепление и разгнейсование захватывает, как правило, эндо- и экзоконтактные части интрузивов, а также концентрируется в зонах контактов между различными фазами внедрения, т.е. на границах пород с различной реологией, вследствие чего в этих зонах породы различных фаз часто бывают тектонически перемешаны. Поверхности расщепления здесь часто гофрированы, смяты в мелкие асимметричные складки. На малых глубинах массивы выдавливаются в е р х , формируя конформные массивам купольные структуры во вмещающих породах, а в более глубинных условиях – г о р з о н т а л ь н о , раздавливая породы рамы на фронте перемещения.

5. Магматические тела, образующиеся в зонах глубинного присдвигового растяжения, могут первоначально находиться на значительном удалении от оси соответствующих приповерхностных структур, однако последовательное развитие этой системы приводит к пространственному сближению и даже совмещению поверхностных структур растяжения и магматических камер. В условиях общего утонения коры при растяжении, завершение формирования магматической камеры происходит на меньшей глубине и, соответственно, в более мягких Р–Т-условиях по сравнению с его началом; реактивация сдвиговых зон может привести к тектоническому откапыванию интрузивных массивов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, проекты №№ 96-05-65519 и 96-05-521

Литература

1. Суворов А.И. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы сдвиговой тектоники // Изв. АН СССР. 1963. Сер. геол. № 9. С. 46–60.
2. Тевелев Ал. В., Тевелев Арх. В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // ДАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 653–655.
3. Тевелев Ал. В., Тевелев Арх. В. Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов // Структурные парагенезы и их ансамбли: Материалы совещ. М.: ГЕОС. 1997. С. 175–177.
4. Хиари Абделькадер, Тевелев Арх. В. Связь формирования панафриканских плутонов гранитоидов Хоггара, Алжир, с разломами (на примере Тиунского массива) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 16–23.
5. Fowler T.J. Sheeted and bulbous pluton intrusion mechanisms of a small granitoid from southeastern Australia – Implications for dyke-to-pluton transformation during emplacement // Tectonophysics. 1994. Vol. 234, № 3. P. 197–215.
6. Quick J.E., Denlinger R.P. Ductile deformation and origin of layered gabbro in ophiolites // J. Geoph. Res. 1994. Vol. 98, № B8. P. 14015–14027.
7. Sawyer, E.W. Melt segregation in the continental crust // Geology. 1994. Vol. 22, no. 11. P. 1019–1022.

8. *Sutcliffe R.H.* Magma mixing in Late Archean tonalitic and mafic rocks of the Lac des Iles area, Western Superior Province // *Precambrian Research*. 1989. Vol. 44. P. 81–101.
9. *Tevelev Arc. V., Grokhovskaya T.L.* Dynamics of the Early Proterozoic PGE Provinces development in the Eastern Baltic Shield // *IGCP Project 336, Proceedings*. 1995. Duluth, MN. P. 101–104.
10. *Tikoff B., Teisier C.* Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges: A possible solution to the batholithic room problem // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 927–930.
11. *Tobish O.T., Gruden A.R.* Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc // *Geology*. 1995. Vol. 23, № 10. P. 941–944.
12. *Tommasi A., Vauchez A., Fernandes L.A.D.* Magma-Assisted Strain Localization in an Orogen Parallel Transcurrent Shear Zone of Southern Brazil // *Tectonics*. 1994. Vol. 13, № 2. P. 421–437.

Арк.В.Тевелев¹, Т.Л.Гроховская²

Тектонический режим становления раннепротерозойских расслоенных массивов Балтийского щита

В пределах восточной части Балтийского щита широко распространены разновозрастные (~2.45 млрд лет) расслоенные массивы основного–ультраосновного состава, имеющие много общего в строении и структурной обстановке формирования. Эти массивы (Мончегорский, Бураковский, Федорово-Панский, Луккулайсваара, Кивакка и др.) являются возрастными, петрологическими и/или структурными аналогами таких известных магматических комплексов, как Бушвелд, Великая Дайка, Стиллутотер, Лак Дезиль, в целом детально изученных в связи с их платиноносностью (Alapieti, Lahtinen, 1986; Brugman, Naldrett, Macdonald, 1989; Barns, et al., 1989, 1990; Gupta, Sutcliffe, 1990; Гроховская и др., 1988, 1992, 1996; и мн. др.).

Становление этих массивов традиционно связывается с процессами рифтогенеза в континентальной коре, консолидированной в позднем архее (Шарков, 1980), хотя в новейших континентальных рифтах подобные магматические комплексы не образуются. Не исключено, однако, что в раннем протерозое мантия и кора были более горячими, чем сегодня, так что структуры растяжения в “палеоконтинентальной” коре развивались скорее за счет спрединговых, нежели рифтинговых механизмов. О структурно-тектонических обстановках формирования рассматриваемых массивов можно судить

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

исходя из того, что плановое и глубинное строение многих из них поразительно напоминает строение развитых пулл-апартов. Латеральные ограничения массивов представлены разрывами с выявленной, предполагаемой или достаточно вероятной сдвиговой кинематикой.

Так, известный Мончегорский массив расположен в самой южной части синрифтовой сдвиговой зоны (трансформы), соединяющей Имандровский и Печенгский сегменты рифтовой системы Печенга–Имандра–Варзуга. Около 20 расслоенных интрузивов Северо-Карельской рифтовой системы образуют несколько групп сближенных (иногда эшелонированных) массивов общей северо-восточной ориентировки, связанных сдвигами северо-западного до субмеридионального простирания, и представляющих собой реликт ранне-протерозойской системы коротких рифтовых зон и трансформ (Tevelev, Grokhovskaya, 1995) и т.д. Интрузивные массивы, связанные с единой сдвиговой зоной, имеют, как правило, близкие (по простиранию сдвига) плановые размеры, возможно соответствующие амплитуде сдвиговых движений. Многие из рассматриваемых массивов ассоциируют с сумийскими депрессиями, выполненными маломощными осадочными и вулканическими породами, которые могут рассматриваться как поверхностные прединтрузивные пулл-апараты. Магматические камеры массивов формировались в обстановке локального растяжения: 1) в системах активных рифтинговых (спрединговых) центров и трансформ; 2) пассивной трансенсии в зонах кулисного перекрытия региональных сдвигов; 3) общего растяжения в областях горячих точек. Динамические условия инициации и последующей эволюции магматических камер заметным образом отражаются на облике и строении массивов – вплоть до распределения и видового состава платинометаллической минерализации.

1. Магматические массивы систем коротких трансформ – длинных рифтов:

крупные полнодифференцированные массивы, с преимущественно рифовыми зонами малосульфидной ЭПГ-минерализации (*Федорово-Панские массивы*), либо с развитием ЭПГ-оруденения нескольких типов - хромитового, малосульфидного, титаномагнетитового (*Бураковский массив*).

2. Магматические массивы коротких рифтов – длинных трансформ:

трансенсивные массивы быстрого раскрытия с однократным заполнением магматической камеры, относительно быстрым застыванием, потолевым типом критических зон и крайне разнообразной ЭПГ минерализацией (*Луккулайсваара, Кивакка, Пеникат, Лакдез-Иль и пр.*).

3. Магматические массивы внутренних углов рифт-трансформных систем:

трансенсивные массивы длительного развития, с множественным заполнением магматических камер подпруживания как вертикальными, так и латеральными потоками, длительным уравниванием магматических и постмагматических образований, критическими зонами рифового типа, или

переходными к потолевым, с относительно обедненными ассоциациями платинометаллических минералов (*Мончегорск-Мончегондр*).

4. Малые присдвиговые магматические массивы областей горячих точек:

Хорошо прогретые камеры растяжения с длительным заполнением из малоглубинных источников и длительной тепловой историей, переработанными (в том числе метаморфически) и переуравновешенными МПМ ассоциациями (*массив горы Генеральской, Карикъявр и др.*).

Особенности строения и развития массивов удовлетворительно согласуются с моделью длительно расширяющейся магматической камеры, которая локализуется вблизи глубинной границы пород с вязким и хрупким деформационным поведением и механическая эволюция которой контролируется пассивным или активным присдвиговым растяжением вмещающих камеру комплексов. Деформационная составляющая модифицирует, а в некоторых случаях принципиально меняет содержание фоновых петролого-геохимических процессов, постулируемых кумулюсной теорией для стационарных замкнутых камер расслоенных массивов (Wager, Deer, 1939. и др.). Ее современный вариант предполагает образование расслоенных серий "in situ" в продвигающейся зоне кристаллизации, которая, в зависимости от реальных условий, формируется и "снизу вверх", и "сверху вниз", и от краев к центру камеры (McBirney, 1979, 1989; Sawthorn, McCarty, 1980, 1985; Marsh, 1989; Sparks, 1985). Объемная конфигурация зоны кристаллизации, скорость и направление ее продвижения в значительной мере зависят от степени досолидусной дифференциации внутрикамерного расплава, температурных градиентов и геометрии камеры (Langmuir, 1989, 1990; Nielsen, 1992; и др.). Эти обстоятельства являются решающими для понимания реальной истории расслоенных массивов, поскольку рассматриваемые магматические камеры присдвигового растяжения по определению *меняют геометрию* в течение всего времени консолидации массивов.

Как и большая часть рифтовых впадин и пулл-апартовых бассейнов, камеры обычно развиваются асимметрично, удлиняясь лишь в одну сторону. Магматические комплексы с двумя и более инициальными магматическими центрами, типа массива Лак Дезиль, являются, скорее всего, результатом объединения сопряженных присдвиговых структур, аналогичных двух- или многоцентровым пулл-апартам. На завершающих этапах консолидации массивов динамическая обстановка в их окрестностях модифицируется как за счет внутренних факторов, связанных с перераспределением напряжений в пространственной системе твердая фаза – остаточный расплав – газовый флюид, так и с изменением рисунков движений в разрывной сети, контролирующей геометрию камеры. Это приводит к чередованию локальных обстановок растяжения и сжатия и развитию соответствующих позднемагматических и постмагматических деформационных парагенезов, в огромной степени влияющих на финальные процессы перераспределения полезных компонентов в массивах.

Предложенная модель позволяет с единых позиций интерпретировать многие особенности расслоенных массивов, и из нее, естественно, вытекает ряд следствий, в том числе хорошо изученных в природных объектах.

1. В массивах этого типа может не обнаруживаться коровой контаминации и закалочных зон во вмещающих породах, так как пространство для интрузирующего расплава образуется за счет блокового растаскивания пород его рамы.

2. Латеральные размеры образующегося интрузива соизмеримы с амплитудой растяжения (и, соответственно, сдвига) во вмещающей его структуре.

3. Время формирования магматической камеры соизмеримо со временем активного растяжения.

4. Поскольку движения по сдвиговым зонам всегда нелинейны и сочетают этапы крипа, покоя и резких подвижек, частично зависимые от них внутрикамерные Р–Т-условия также будут меняться во времени нелинейно, и это может быть одним из механизмов магматической расслоенности.

5. Жидкостно-кристаллические смеси на фронте солидификации могут при резких подвижках проявлять тиксотропное поведение (флюидизироваться) с образованием характерных магматических текстур и сбросом ЭПГ из флюидных носителей.

6. Некоторые тела микрозернистых пород – концентраторов ЭПГ в этих массивах, могут быть продуктом быстрого застывания тектонически переплавленных первичных пород; этот же процесс может быть одним из возможных источников поздних флюидов.

7. Утонения коры при растяжении приводит к тому, что завершение формирования магматической камеры происходит на меньшей глубине и, соответственно, в более мягких Р–Т-условиях по сравнению с его началом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 96-05-65521 и 98-05- 64538

Структурно-вещественная эволюция глубинных пород при их выдвигении в верхние уровни земной коры (на примере Лапландско-Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит)

Важнейшим геотектоническим событием в эволюции Лапландско-Беломорского подвижного пояса (ЛБПП) была эксгумация глубокометаморфизованных пород в раннем протерозое. Без расшифровки событий этого этапа, структурные реконструкции более древних дислокаций не имеют смысла, так как с подъемом глубинных пород связаны структурные и вещественные преобразования в значительной мере определившие современный облик щита. Возраст этих событий $1,8 \pm 0,5$ млрд лет.

На этом рубеже шло окончательное формирование Лапландских гранулитовых покровов, протерозойских зеленокаменных трогов, субгоризонтальной делимости беломорид. Разнообразные метасоматиты: кианитовые сланцы, корунд- и гранатсодержащие породы, кислые гранулиты, основная масса "ржавых гнейсов" Беломорья, а также редкометалльные, керамические и слюдоносные пегматиты, были образованы в этот период.

Синхронно с ними в близповерхностных условиях кристаллизовались дациты Порьиташского массива, граниты Наттанен, щелочные интрузии Гремяха-Вырмес и Елетьозерский, лампрофиры Порьей губы и Южной Печенги. Так как эта структурная перестройка была последней и наиболее сильной, ее следы хорошо видны на аэро- и космоснимках. Данные по термобарометрии и геохронологии указывают на то, что породы ЛБПП и его ближайшего окружения, до рубежа 1,8 млрд лет находились на глубинах от 15 до 25 км. Затем все эти комплексы были достаточно быстро выведены в верхние уровни земной коры. Свидетельством этого выдвигения являются различные метасоматиты и пегматиты, формирование которых началось при температурах 600–650°C, а заканчивалось при 200°C, а, возможно, и ниже.

Осадочные образования позднего протерозоя с конгломератами глубинных пород известны на Кольском полуострове и в Северной Норвегии, где они залегают на том же эрозионном срезе, который обнажается и в настоящее время. Если считать, что эти комплексы были подняты за счет эрозии вышележащих образований, то необходима денудация 20 км разреза, что с учетом современной площади распространения этих образований (135 тыс км²) составит 2 млн 700 тыс. км³ осадков. Анализ возможных бассейнов на-

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ)РАН, Москва, Россия

копления этих отложений на Русской плите показывает, что ими могут быть только рифейские авлакогены.

Однако объем ближайших к Балтийскому щиту структур не превышает 150 тыс. км³. Это несоизмеримо с объемами предполагаемого смыва, кроме того, часть авлакогенов заполнена вулканитами и хемогенными образованиями. Никаких зон субдукции вблизи восточной части Балтийского щита, куда могли быть погружены эти осадки, не известно. Таким образом, появление на поверхности этих пород за счет эрозии маловероятно. Нужен принципиально другой механизм вывода глубинных пород к поверхности.

Проблема вывода глубинных пород всегда волновала исследователей, но в большинстве случаев она была далека от решения. Одно время была популярна идея о том, что в докембрии сила тяжести была большей и давления порядка 7–10 кбар, характерные для низов земной коры, могли достигаться на значительно меньших глубинах. Другие исследователи допускали возможность увеличения давления за счет стресса или аномального флюидного давления и, таким образом, не было необходимости погружать породы на большие глубины. Однако эти гипотезы не выдержали критики.

Сейчас разрабатываются две геотектонические гипотезы, объясняющие появление глубинных пород на поверхности. Первая – диапировая модель, развивается в работах Л.Л.Перчука. Согласно этой модели, глубинные разуплотненные массы всплывают к поверхности по законам гидродинамики. Так, природа Лапландского пояса и вихреподобной структуры Инари довольно логично объясняются механизмом всплывания и некоторого закручивания коромантийного диапира.

В настоящее время большинство исследователей, увлекшись идеями тектоники плит, структуру Инари не замечают или придают ей совершенно другое значение. Так, часто выделяется жесткий кратон Инари, который и выдавил Лапландские гранулиты. Однако еще с работ К.Мерилейнинена, ставилось под сомнение существование в раннем протерозое жесткого массива Инари. Согласно диапировой модели, формирование гранитного массива Наттанен в центре структуры Инари не являлось причиной Лапландских надвигов, а было следствием эволюции коромантийного поднятия в гигантской сдвиговой зоне.

Одним из парадоксов Лапландского пояса являются щелочные граниты, которые встречаются в основании покровов, а по геохимическим параметрам подобны гранитам рапакиви и, соответственно, относятся к А-типу. Граниты А-типа характеризуются тем, что образуются над участками возбужденной мантии, в обстановке рифтообразования. Это также указывает на то, что Лапландский пояс – структура не коллизионная, а в большей мере обязана своим происхождением глубинному поднятию, которое в других местах предопределяет развитие активных рифтов.

Вторая модель вывода глубинных пород – это формирование комплексов метаморфических ядер кордильерского типа в обстановке крупномас-

штабного растяжения, контролируемого пологими сбросами (Wernike, 1985). Именно эта модель приемлема для объяснения структуры беломорского комплекса. Если идеи диапиро-надвиговой природы для Лапландского пояса не новы и, так или иначе, уже обсуждаются больше десяти лет, то модель образования беломорид в условиях растяжения представлена впервые.

Действительно, вся современная литература по этому вопросу трактует образование беломорид как структуру сжатия между двумя жесткими массивами. Однако даже сами авторы этих идей указывают, что более или менее жесткие блоки сформировались в протерозое, а вот в архее их следов нет. Но если обратиться к структурной схеме, которая отвечает заключительному этапу дислокаций, то со всей очевидностью видно, что нет как таковой структуры фронтального сжатия.

Есть гигантские сдвиговые зоны с насаженными на них протерозойскими трогами, представленными односторонними моноклиналями и преимущественно выполненными вулканитами. Кольцевые структуры в беломоридах, также нельзя объяснить обстановкой фронтального сжатия. Для беломорского комплекса характерны субгоризонтальные залегания, поэтому сейчас развиваются идеи его надвигового строения, согласно которым, ранее выделенные стратифицированные комплексы трактуются как покровы. В качестве доказательств приводятся данные о пологих тектонических зонах и залеганиях более древних пород на молодых.

Особенностью беломорского комплекса является наличие огромного количества магматических тел основного состава размером от первых метров до первых десятков километров. Их друзитовая структура указывает на то, что породы кристаллизовались и претерпели метаморфические преобразования на глубинах около 25 км. По составу друзиты близки к породам расслоенных интрузий и имеют один и тот же возраст – 2,45 млрд лет. На диаграммах La/Sm, друзиты и породы расслоенных интрузий попадают в одно поле, которое отвечает метасоматически обогащенной мантии.

Идеи о том, что расслоенные интрузии маркируют участки возбужденной мантии уже ранее обсуждались (Балашов и др., 1990). Когда же говорят о структурных соотношениях этих комплексов, обычно высказывается мнение, что друзиты маркируют центральную часть ареола раннепротерозойского магматизма (Шарков и др., 1998), что соответствует современному расположению этих образований. До рубежа 1,8 млрд лет беломориды были на глубинах более 20 км, а затем весь пояс длиной 600 км был выдвинут на один эрозионный уровень.

Вывод глубинных пород можно осуществить или просто поднятием всего блока или по системе пологих литрических надвигов – в обоих случаях образуется огромное количество конгломератов, которых нет в природе. Поэтому наиболее вероятным механизмом вывода беломорид к поверхности является субгоризонтальное растекание верхней коры т.е. формирование метаморфических ядер кордильерского типа. До рубежа 1,8 млрд лет бело-

морского блока не было, и на этом месте на поверхности располагались раннепротерозойские трюги, приуроченные к сдвиговым зонам, и расслоенные интрузии. Валообразное коромантийное поднятие предопределило формирование пологих сбросов, которые и контролировали расползание верхних горизонтов и вывод глубинных пород к поверхности. Вывод гранулитов к поверхности осуществлялся за счет выдавливания пластичных масс в пологие тектонические зоны, при этом по их периферии формировались различные по составу гранатсодержащие метасоматиты.

Характерными структурами беломорид являются лежащие складки, ранее генезис их объяснялся положением в основании гранулитовых покровов, где они образовывались за счет латерального давления. Однако их формирование можно связывать и с обстановкой регионального растяжения, когда на отдельных участках, особенно в сдвиговых зонах, создаются повышенные давления, которые и реализуются в локальные надвиги.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 97-05-65083.

И.В.Тиблов¹

Позднемезозойские проградационные прогибы Чукотки

Работы последнего десятилетия по составлению опорных легенд выявили проградационную природу позднемезозойских прогибов региона [1]. Полученные материалы свидетельствуют о гораздо более широком развитии позднемезозойских (поздняя юра – валанжин) отложений, выделяемых в настоящее время в объеме фаунистически охарактеризованных и немых (в отношении макроскопической фауны) отложений мырговаамской серии.

Одним из основных показаний на проградационную природу позднемезозойских прогибов региона является резкое несоответствие больших стратиграфических мощностей слагающих их отложений (до 7–8 км и более), залегающих моноκлиально, и сравнительно малой вертикальной мощности прогиба, оцениваемой по геофизическим данным (1–3 км, редко более). Наиболее ярко это проявляется для позднемезозойских прогибов на поднятых блоках дорифейского фундамента.

Рассматриваемые прогибы отличаются широким разнообразием особенностей литологического состава и характера наслоения. Терригенные, известково-терригенные, вулканогенно-терригенные, до вулканогенно-кремен-

¹ Чаунское горно-геологическое предприятие, Певек, Россия

нистых, отложения в них слагают толщи от существенно сланцево-алевролитовых до преимущественно песчаниковых при широком развитии толщ флишоидного характера. Типично сосуществование толщ сравнительно простого характера наложения и толщ со сложной, преимущественно конволютной слоистостью.

Как отмечено выше, весьма продолжительное время немые отложения мырговаамской серии принимались за отложения девона, карбона и триаса. Ирония геологического познания проявилась в том, что первые находки триасовой фауны на восточном побережье Чаунской губы [2] были сделаны, как выяснилось, в крупных олистолитах нория мощного немого разреза отложений мырговаамской серии. Аналогичным образом к палеозойскому возрасту были отнесены немые отложения мырговаамской серии в пределах центральной и восточной частей Куульского блока [3]. И здесь обоснованием для этого послужила фауна из олистолитов палеозойских известняков, принимаемых за линзовидные тела, залегающие *in situ*.

Отложения проградационных прогибов испытали мощнейшие процессы постседиментационного (протоорогенного) литоморфного метасоматоза, сформировавшего окончательный состав и облик слагающих их пород [4]. Принципиально важно, что в ходе метасоматических преобразований новообразованные ансамбли породообразующих минералов формировались неоднородно. Крайние формы процесса представлены, с одной стороны, существенно избирательным метасоматозом, с формированием псевдоморфоз по праобломочному материалу; с другой – это метасоматоз с полным стиранием структурно-тестурных особенностей замещаемого протолита. Ярким примером является формирование грубых метапесчаников по исходно алевропелитовым породам. Отсюда нередкие трудности с литостратиграфией отложений проградационных прогибов, когда наблюдаемая на АФС и аэровизуально праслоистость дискордантна границам выделяющихся литологических толщ. Этим же, как представляется, обусловлено и наличие пересечений литостратиграфических и биостратиграфических границ в позднемезозойских образованиях Чукотки [5].

Образования проградационных прогибов имеют обычно тектонические ограничения. При этом они либо выделяются в виде тектонических покровов [6], либо слагают автохтон (параавтохтон ?) в крупных надвиговых структурах, аллохтон в которых представлен триасовыми отложениями.

Особый интерес в проградационных прогибах представляют зоны смятия. Здесь дислокационный метаморфизм проявлен строго избирательно по плоскостям наложения, слоистости и слоеватости в сложно- и конволютнослоистых толщах. Структуры смятия и рассланцевания, по существу, отвечают селективному тектоническому “расплющиванию” пелитовых и алевропелитовых фаций и выражают не наложенные тектонические деформации, а праседиментационные структуры. Детальные петрографические наблюде-

ния позволяют установить, что динамометаморфизм предшествует процессам литоморфного метасоматоза [1].

Олистолиты позднемезозойских проградационных прогибов представлены терригенными образованиями позднего триаса (преимущественно нория) и известняками палеозоя. Собственно фауна известняков олистолитовых “линз” и послужила обоснованием для выделения палеозойских отложений Куульского блока. Сравнительный анализ особенностей вещественного состава и ископаемой фауны не оставляет сомнений в том, что олистолиты триаса и палеозоя происходят из “подстилающих” отложений.

Выявленные особенности геологии и литологии склоняют к предположению, что проградационные прогибы в структурах со зрелой континентальной корой и сравнительно небольшим осадочным слоем формируются путем переотложения пород осадочного чехла *in situ*. Механизм этого процесса неясен, но наиболее вероятным представляется разложение пород осадочного чехла (вплоть до дисперсного состояния) под действием восходящих ювенильных флюидов.

Поступательно перемещающийся проградационный прогиб при этом должен состоять из трех сопряженно функционирующих зон. Это фронтальная зона активного разложения и денудации пород “замещаемого” субстрата, зона осадконакопления и тыловая зона, характеризующаяся воздыманием, формированием основных черт орогенного рельефа и проявлением процессов протоорогенного метаморфизма [1]. При подобном механизме осадконакопления становится понятным, куда “исчезают” отложения предшествующих циклов осадконакопления, на которые не остается геологического пространства между кристаллическим фундаментом и перекрывающими их отложениями проградационных прогибов. Олистолиты в отложениях проградационных прогибов представляют собой реликты “замещенного” субстрата, а не принесенные откуда-то отторженцы.

Устанавливаются структуры с неоднократным проявлением проградационного замещения. Так, на Куульском блоке, кроме отложений позднемезозойского проградационного прогиба, по указанному механизму формировались, очевидно, толщи позднепалеозойского и поздне триасового (норий) возраста, в которых работами последних лет установлено наличие олистолитов.

Современное состояние изученности геологии проградационных прогибов позволяет “положить” их в ряд по “полноте–неполноте” проградационного замещения. В этом ряду на одном краю находятся прогибы высокой полноты замещения, в отложениях которых олистолиты отсутствуют; далее следуют прогибы с олистостомовыми толщами и завершается этот ряд так называемыми прерывистыми проградационными прогибами (прогибы прерывистой проградации). В случае последних среди проградационных образований появляются геологически значимые блоки “незамещенных” отложений. Под плейт-тектоническим углом зрения подобные “остаточные” блоки (реликтовые геоблоки) могут рассматриваться как типичные переме-

щенные террейны, поскольку они “выпадают” из нормальной геологической картины.

При полнопроявленном проградационном замещении (без олистолитов и реликтовых геоблоков) не остается практически никаких геологических следов проявления подобных процессов, а в случае неоднократного проявления прогибов прерывистой проградации формируются зоны, геологический облик которых может совершенно успешно трактоваться в плитотектонических моделях.

Проградационные прогибы фиксируют специфические геодинамические (термодинамические) структуры планетарной детерминированной термодинамической системы [7]. Проявление их отвечает эпохам активных деструктивных процессов на континентальных блоках Земли.

Литература

1. *Тиблов И.В.* Некоторые общие проблемы геологии мезозойских Чукотки // Закономерности эволюции земной коры: Тез. докл. С-Пб. 1996. С. 107.
2. *Тихомиров Н.И., Андрианов А.В., Кипарисова Л.В.* О нахождении морского триаса в районе Чаунской губы // Проблемы Арктики. 1939. № 1.
3. Геология СССР. Т.30.1970. Северо-Восток СССР. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 547 с.
4. *Тиблов И.В.* О метаморфогенном генезисе обломочного материала осадочных пород Чукотки // Закономерности эволюции земной коры. Тез. докл. С-Пб.: 1996. С. 108.
5. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
6. *Баранов М.А.* Покровная тектоника Мырговаамской “впадины” (северо-запад Центральной Чукотки) // Тихоокеан. геология, 1997. Т. 14, № 3. С. 17–22.
7. *Тиблов И.В.* О термодинамической парадигме эндогенных процессов // Самоорганизация природных и социальных систем: Тез. докл. Алма-Ата: Гылым, 1995. С. 62–63.

И.В.Тиблов¹

Системный анализ позднемезозойских эндогенных образований Центральной Чукотки

Разновозрастные плутонические комплексы позднего мезозоя проявляют признаки системной природы, что позволяет рассматривать их как геологическое выражение структурно-петрологических систем [1, 2]. Последние выражаются наличием сложных взаимосвязей вещественно-петрологических особенностей в телах рассматриваемых комплексов

¹ Чаунское горно-геологическое предприятие, Певек, Россия

(вариации состава, степень дискретности фаций, петрографические и петрохимические характеристики и пр.) с их структурными характеристиками (параметры, морфология, простота – сложность внутренней структуры, степень градиентности внутренних границ и пр.). Устанавливается иерархическая организация тел комплексов и ряд других системных признаков.

При обсуждении широкого круга вопросов эндогенеза региона необходимо иметь в виду такое важное положение его геологии, как древность рельефа [3,4, из чего следует, что все позднемезозойские эндогенные образования вне зависимости от утвердившихся представлений об их генезисе формируются в единообразных близповерхностных условиях. Не менее важно и положение о сугубо автохтонной природе плутонических комплексов позднего мезозоя Центральной Чукотки [1,2]. Очевидно, что в подобных геологических "рамках" плутонические образования могут формироваться только в модели замещения *in situ* под действием восходящих ювенильных флюидов. Системная природа плутонических комплексов укладывается в представления о формировании эндогенных образований в рамках термодинамической парадигмы (ТП). Последняя была предложена [5,6] на базе современных представлений о термодинамике неравновесных (открытых) систем (известные работы И.Пригожина и его школы и последователей), синергетике, волновой природе геодинамических (геомеханических) напряжений и общей теории систем [8]. Наблюдаемое разнообразие эндогенных образований, согласно ТП, выражает устойчивые неоднородности (структуру) детерминированной термодинамической системы (ДТС), глубинные источники энергии которой располагаются в околоядерных геосферах Земли.

Основным фактором формирования структуры ДТС является стационарно - неоднородный характер поля геомеханических напряжений с разноранжескими и разнотипными зонами преобладающего сжатия и растяжения [9]. Это предопределяет существенно неоднородное распределение потоков ювенильных флюидов и значимые различия Р-Т- и физикохимических условий эндогенеза в приповерхностных зонах земной коры. Раннемеловые гранитоидные массивы (чукотский гранитоидный комплекс) выстраиваются, в целом, в ряд структурно-петрологических типов (СПТ), отражающих степень "жесткости" структур ДТС. Наиболее "жесткой" структуре отвечают массивы - С - сравнительно небольшие штокообразные тела с дисгармоничной палеокровлей, контрастными фациями с высокоградиентными границами. Наименее "жестким" в геодинамическом плане структурам отвечают массивы - Р - крупные плитообразные тела со сравнительно гармоничной палеокровлей, неконтрастными фациями с преимущественно низкоградиентными границами.

Позднемеловые малые интрузии ичувеевского комплекса, группирующиеся в систему разнотипных дайковых поясов, слагают ряд структурно-петрологических серий (СПС) малых интрузий, ареально обособляющихся внутри дайковых поясов и выражающих геодинамическую структуру ДТС.

В частности, различаются (по преобладающему составу): лампрофировая, базальтовая, "дифференцированная" (широкого разнообразия), гранитоидная и ультрабазитовая (слабо проявленная) СПС. С преобладающим составом в выделяющих СПС отчетливо коррелируются и структурно-морфологические особенности слагающего их "ансамбля" тел.

Анализ взаимоотношений разновозрастных структурно-петрологических систем при их несомненных различиях выявляет существенные черты единства. Новообразованный "билатеральный" (в симметричном смысле) структурный план позднемеловой системы формируется в явном эволюционном единстве с ранее проявленным "центральным" планом раннемеловой системы, что можно показать в особенностях изменения вещественных и структурных характеристик СПС, "проходящих" сквозь гранитоидные тела.

Изложенное укладывается в рамки представлений о эволюционно-консервативном характере развития эндогенных систем в континентальной земной коре.

Литература

1. *Тиблов И.В.* Детерминированный геолого-геодинамический полиморфизм раннемеловых гранитоидных массивов Чукотки (Центральная Чукотка) // Формационная принадлежность и фации изверженных пород Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1991. С. 142–151.
2. *Тиблов И.В.* О термодинамической парадигме петрогенезиса // Магматизм и геодинамика. Кн. 3: Петрология, геохимия, эксперимент и физико-химическое моделирование: Тез. докл. Уфа, 1995. С. 131–132.
3. *Бегунов С.Ф., Ларионов Я.С.* и др. Возраст рельефа Чукотки // Геоморфология. 1983. № 1. С. 58–63.
4. *Тиблов И.В.* О системном единстве структур рельефа эндогенных образований // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ. 1997. С. 335–351.
5. *Тиблов И.В.* Термодинамическая парадигма гидротермального метаморфизма // Теория минералогии. Т. 2: Тез. докл. Сыктывкар. 1991. С. 19–20.
6. *Тиблов И.В.* К термодинамике гидротермального рудогенеза (по материалам исследований Центральной Чукотки) // Проблемы рудно-формационного анализа и поисковой минералогии на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ, 1994. С. 55–65.
7. *Бертаманфи Л.* Общая теория систем – обзор проблем и результатов // Системные исследования. М.: Наука, 1969. С. 30–54.
8. *Шафрановский И.И., Плотников Л.М.* Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

Гранитоиды Центральной Чукотки как индикаторы геодинамической обстановки

Мезозойская история геологического развития Центральной Чукотки включает три этапа: 1) геосинклиальный (пермь–триас), соответствующий в плейт-тектонической терминологии этапу осадконакопления в условиях пассивной континентальной окраины; 2) орогенный (юра – ранний мел), соответствующий этапу коллизии Чукотского и Омолонского микроконтинентов и постколлизийного поднятия; 3) этап тектономагматической активизации (альб-поздний мел), соответствующий периоду окраинно-континентальной субдукции и образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Два последних этапа отмечены формированием значительных масс гранитоидов. Среди раннемеловых (орогенных) гранитоидов выделены образования гранитового и лейкогранит-аляскитового формационных типов. Позднемеловые кислые интрузивы являются типичными представителями формации субвулканических гранитов; в узлах пересечения долгоживущих тектонических зон выявлены позднемеловые массивы субщелочных лейкогранитов, не имеющих эффузивных аналогов и отнесенных к лейкогранит-аляскитовому формационному типу [4].

Основные различия между раннемеловыми и позднемеловыми интрузивами: 1) раннемеловые батолиты занимают площадь до 2000 км² и нередко характеризуются многофазным строением; позднемеловые массивы, как правило, однофазные, относительно мелкие и малоглубинные; 2) позднемеловые гранитоиды обладают более высокой магнитностью.

Эти различия, по-видимому, фиксируют смену геодинамической обстановки: предположительно в альбский век общее сжатие, на фоне которого происходило формирование раннемеловых батолитов, сменилось растяжением в тыловой части активной континентальной окраины. Обстановка растяжения, помимо прямого облегчения доступа магматических расплавов к поверхности, способствует поддержанию низкого давления воды в первичных гранитоидных магмах, что также содействует их подъему [5].

Повышенная магнитность позднемеловых гранитоидов тоже может быть следствием обстановки относительного растяжения. Хотя традиционно различные содержания магнетита в магматических породах ОЧВП и чукотских мезозоид объяснялись разницей в значениях кислородного потенциала [2], данные минеральной термобарометрии свидетельствуют о близком уровне фугитивности кислорода при кристаллизации ранне- и позднемеловых гра-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

нитоидов [3]. В этом случае основным фактором, контролирующим распределение железа между силикатными и оксидными фазами (и, соответственно, содержание магнетита в породах), является химический потенциал воды, поскольку он существенно влияет на устойчивость главных железомagneзиальных минералов гранитоидов – биотита и амфибола.

Поведение же воды, как уже отмечалось, может в значительной степени определяться режимом напряженного состояния литосферы. Химический состав изученных пород, включая изотопные характеристики, свидетельствует об участии в магмообразовании и корового, и мантийного источника (при преобладании первого) [3].

Различия состава раннемеловых и позднемеловых магматитов в целом незначительны и уступают различиям между ранними и поздними гранитоидами каждого из двух циклов гранитообразования: на ранних и зрелых стадиях цикла формируются массивы среднего – умеренно кислого состава, на поздних – ультракислые интрузивы повышенной щелочности. Формирование последних типично для подвижных поясов и традиционно интерпретируется как результат дифференциации магматического очага и/или снижения степени плавления субстрата при стабилизации тектонической обстановки и общем уменьшении теплового потока [1].

Распределение магматических пород ранних стадий раннемелового цикла по содержанию SiO_2 близко к мономодальному, апозднемеловых – отчетливо бимодальное. Этот факт также может быть объяснен с позиций геодинамики: в обстановке относительного сжатия подъем магм к поверхности затруднен и больше предпосылок для смешения расплавов из разных первичных очагов. С данным предположением согласуется то, что бимодальность по кремнекислотности у стратифицированных вулканитов проявлена отчетливее, чем у интрузивных пород ОЧВП.

Таким образом, геодинамическая обстановка (если понимать ее в узком смысле – как режим напряженного состояния литосферы) отражается не столько на химическом составе гранитоидов, сколько на скорости подъема магм и на поведении летучих компонентов, что, в свою очередь, определяет глубину становления интрузивов, степень взаимодействия расплавов из различных источников и долю железа в оксидных и силикатных фазах. Петрохимические же особенности гранитоидов в основном определяются составом источника и величиной теплового потока.

Литература

1. Жариков В.А. Проблемы гранитообразования // Вест. МГУ. Сер. 4, Геология 1987. № 6. С.3–13.
2. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.
3. Тихомиров П.Л. Петрология гранитоидов Телекайского рудного района (Центральная Чукотка): Автореф. дис. ...канд. геол.-минер.наук. С-Пб, 1997.

Результаты моделирования пространственно-временных параметров структур в Солнечной системе в связи с геологическими процессами

Моделирование пространственно-временных параметров структур осуществляется в рамках концепции уровней организации – представлений о парагенезисах [1]. Согласно этой концепции, структуры рассматриваются как относительно автономные элементы непрерывного динамического пространства [2]. Основные понятия данной концепции о структуре, форме, границе, отредактированные с учетом динамической сущности и дискретной непрерывности пространства, приводятся в работе [3].

Обозначенный методологический подход позволил на эмпирическом материале по магматизму, тектонике и кинематическим характеристикам современных тектономагматических систем (островные дуги, зоны спрединга), в сопоставлении с древними гранитоидными системами, получить зависимости размеров структур со скоростью их деформирования и относительной дифференцированностью состава магматических образований [1, 4]. Из этих формул были получены уравнения, позволяющие рассчитывать по известным величинам неизвестные и определять длительности развития систем на различных структурных уровнях. В результате применения этой модели для разномасштабных объектов были получены количественные критерии геодинамического подобия тектономагматических систем. Геодинамически подобными являются системы с одинаковой скоростью распространения геодинамического поля (скоростью деформирования) и подобными размерами горизонтальных сечений с коэффициентом подобия 10^n . Отличительной особенностью модели, построенной в соответствии с концепцией уровней, является структурный изоморфизм, что позволяет применять ее для объектов различных уровней организации.

Солнечная система. Используя значение размера Солнца, были рассчитаны радиусы орбит системы, которые совпали или оказались достаточно близкими с наблюдаемыми. Изменение величины радиусов происходит по

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

степенному закону. Обнаруживается два уровня в строении системы: I – Солнце–Меркурий и II – (Солнце–Меркурий) – Плутон; прогнозируются “вакантные” места между орбитами планет Уран–Сатурн и Сатурн–Юпитер. Наблюдается подобие радиусов пространственных уровней в системе с коэффициентом подобия $3 \cdot 162^n$. Квантованность значений скорости деформирования и действующих сил в модели дает возможность подобрать такую скорость, которая согласуется с астрофизическими моделями и результатами инструментальных наблюдений. Скорость расширения Солнечной системы, оцениваемая через постоянную Хаббла, дает значение 0.72 км/год. Близкое значение скорости распространения динамического поля (скорости деформирования) получается при $n=25$ $-U=-0.63$ км/год. Знак “минус” показывает, что движение объекта происходит в динамическом поле I рода, когда деформирование окружающего пространства происходит под действием движущих сил объекта при относительно пассивной роли окружающего пространства. При этом относительная дифференцированность объекта (отношение изменения импульса к изменению энергии) стремится к максимуму. Отношения периодов обращения и вращения связаны с расчетным периодом развития системы (при $n=0$) прямой зависимостью ($R^2=0.995$).

Система Земля–Луна. По данным лазерной локации, расширение орбиты Луны происходит со скоростью 3.8 см/год, а по данным о затмениях в историческое время, эта скорость составляла 4.4 см/год [5]. В модели при значениях $n=11$ скорость распространения динамического поля (скорость деформирования) оценивается в 1.8 см/год.

m	R, км	t ₁ млн лет (U=1.8 см/год)	t ₂ млн лет (U=15.6 см/год)
0	384000	38562	4359
1	261616	26272	2970
2	178237	17899	2023
3	121431	12194	1378
4	82730	8308	939
5	56363	5660	640
6	38400	3856	436
7	26162	2627	297
8	17824	1790	202
9	12143	1219	138
10	8273	831	94
11	5636	566	64
12	3840	386	44

Результаты расчетов пространственно-временных параметров показывают, что скорость деформирования пространства не остается постоянной во

времени. Примечательно, что значения некоторых радиусов (R) системы структурных уровней m и радиусы ядра Земли и второй зоны фазовых переходов пропорциональны 10^n ($n=\pm 0, 1, 2, \dots$).

Что касается возможности проявления динамического подобия уровней и структур более низкой иерархии, то их линейные размеры и периоды развития должны быть пропорциональны 3.162^n . С рассчитанными временами развития системы Земля–Луна (t_2) сопоставляются геохронологические и тектонические периоды в истории Земли и структур более низкого уровня. Наиболее близкими приведенным значениям, что подтверждается геологическими данными, оказываются времена развития Охотоморского и Япономорского регионов в отличие от Амурского геоблока (для мела – 135 и 130 млн лет, соответственно). Геологическим периодам и временам развития геологических структур с учетом кратности $p=3.162^n$, $n=1, 2, 3, \dots$, (т.е. динамического подобия) могут быть сопоставлены значения периодов собственных колебаний Земли, изменения скоростей химических реакций, биологической и социальной возбудимости, солнечной активности, полярности магнитного поля и т.д. Вместе с тем, время течения геологических процессов может быть соотнесено с временами развития уровней пространства Солнечной системы.

Другими словами, “вложенность” структурных уровней пространства, деформируемого с определенной скоростью, будет определять “вложенность” времен течения процессов. Это означает, что любая природная система обладает определенным спектром собственных ритмов развития во всем мыслимом диапазоне частот. Неоднородность пространства определяет различия размеров структур и, соответственно, спектров ритмов развития.

Результаты применения развиваемой модели к геолого-геофизическим и другим системам позволяют высказать следующие соображения, которые по ряду пунктов согласуются с представлениями [6–9 и др.]. Относительная автономность структур указывает на то, что их ритмы развития могут как совпадать по фазе, так и не совпадать.

В первом случае возможно проявление нелокальной симметрии, т.е. динамического подобия систем, принадлежащих к различным структурным уровням и уровням организации. Фазовая синхронизация ритмов разных уровней, как это обосновывается в [6, 7], вызывает критические состояния в развитии системы. При этом происходит ее структурная перестройка, главным образом за счет изменения размеров и формы элементарных ячеек в процессе деформирования [7, 8, 9].

При несовпадении ритмов развития элементарных ячеек системы (например, концентры в кольцевых структурах) в области раздела – в результате суперпозиции силовых полей – возникают структуры с “компромиссным” диапазоном ритмов развития. Однако при этом элементарные ячейки (концентры), подчиняясь ритмике развития данной структуры, могут обнаруживать нелокальную динамическую симметрию со структурами более высоко-

го уровня организации. И здесь возможен, при синхронизации ритмов, переход данной области пространства в иной динамический режим развития с изменением границ структуры и скорости ее деформирования.

И, наконец, случай несовпадения ритмов развития объектов, “перемещенных” в геодинамическое поле, с иными, чем у “материнского” поля, пространственно-временными параметрами развития. Это могут быть магматические расплавы, раствор-расплавы, растворы, биологические объекты и др. При фазовом несовпадении динамическая симметрия объекта более низкой иерархии будет согласовываться с симметрией развития данной области пространства, а его собственные ритмы могут подавляться и даже исчезать. Конечным результатом этого процесса будет являться новообразованная структура объекта, адаптированная к данным динамическим условиям.

Литература

1. *Тишкин Б.М.* Геодинамическое подобие тектономагматических систем: Автореф. дис...канд. геол.-минер.наук. Хабаровск, 1997. 30 с.
2. *Тишкин Б.М.* Об относительной автономности развития тектонических структур в системе “Земля” // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Тез. докл. М., 1996. С. 144–145.
3. *Тишкин Б.М.* Квантово-геодинамическое моделирование: Основные понятия//Закономерности строения и эволюции геосфер: Ч. 1. Тез. докл. Хабаровск–Владивосток: ДВО РАН, 1996. С. 26–28.
4. *Тишкин Б.М.* Связь геодинамических параметров тектонических структур с составом эндогенного вещества // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 5, № 1. С. 67–79.
5. *Жарков В.Н.* Внутренне строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 415 с.
6. *Жирмунской А.В., Кузьмин В.И.* Критические уровни в развитии природных систем. Л.: Наука, 1990. 223 с.
7. *Гамбурцев А.Г.* Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука, 1992. 200 с.
8. Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 259 с.
9. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.

В.В.Травин, В.А.Коншин¹

К вопросу о выборе границы Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита

Тектоническая позиция Карельского и Беломорского блоков противопоставляется со времени первых обобщений по тектонике Балтийского щита до наших дней. Согласно А.А.Полканову [1], разработавшему первую ре-

¹ Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

гиональную схему тектонического строения восточной части Балтийского щита, Беломорский блок является частью складчатой области, консолидированной к концу раннего архея и представлявшей собой фундамент для более молодых геосинклинальных образований; в эпохи более поздней складчатости Беломорский блок выступал как срединный массив, к юго-западу и северо-востоку от которого формировались зоны карелид. Эти представления получили развитие в трудах К.А.Шуркина с соавторами [2 и др.], К.О.Кратца и других исследователей.

Другую точку зрения отстаивал Л.Я.Харитонов [3]. По его представлениям, развивавшимся затем в работах Т.Ф.Негруца и В.З.Негруцы, А.С.Воинова и других авторов, древнейшими на территории Балтийского щита являются Карельский и Мурманский массивы с заключенной между ними более поздней Беломорско-Кольской площадью гнейсов. Несмотря на принципиальное различие представлений об эволюции Балтийского щита, авторы этих концепций и их последователи на протяжении многих лет границу блоков проводили по прерывистой цепи синклинорных структур, сложенных слоистыми толщами AR_2 и PR_1 .

Иначе понимают границу блоков Ю.В.Миллер с соавторами, развивающие ныне представления о покровно-складчатом строении Беломорского блока (Беломорской тектонической зоны – БТЗ), согласно которым БТЗ сформировалась в позднем архее в результате регионального покровообразования и высокобарического метаморфизма, наложившихся на Карельскую гранит-зеленокаменную область (Карельский блок). Между выделяемой ими границей области преимущественного распространения покровов и границей блоков, принятой ранее, располагается территория, в пределах которой одновременно проявлены признаки гранит-зеленокаменной области и метаморфизм, свойственный БТЗ [4].

Проведенные нами исследования фундамента Северо-Карельской синклинорной зоны, сформировавшейся в ходе свекофеннской синметаморфической (около 1.8 млрд лет) складчатости и традиционно рассматривавшейся как элемент зоны сочленения Карельского и Беломорского блоков, показали, что гнейсы, относившиеся к Беломорскому блоку, и бластокатакластические гранитоиды, относившиеся к Карельскому блоку, имеют единую плутоническую первичную природу [5]. Структурные различия бластокатаклазитов и гнейсов обусловлены неравномерностью свекофеннской метаморфической переработки пород: в условиях низкотемпературного метаморфизма гранитоиды были преобразованы в бластокатаклазиты, в условиях высокотемпературного метаморфизма – в гнейсы, утратившие признаки первичной природы. Граница полей распространения бластокатаклазитов и гнейсов ориентирована косо по отношению к широтному простиранию Северо-Карельской зоны: в восточной части изученного района эта граница проходит южнее Кукаозерского синклинория, далее на запад она продолжается к восточному окончанию Панаярвинского синклинория, где скрыва-

ется под толщами PR₁, и вновь отмечается еще западнее по северному борту Панаярвинского синклиория.

Бластокатаклазиты и гнейсы легко различаются не только в шлифах, но и в полевых условиях, т. е. граница полей распространения бластокатаклазитов и гнейсов картируемая. Она конформна изографам метаморфизма пород чехла (примерно соответствует изограде олигоклаза) и может использоваться для изучения зональности регионального метаморфизма [6]. Кроме того, есть основания утверждать, что гнейсы не только интенсивнее метаморфизованы, но и испытали более значительные свекофеннские деформации, чем бластокатаклазиты. Поэтому граница полей распространения бластокатаклазитов и гнейсов является также и границей областей относительно слабых и более интенсивных деформаций свекофеннского возраста. Следовательно, она является и тектонической границей.

Граница полей распространения бластокатаклазитов и гнейсов отмечает край области интенсивной тектонотермальной переработки свекофеннского возраста (характерной для Беломорского блока и не свойственной Карельскому блоку [7 и др.]). Таким образом, она имеет вполне определенный геодинамический смысл и может рассматриваться как граница Карельского и Беломорского блоков. Преимуществом этой границы перед условной границей области преимущественного распространения покровов является ее определенность. По-видимому, таким же образом может быть проведена граница Карельского блока и Свекофеннской области Балтийского щита.

Литература

1. Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита // Труды МГК, 17-я сессия. М.: ГОНТИ, 1939. С. 27–58.
2. Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 307 с. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 14).
3. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 359 с.
4. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
5. Травин В.В. О природе архейских гранитоидов зоны сочленения Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита // ДАН. 1995. Т. 342, № 5. С. 658–660.
6. Коншин В.А., Травин В.В. Структурный критерий степени регионального метаморфизма гранитоидов // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород: Тез. докл. С-Пб: Центр офсетной печати СПбГУ, 1998. С. 171–172.
7. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Геодинамическая модель современной Земли

В настоящее время в литературе имеется большой банк данных сейсмической томографии, дающих трехмерное распределение скоростей сейсмических волн в мантии Земли. Так как зависимость сейсмических скоростей от плотности известна, то можно сейсмические данные пересчитать в трехмерное распределение плотности в мантии. По современным представлениям, плотность в мантии в основном зависит от давления и температуры. Влияние изменений химического состава можно рассматривать в последующем как поправку. Зная сжимаемость вещества мантии и коэффициент теплового расширения, авторы пересчитали поле сейсмических скоростей в трехмерное распределение температуры в мантии.

Как известно, глобальная геодинамика Земли определяется тепловой конвекцией в мантии, которая приводит в движение континенты и океанические литосферные плиты. Мгновенная структура конвекции в мантии соответствует мгновенному распределению температуры. Обычно это распределение температуры вместе с соответствующими скоростями мантийных течений самосогласованно рассчитывается по уравнениям конвекции. Но такие модели конвекции дают только набор возможных конвективных структур, и заранее не известно, какая же структура конвективных течений имеет место в Земле в данный момент. Если же распределение температур взять из сейсмических данных, то по уравнениям конвекции однозначно находится вся современная структура мантийной конвекции.

Такая постановка задачи известна, и за рубежом постоянно предпринимаются попытки построить геодинамическую модель Земли по данным сейсмической томографии. Но имеющиеся за рубежом программы расчета мантийной конвекции не включают уравнений движения континентов, нелинейно взаимодействующих с мантией. При расчете мантийных течений под океанами нужно ставить свободное граничное условие, а на подошве континентов – граничное условие прилипания. Поскольку континенты занимают более четверти земной поверхности, то учет континентов существенно изменяет рассчитываемую структуру мантийной конвекции и, соответственно, все ее геодинамические проявления.

В работах [1–5] разработан метод решения нелинейной системы уравнений мантийной конвекции, взаимодействующей с плавающими континентами. На двух- и трехмерных моделях исследована эволюция такой системы, изучен общий механизм, управляющий глобальными геодинамическими

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ)РАН, Москва, Россия

процессами, исследованы процессы возникновения и эволюции континентальной литосферы и процессы формирования и распада суперконтинентов.

В настоящей работе авторы впервые представляют современную геодинамическую модель Земли на сетке 32х36х36. В основе модели лежит всего одно предположение, что мантия ведет себя как высоковязкая жидкость с плавучими континентами, эволюция которой описывается уравнениями сохранения массы, энергии и количества движения. Современная форма континентов и распределение сейсмических скоростей взяты из данных измерения.

В результате решения уравнений конвекции получается картина, подобная глобусу реальной Земли, со всеми океанами, срединными хребтами и зонами субдукции. Кроме того, модель (подобно рентгену, при этом в цвете и в динамике) дает любые горизонтальные и вертикальные разрезы мантии, в частности, показывает потоки массы и тепла в недрах, распределение теплового потока на поверхности, форму океанической и континентальной литосферы и скорости всех континентов. Так как банк сейсмических данных лавинообразно нарастает и растет мощность компьютеров, то точность подобной модели Земли будет постоянно расти.

Авторы благодарят академика Д.В.Рундквиста за консультации. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 96-05-66069.

Литература

1. Трубицын В.П., Белавина Ю.Ф., Рыков В.В. Взаимодействие мантийной конвекции с континентальной и океанической плитами // ДАН. 1994. Т. 334, № 3. С. 368–371.
2. Рыков В.В., Трубицын В.П. Трехмерная модель мантийной конвекции с движущимися континентами // Вычислительная сейсмология. 1994. Т. 27: Теоретические проблемы геодинамики и сейсмологии. С. 21–41.
3. Trubitsyn V.P., Rykov V.V. A 3-D numerical model of the Wilson cycle // Journal of Geodynamics. 1995. Vol. 20, № 1. P. 63–75.
4. Трубицын В.П., Рыков В.В. Механизм формирования наклонных зон субдукции // Физика Земли. 1997. № 6. С. 1–12.
5. Трубицын В.П., Рыков В.В. Глобальная тектоника плавающих континентов и океанических литосферных плит // ДАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 109–111.

Гранитоиды Протоурала: новые данные о составе и геодинамическая интерпретация

Уральский складчатый пояс имеет ярко выраженное зональное строение. Наиболее отчетливо он разделяется на западную и восточную мегазоны. В строении Западно-Уральской мегазоны участвуют преимущественно осадочные палеозойские толщи, которые несогласно перекрывают докембрийско-раннепалеозойские образования Протоурала. Протоуральские комплексы обнажены в ядерных частях крупных антиклинорных поднятий и установлены сейчас во всех поперечных сегментах Западно-Уральской мегазоны. Представлены они в различной степени метаморфизованными позднедокембрийскими и раннепалеозойскими(?) толщами и гранитоидами.

На Северном Урале протоуральцы слагают обширный Ляпинский мегаантиклинорий, состоящий из нескольких более дробных антиклинорных и синклинорных структур. Исследованиями А.Б.Голдина, М.В.Фишмана, Е.П.Калинина и др., проводимыми в 60–70-х годах в южной части этого мегаантиклинория (Манханьбовский антиклинорий), было установлено, что гранитоидные плутоны Маньхамбо и Ильяиз являются многофазными образованиями. При этом был сделан вывод, что на ранних стадиях их становления внедрились граниты, амаеллиты, кварцевые диориты (первая фаза), во вторую фазу внедрились лейкограниты, аляскиты, а на завершающем этапе – аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры третьей фазы.

Несмотря на длительную историю изучения этих гранитоидов вопрос, о их возрасте остается дискуссионным. Имеющиеся на сегодняшний день изотопные датировки, полученные К-Аг (по минералам), Rb-Sr (по породам в целом) и U-Pb (по циркону и ториту), характеризуются широким разбросом значений с тремя частотными максимумами – около 1100, 400 и 200 млн лет. Существует мнение, что разброс изотопных датировок гранитоидов фиксирует этапы неоднократного преобразования пород, а сами эти “гранитоиды послерифейские, но дооровикские”.

Нами при проведении полевых работ в верховьях рек Щугор и Илыч в 1996-1997гг., были отобраны пробы гранитоидов из массивов Маньхамбо и Ильяиз. Изотопно-геохимическое и геохимическое изучение этих проб позволило получить новый аналитический материал, а также предпринять попытку определить изотопно-геохимические характеристики и изотопный возраст формирования пород этих массивов. Для этого в институте геологии

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

КНЦ УрО РАН В.Л.Андреичевым был выполнен комплекс аналитических исследований. Породы изучались Rb-Sr методом по валовым пробам. Определение содержания рубидия и стронция производилось методом изотопного разбавления с использованием трассеров ^{87}Rb и ^{84}Sr , после разложения проб смесью плавиковой и хлорной кислот и выделения концентратов рубидия и стронция на хроматографических колонках с ионообменной смолой DOWEX 50×8 (200–400 меш.). Бланки по ^{87}Rb и ^{86}Sr не превышали 0.3 нг. Измерения изотопного состава рубидия и стронция выполнялись на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201Т однолучевым методом в двухленточном режиме ионизации с использованием ренийевых лент. Измеренные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нормализовались по величине $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.1194$ и корректировались к паспортному значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70801$ для изотопного стандарта стронция ГСО 3476-86. Ошибка определения отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, установленная по пробе “ИГС-1”, соответствует ± 1.5 (2 σ).

Полученные результаты (таблица) показывают, что не все фигуративные точки проанализированных проб располагаются на изохронной прямой. Это свидетельствует, по видимому, о нарушении Rb-Sr изотопной системы, обусловленной эпигенетическими преобразованиями пород, каковыми могли быть проявленные здесь процессы метаморфизма и катаклаза. При этом в породах Маньхамбовского массива изотопная система стабилизировалась на рубеже 423 ± 10 , а в породах Ильязского массива – на рубеже 447 ± 5.7 млн лет. Начальные стронциевые отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в породах этих массивов равняются 0.70866 ± 0.00081 (СКВО=2.4) и 0.70928 ± 0.000312 (СКВО=0.09), соответственно.

Таблица. Результаты изотопного анализа рубидия и стронция

Номер пробы	Rb (мкг/г)	Sr (мкг/г)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$
Маньхамбовский массив				
ПР-21 τ1	168.6	45.0	10.919	0.77436±0.00007
ПР-21 τ3	252.8	15.6	48.353	1.00082±0.00007
ПР-27 τ3	123.3	54.8	6.534	0.74725±0.00010
ПР-27 τ8	52.9	83.0	1.848	0.72509±0.00008
ПР-8 τ1	227.8	26.2	25ю511	0.86333±0.00009
Г-1	132.1	163.0	2.349	0.72291±0.00006
Ильязский массив				
ПР-51 τ2	242.5	19.0	37.818	0.95050±0.00019
ПР-66 τ3	247.7	15.8	46.487	0.97511±0.00008
ПР-70 τ5	197.7	24.8	23.315	0.82773±0.00006
г. Пеленья	109.3	146.5	2.162	0.72306±0.00005
р.Пеленья	155.5	56.0	8.074	0.76062±0.00008
г.Лепганз	158.0	34.7	13.251	0.77650±0.00013

Однако многочисленными исследованиями установлено, что рассматриваемые гранитоиды комагматичны вендско-кембрийским эффузивам Северного Урала, значения изотопного возраста которых колеблется в интервале

590–560 млн лет, а сами эти гранитоиды в виде обломков содержатся в основании позднекембрийско-тремадокской тельпоосской серии. Все это противоречит ордовикско-силурийскому возрасту гранитоидов Манханьбовского и Ильяизского массивов и указывает на поздневендско-среднекембрийский возраст этих пород.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах и Маньхамбовского и Ильяизского массивов указывают на происхождение их из сиалического материала и характерны для магматических ассоциаций гранодиорит-гранитного типа. В то же время, полученные результаты не позволяют исключить и комбинированного состава корового субстрата, в сложении которого участвовало и сиалическое и мафическое (симатическое) вещество.

Таким образом, граниты массивов Манханьбо и Ильяиз по изотопным стронциевым отношениям принадлежат к коровым гранитам, а по химическому составу – к породам калиево-натриевой серии. Все это позволяет отнести эти образования к переходному типу между S- и I-гранитами (скорее всего S). Мы предполагаем, что они сформировались в процессе анатексиса в надсубдукционной или коллизионной геодинамических обстановках в конце венда – кембрии.

Г.Ф.Уфимцев¹

Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии

Монголо-Сибирский возрожденный орогенический пояс, включающий горные сооружения юга Восточной Сибири и Монголии между Сибирской платформой на севере, Долиной Озер и Восточно-Монгольской равниной на юге, характеризуется наличием цокольного поднятия в виде гигантского свода с пологими крыльями и абсолютными высотами до 2000 м. На фоне этого свода цокольной (базисной поверхности) закономерно располагаются неотектонические формы, составляющие орогенический пояс: большие сводовые поднятия, зоны умеренного тектонического сгущивания приповерхностных частей литосферы и Байкальская рифтовая зона.

Рельеф и высоты цокольного поднятия горного пояса обнаруживают ясную парагенетическую связь, соответственно, с формой и вертикальными размерами залегающей под ним линзы аномальной мантии – Монголо-Сибирского астенолита. Это указывает на изостатическую природу цоколь-

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

ного сводового воздымания в возрожденных горах юга Восточной Сибири, Центральной и Северной Монголии.

Общий сводовый характер цокольной поверхности Монголо-Сибирского пояса осложняется субмеридиональной полосой ее максимальных высот вдоль 100° в.д.: 2200 м – в Хангае, более 1600 м – у оз. Хубсугул и до 1900 м – в Окинском плоскогорье Восточного Саяна [1]. Именно в этом районе сейсмологическими исследованиями [2] выявлен субвертикальный канал, сложенный веществом пониженной вязкости и соединяющий Монголо-Сибирский астенолит с более глубокими частями мантии. В сущности, полоса максимальных высот цокольной поверхности вдоль 100° в.д. является неотектоническим (геоморфологическим) выражением субвертикального астеносферного канала и обусловлена наибольшими изостатическими воздыманиями.

В полосе субмеридионального высокого поднятия вдоль 100° в.д. мы наблюдаем многие особенности кайнозойской структуры и геодинамики. Во-первых, в пределах своего Хубсугульского звена Байкальская рифтовая зона резко, под прямым углом, изменяет свое простираание на субмеридиональное. Во-вторых, новейшая структура Хубсугульского звена отлична от таковой, свойственной большей части рифтовой зоны. Если для последней характерна последовательная смена форм вкрест простираания (наклонный горст – рифтовая долина – сводовое поднятие), парагенетически связанная с формой подкорового выступа аномальной мантии, серповидной в вертикальном сечении, то новейшая структура Хубсугульского звена характеризуется наличием сводовых изгибов на обоих своих крыльях и характеризуется билатеральной симметрией. Кроме того, по западной границе этого звена рифтовой зоны протягивается цепь малых впадин и вдоль нее располагается полоса современной высокой сейсмической активности, между тем как западная граница большей части Байкальской рифтовой зоны вообще сейсмически молчалива.

Билатеральная симметрия новейшей структуры Хубсугульского звена рифтовой зоны заставляет предполагать, что подкоровый выступ аномальной мантии имеет не серповидную форму, а грибообразную.

Наконец, полоса вдоль 100° в.д. представляет собой районы наибольшего в пределах Монголо-Сибирского орогенического пояса распространения кайнозойских базальтов. Важно то обстоятельство, что и пространственное их распределение здесь отлично от такового на остальной части рифтовой зоны. Обычно поля молодых базальтов располагаются на сводах юго-восточного крыла рифтовой зоны (хребет Удокан) или даже у его подошвы (Витимское плоскогорье) и, во всяком случае, не распространяются западнее системы основных сбросов рифтовых долин. В юго-западной части Байкальской рифтовой зоны мы видим другую картину: молодые базальты здесь распространяются не только на ее западное (северо-западное) крыло, но и на

высоко поднятое междугорье Окинского плоскогорья, Восточную Туву и свод Восточного Саяна. Несомненно, это обстоятельство связано с билатеральной симметрией новейшей структуры Хубсугульского звена рифтовой зоны.

И еще одно обстоятельство: по данным изотопной геохимии базальты хребта Хамар-Дабана (восточный скат цокольного поднятия вдоль 100° в.д.) содержат материал из нижней мантии [3] – это определенно увязывается с наличием открытого ранее астеносферного канала [2].

Таким образом, в кайнозойской структуре Внутренней Азии имеется комплексное образование: субвертикальный канал, соединяющий Монголо-Сибирский астенолит с нижней мантией; субмеридиональная полоса максимальных поднятий цоколя горного пояса над этим каналом; изменение простираения юго-западного окончания Байкальской рифтовой зоны и особенная структура его окраинного Хубсугульского звена с его особенным же современным сейсмическим режимом; максимальное развитие молодого вулканизма и признаки его глубинной (нижнемантийной) природы. И этот элемент новейшей структуры и геодинамики мы можем с полным правом назвать горячей линией 100° восточной долготы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект №96-05-64773.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф Внутренней Азии // География и природ. ресурсы. 1995. № 2. С. 5–18.
2. Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1978. 184 с.
3. Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: Данные химической геодинамики // Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.

Г.Д.Фатеев¹

Шнековый механизм формирования разноранговых структурных каркасов литосферы

Изучение особенностей строения геодинамических систем докембрия и фанерозоя подтверждает гомотетический принцип преобразований структурно-вещественных ансамблей. Гомотетический принцип преобразований

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

геологических объектов от планетарного до горно-породного и минерально-геохимического уровня организации выявляет кратные соотношения разно-ранговых структурных каркасов литосферы, развивающихся по типу цепной реакции путем квантования энергетически замкнутых систем, взаимосвязанных иерархически. Сопоставление разномасштабных фактографических материалов по особенностям строения молодых и древних платформ устанавливает признаки подобия в распределении отдельностей, составляющих фундамент и плитный комплекс.

Существенное различие в строении молодых и древних платформ заключается в отсутствии авлакогенного тектонического комплекса в молодых платформах. Авлакогенная геодинамическая система древних платформ по рангу соответствует тектонической единице первого порядка, таксономически сопоставимой с фанерозойскими платформами и геосинклиналями. Отсутствие во внутриплитном комплексе молодых платформ авлакогенной геодинамической системы связано с тем, что в молодых платформах эта система находится в стадии зарождения и проявлена в зачаточных структурных формах авлакогенных структур, представленных передовыми, тыловыми прогибами, синеклизами, антеклизами и зонами тектономагматической активизации германотипного строения. В общем случае развития структурные формы, составляющие древние и молодые платформы, отражают разные стадии зрелости геологического процесса корообразования.

Гомотетический принцип строения и фрактальность переходов разномасштабных геодинамических систем докембрия и фанерозоя выявляется в морфоструктурных узорах разномасштабных кратонных геоблоков и подвижных зон складчато-разрывных нарушений. При укрупнении масштабов исследований строение кратонных геоблоков и подвижных зон отражает голографические особенности преобразований разноранговых структур, заключающиеся в непрерывных спирально-веретеновидных взаимопереходах линейных и площадных структур по траектории нисходящих масштабов сечений геодинамических систем. Сопоставление структурных узоров Восточно-Европейской, Сибирской платформ, зоны Великих Африканских Разломов, Каракорумской зоны альпийской складчатости Тибета и современной орогидрографической сети до уровня S-образного кливажа, свилеватых маргинационных и им подобных структур "снежного кома" в плутонометаморфических породах и зонального спирально-веретеновидного распределения геохимических элементов в рудных телах и минералах.

На конкретных прогнозно-геодинамических моделях структурных каркасов литосферы от уровня Восточно-Европейской платформы до закономерностей распределения элементов в зонах микродиструкций минералов устанавливается волновая природа перераспределения плотности вещества по принципу логарифмической спирали. Волновой природой напряженных состояний литосферы обусловлен шнековый механизм формирования поверхностных и глубинных структурно-вещественных комплексов в оболочках

стоячих волн. На разрезах шнековых гребней и желобов образуются системы веерообразных, расходящихся по типу структур “конского хвоста”, клиновидных зон деструкции, сходящихся пропеллеровидно в сторону оси вращения спиралевидных оболочек литосферы. Клиновидные зоны растяжения выполнены комплементарными вещественными комплексами, сложенными вблизи поверхности геологическими формациями—индикаторами переработанных в процессе метаморфизма линейный кор выветривания, олистостром, кварцево-галечных конгломератов, железистых кварцитов, высокоглиноземистых сланцев и на глубине породами формации габбро-анортозитов-гранитов рапакиви, ступенчатыми телами интрузивных долеритов и других пород глубинного происхождения. В зонах сопряжения верхнекоровых и глубинных зон деструкции в осевой плоскости вращения формировались дайковые комплексы малых интрузий пестрого состава и взрывные кратеры пород кимберлитового ряда. В зонах пучности стоячих волн образовывались горячие точки, контролирующие тела анатектоидных магматитов, представленных в зонах активизации докембрийского фундамента вулканитами липаритового, трахиандезит-дацитового и андезит-базальтового состава.

Таким образом, на основе гомотетического анализа разновозрастных структурно-формационных комплексов устанавливается волновая природа преобразований тектонических напряжений “сжатия—растяжения”, обуславливающая масштабнo-инвариантные преобразования структурных каркасов литосферы и спирально-веретеновидное строение оболочек литосферы. Прогнозно-геодинамическое моделирование структурных каркасов литосферы приводит к выводу о том, что разномасштабные геологические тела являются репликой, отражающей взаимодействия разнообразных физико-химических процессов во времени и пространстве на границах раздела неоднородных сред в открытых резонаторах волн напряжений различных уровней организации.

В соответствии с принципом преобразования подобия интерференция тектонических волн создает структурно-вещественные комплексы в динамике клонирования квантов по закону логарифмической спирали, определяющему закономерность масштабнo-инвариантных преобразований бегущих и стоячих волн напряжений на разных стадиях геологического процесса. Шнековый механизм погружения на глубину и вывод на поверхность структурно-вещественных комплексов фиксируется ползучестью вялотекущих процессов диагенетических, палингенно-метасоматических плутонометаморфически и рудно-геохимических преобразований. Релаксация продольных энергетических систем формирует цепочки поперечных структурных сообществ низших уровней организации, увеличивающих гетерогенность среды по принципу преобразования подобия.

Физический смысл масштабнo-инвариантных преобразований геодинамических систем заключается в том, что стоячие волны напряжений одного уровня организации формируют цепочки бегущих волн другого уровня ор-

ганизации, зафиксированные в разноранговых структурных каркасах литосферы.

Таким образом, создается иерархия энергетически замкнутых в объеме стоячей волны структурно-вещественных квантов. На основе закономерности масштабно-инвариантных преобразований структурно-вещественных квантов литосферы разработаны прогнозные палетки, позволяющие анализировать свойства разноранговых структурных каркасов литосферы от планетарного до горно-породного и минерально-геохимического уровней организации. На основе прогнозных палеток разрабатываются технологии прогноза горных выбросов, землетрясений, месторождений и экологических последствий деятельности человека.

Изложенные представления дают выход на новые источники энергии посредством разрушения оболочек стоячих волн и высвобождения из их объемов энергии бегущих волн предшествующего уровня организации. Процесс разрушения разноранговых структурных квантов (оболочек стоячих волн) литосферы фиксируется в проявлениях разнофокусных землетрясений.

П.И.Федоров¹, Н.И.Филатова²

Позднемеловые-кайнозойские зоны растяжения северо-восточной континентальной окраины Азии (Россия) и сопутствующий магматизм

В пределах северо-восточного края Азиатского континента (в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе) выявлены маастрихт-нижнечетвертичные вулканиты (преимущественно базальтоиды), формирование которых не связано с обстановкой субдукции. Более того, эти вулканогенные породы (представленные обычно трещинным типом излияний) несогласно перекрывают образования меловой активной континентальной окраины Азии, включая структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса и преддугового его прогиба [2, 5, 6].

Верхнемеловые–нижнечетвертичные магматические породы рассматриваемого региона генетически связаны с режимом растяжения и деструкции края континента, сменившим во времени обстановку субдукции. Особенностью тектонической позиции маастрихт-нижнечетвертичных вулканитов является их приуроченность к грабенам северо-восточной, реже северо-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

западной ориентировки, широко проявленных в зоне, протягивающейся от северного побережья Охотского моря на юго-западе до Анадырского залива на северо-востоке. Установлено также размещение этих базальтоидов вдоль крупных протяженных разломов вне пределов грабенов. Но во всех случаях вулканиды слагают субгоризонтальные плато с частым чередованием лавовых потоков и характерным ступенчатым профилем.

На северо-восточной окраине Азиатского континента (в пределах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона) установлены три разновозрастных комплекса малодифференцированных базальтоидов, связанных с обстановками растяжения: маастрихт-среднеэоценовый, миоценовый и нижнечетвертичный.

Особенности химизма маастрихт-нижнечетвертичных вулканидов свидетельствуют о гетерогенности их состава как в латеральном направлении, так и по вертикали. Обладая рядом признаков, сближающих их с внутриплитными магматическими образованиями, вулканиды этих комплексов характеризуются существенными отличиями, что позволило выделить среди них породы различных магматических серий и предположить изменение (по площади и во времени) составов магмогенерирующих источников. Наибольшей латеральной неоднородностью обладают вулканиды маастрихт-среднеэоценового комплекса. Общим свойством этих пород является их обогащение высокочargedными литофилами относительно крупноионных, что придает им сходство с образованиями внутриплитных магматических серий. Однако степень обогащенности этими элементами различна в отдельных ареалах комплекса, а наличие резко выраженной Ta-Nb аномалии в базальтах большей части ареалов свидетельствует об участии в их составе материала из надсубдукционного мантийного клина. Кроме того, часть базальтов этого возраста близка по составу к MORB-типу.

Таким образом, базальты маастрихт-среднеэоценового комплекса характеризуются комбинацией признаков разных магматических серий, что предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников – океанической деплетированной, обогащенной внутриплитной и субдукционной. Соотношение этих компонент меняется по площади в направлении от океана в глубь континента. Установлена латеральная зональность состава маастрихт-среднеэоценовых базальтоидов, которая выражена в смене калий-натриевой специфики химизма пород на юго-востоке региона на калиевую субщелочную и щелочную к северо-западу, в глубь континента, в увеличении обогащенности пород в этом направлении легкими РЗЭ, в уменьшении степени дифференцированности магм. Латеральные вариации позволяют предполагать гетерогенность природы магмогенерирующих источников.

Так, на юго-востоке региона (Кэнкэрэнский ареал) образование пород связывается с плавлением деплетированного источника. При формировании базальтов Рарыткинского ареала источник включал также субдукционную и внутриплитную компоненты. Какангутский ареал характеризовался смеше-

нием деплетированной и субдукционной компонент. Базальтам Анадырского ареала свойственно смешение внутриплитного и субдукционного источников. Субщелочные и щелочные базальты Пенжинско-Анадырской группы ареалов формировались в условиях плавления внутриплитного источника при участии субдукционной компоненты в умеренно титанистых базальтах. Ta-Nb минимум в базальтах зон растяжения объясняется участием в магмогенерации участков мантии, метасоматически переработанных флюидами в связи с более ранними этапами меловой субдукции океанической плиты Тихого океана под континент.

Образование пород миоценового комплекса может рассматриваться как результат смешения деплетированной и внутриплитной компонент источника, причем составы керекских базальтов смещены в сторону внутриплитной составляющей.

Щелочные базальты и базаниты нижнечетвертичного комплекса [4] могли быть образованы при плавлении внутриплитного источника [3,9], по ряду признаков сопоставимого с НИМУ [8]. Наряду с латеральной неоднородностью, установлена последовательная смена во времени составов маастрихт-нижнечетвертичных базальтов зон растяжения от умеренно деплетированных до внутриплитных.

Таким образом, геохимические данные по составу базальтов маастрихт-кайнозойских комплексов Пенжинско-Анадырско-Корякского региона свидетельствуют о своеобразии вулканизма, связанного с зонами растяжения на краю континента и отсутствии связи с надсубдукционными вулканическими поясами. Особенностью большинства этих базальтов является сочетание в их составе деплетированных, внутриплитных и надсубдукционных характеристик, отличающее их как от пород надсубдукционных вулканических поясов, так и от толеитов и щелочных лав континентальных рифтов и океанических островов. Аналогичные, специфического состава вулканические ассоциации характерны для зон растяжения или рифтообразования других континентальных окраин [1, 7, 10].

Литература

1. Пузанков Ю.М., Волюнец О.Н., Селиверстов В.А. и др. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 260 с.
2. Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А. и др. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алякватваамской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1984. ? 3. С. 88–99.
3. Кепежинская В.В., Гладких В.С., Зайков В.В. и др. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы) // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 90–109.
4. Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. ? 9. С. 1284–1296.

5. Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянkin А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеан. геология. 1996. ? 3. С. 3–14.

6. Филатова Н.И. Периксанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.

7. Lin P.-N., Stern R.J. Shoshonitic volcanism in the northern Mariana Arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, ? B4. P. 4497–4514.

8. Weaver B.L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // Geology. 1991. Vol. 19, ? 1. P. 123–126.

9. Wood DA The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50, ? 1. P. 11–30.

10. Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China // Chem. Geol. 1990. Vol. 88, ? 1. P. 1–13.

Т.О.Федоров, П.Л.Тихомиров¹

Геодинамические комплексы магматитов района Миасского синтаксиса (Южный Урал)

В южной части Уфимского сужения Урала – Миасском синтаксисе – концентрируются магматиты разнообразных геодинамических комплексов (океанических, островодужных, коллизионных), генетических типов, форм залегания, прототектонических структур. Магматиты океанической ассоциации слагают тектонические блоки и протяженные линзовидные субвертикальные пластины – мегалитоны в серпентинитовом меланже Присакмаро-Серовской зоны [9] и представлены гипербазитами, габброидно-диоритоидным и толеит-базальтовым комплексами.

Ультраосновные породы данной структуры принято рассматривать как фрагменты палеолитосферной мантии, а магматиты среднего и основного состава – как реликты коры океанического типа; при этом варьирующий состав гипербазитов различных пластин интерпретируется как свидетельство принадлежности этих пород различным частям океанической литосферы, сформированной на разных стадиях развития бассейна [7].

Базальтоиды Тургорьякского мегалитона (южный и восточный берега одноименного озера), представленные шаровыми и пластовыми лавами и пульверизационными гиалокластитам, петрохимически аналогичны океаническим вулканикам ниже-среднеордовикской поляковской свиты (Ал.В.Тевелев, И.А.Кошелева, устное сообщение). Габброиды, диориты,

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

кварцевые диориты и плагиограниты слагают мегалитоны размером до 6 x 1.5 км (Кысыкульский блок). Значительный объем диоритоидов, ассоциирующих с гипербазитами и базитами, свидетельствует о длительной дифференциации первичных мантийных магм.

Магматические образования островодужной ассоциации, широко распространенные в Тагильской и Магнитогорской мегазонах, в пределах Миасского синтаксиса редуцированы и представлены лишь миндалекаменными лавами базальтов (предположительно ирендыкской свиты верхнего эйфеля) у западной окраины г. Миасса.

Однако восточнее, в Арамильско-Сухтелинской зоне Восточно-Уральского поднятия, на значительной площади распространены туфы и лавы андезибазальтов верхнедевонской колтубанской свиты, петрографически сходные с островодужными известково-щелочными вулканитами. Коллизионные магматиты представлены разнообразными гранитоидами – от типичных автохтонных до аллохтонных. Первые слагают купола и валы в пределах Сысертско-Ильменогорского мегаблока Восточно-Уральского поднятия (“главной гранитной оси” Урала) и сопровождаются мигматитами. Вторые известны и за пределами поднятия, в северной части Магнитогорской мегазоны. Примером аллохтонных посткинематических гранитоидных массивов являются Тургойский и Сыростанский интрузивы, датированные ранним карбоном [6] и “залечивающие” Главный Уральский разлом.

В западной части Сыростанского плутона карьером вскрыты породы нескольких интрузивных фаз габброидного и гранитоидного состава [11], что указывает на многократное поступление в конечную камеру расплавов мантийного и корового происхождения. Таким образом, данные массивы могут быть отнесены к группе мантийно-коровых плюмовых [10]; их расположение вне “главной гранитной оси” Урала, проходящей по коллажу микроконтинентов Восточно-Уральской мегазоны, может быть объяснено приданием субвертикального положения отмирающей, но еще магматически активной зоне субдукции на заключительном этапе позднепалеозойской коллизии. На это указывает неоднородность коры и верхней мантии осевой зоны Урала до глубин 300–400 км, установленная геофизическими методами (причем отмечается, что глубинная структура, сформированная в палеозое, коренным образом не изменилась [2]).

Вопрос о формировании Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса до сих пор является предметом дискуссии. В.Я.Левин рассматривает данный комплекс в составе “мантийно-коровой флюидно-анатектической формации” [5]. “Сиенитовая мигматизация”, широко проявленная во вмещающих параметаморфитах, морфологическое сходство массивов с соседними гранито-гнейсовыми валами, а также присутствие в миаскитах тневых структур и скиалитов сандыитов и амфиболитов субстрата могут рассматриваться как доказательство формирования щелочного массива *in situ*

(подобно формированию автохтонных гранитоидов) при активном воздействии щелочных мантийных флюидов [5, 8].

По мнению Л.Н.Когарко [3], в мантии под активными континентальными окраинами в результате поглощения океанической коры и продуктов континентальной эрозии образуются участки, обогащенные редкими элементами – зоны, с которыми связано появление щелочного магматизма. Вместе с тем, те же факты могут интерпретироваться как результат преобразования в коллизийной обстановке щелочного массива, сформированного ранее, в период квазиплатформенной стабилизации региона. Последняя гипотеза подтверждается двойными радиоизотопными датировками комплекса [4], а также особенностями распределения редких элементов [1].

Работа выполнена при поддержке гранта «Университеты России».

Литература

1. *Баженов А.Г.* Особенности распределения циркония в Ильменогорском миаскитовом массиве и вопросы генезиса миаскитов // Уральский минералогический сборник. Миасс, 1997. № 7. С. 139–154.
2. *Берлянд Н.Г., Духовский А.А.* Глубинные рудоконтролирующие структуры земной коры некоторых регионов Азии // Тектоника Азии: Тез.докл. XXX тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 30–31.
3. *Когарко Л.Н.* Щелочной магматизм в ранней истории Земли // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 251–258.
4. *Кононова В.А., Крамм У., Грауэрт Б.* Возраст и история вещества миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на Урале (данные Rb-Sr изохронного метода) // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1226–1230.
5. *Левин В.Я.* Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала и проблема образования нефелиновых сиенитов // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. VI Уральск. петрографич. совещ. 4.2.. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 220.
6. *Монтеро П.* и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: Вклад в изучение истории развития зоны Главного Уральского глубинного разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докл. Екатеринбург, 1998. С. 106.
7. *Савельев А.А.* и др. Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
8. *Федоров Т.О.* Кислый магматизм больших объемов Центрального Казахстана и Урала: Сравнительный палеогеодинамический аспект // Гранитные вулканоплутонические ассоциации: Петрология, геодинамика, металлогения. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 20–21.
9. *Федоров Т.О., Расцветаев Л.М.* Позднегерцинская структура осевого пояса Урала и ее геодинамическая интерпретация // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса (к 90-летию проф. А.А.Богданова). М.: Изд-во МГУ, 1998. С. 95–106 (Труды лаб. складчатых поясов).
10. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
11. *Чаплыгина Н.Л., Панина Т.Ю.* Состав и последовательность формирования Сыростанского плутона, Южный Урал // Проблемы магматической и метаморфической петрологии: Тез. докл. М.: МГА, 1997. С. 58.

Интерференция деформаций и коллизионный тектогенез

1. Последовательная реализация деформаций, наложение одних структур на другие – хорошо известное явление в тектонике. Примеры “раскрутки” таких сложных систем многочисленны, а соответствующие приемы структурной геологии стали теперь обычной практикой. Вместе с тем, процесс становления земной коры сопровождается и другим стилем формирования структур, когда проявление генетически однотипных или разнородных деформаций происходит не только последовательно, сменяя друг друга во времени, но и одновременно – в пределах одного и того же объема геологической среды.

Термин, описывающий это явление, известен, – интерференция (взаимодействие, слияние, соединение), хотя употребляется он в геологической практике редко. И напрасно, так как очевидно, что масштабы интерференции деформаций совершенно несопоставимы с частотой ее упоминания в геологической литературе, особенно при обсуждении проблем коллизионной геодинамики, где интерференция деформаций проявляется сплошь и рядом. Она – просто типична. Но даже тогда, когда вопросы интерференции деформаций обсуждаются, нередко оказывается, что многие авторы неверно применяют этот термин для описания интегральных структурных ансамблей, возникших в результате многоактных деформаций. Совершенно очевидно, что такие системы имеют иную природу и к интерференции не имеют никакого отношения.

2. Наиболее информативны в плане изучения эффектов интерференции метаморфические породы. Здесь присутствуют реальные индикаторы деформаций, возможна статистическая обработка данных.

3. Ольхонский регион Западного Прибайкалья – хороший объект для исследований интерференции деформаций: великолепная обнаженность, пестрый набор пород, зональный метаморфический ореол (зеленосланцевая – гранулитовая фации), контрастная реология компонентов, составляющих тектонически наложенный разрез, разработанная схема деформаций, пакет детальных геологических карт, специальная аэрофотосъемка территории. Основные элементы тектоники: Сибирская континентальная плита (фундамент – ранний докембрий, чехол – поздний докембрий и палеозой), раннепалеозойский Ольхонский террейн и раннепалеозойские (островодужные, краевоморские) комплексы активной окраины.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Лейтмотив геодинамики региона – раннепалеозойская коллизия, включающая два главных события: сначала столкновение дуга–террейн, а затем – столкновение террейн–континент. В результате была сформирована сложная упаковка картируемых, линейно ориентированных в северо-восточном направлении пластин, составляющих две группы зон. Одна из них включает зоны линейно-складчатых деформаций покровного и сдвигового типов, без участия купольного тектогенеза. Другая группа – включает все три типа складчатых деформаций (покровный, сдвиговый и купольный).

4. Зоны без участия купольного тектогенеза. Документируемые деформации включают три последовательно реализованных этапа покровного генезиса и два этапа сдвиговой природы, происходивших в течение единого акта зонального метаморфизма (ранний ордовик, цирконометрия, U-Pb метод). Покровная деформация генерирована столкновением дуги (или дуг) и террейна, вследствие чего пластины палеозойского островодужного комплекса были выдвинуты на докембрийский фундамент террейна и тектонически перекрыли его. Очевидно, что “причина”, обеспечивавшая импульсы покровных деформаций, располагалась на значительном удалении по латерали.

Последовавшее затем столкновение террейна и Сибирского континента является естественным продолжением этого же стиля развития (здесь реализован вариант “косой коллизии”), но в игру теперь вступили местные, локальные факторы: террейн скользит вдоль края континентальной плиты (бульдозерный эффект) и в качестве генератора складчатости выступают сдвиговые эффекты. Хотя в целом, в глобальном плане, причина и покровных, и сдвиговых деформаций, конечно, едина, реальные источники напряжений в данном конкретном случае оказываются различными. Достаточно ясно, что в тот момент, когда сдвиговые деформации уже начались, покровные деформации, которые в целом предшествовали сдвигам, еще не завершились.

Именно здесь возникают структуры интерференции. Если в “чистом” виде покровные ансамбли представляют собой пакеты складок с субгоризонтальными, а сдвиговые – с субвертикальными шарнирами, то морфология структур интерференции должна быть иной. Иным будет и вектор такой деформации.

К сожалению, точными датировками, которые позволяли бы измерить хронологический интервал формирования структур интерференции, мы не располагаем. В то время, когда в регионе были получены изохронные определения возраста, структурная шкала еще не была разработана, а полученные тогда изохронные датировки позволили надежно оценить возраст магматизма, седиментации, метаморфизма и тектогенеза в целом, без деталей. Теперь, когда региональная структурная шкала имеется, и самое время для того, чтобы датировать длительность этапов деформаций, нет финансов, достаточных для таких анализов.

5. Зоны с участием купольного тектогенеза. В самых общих чертах последовательность этапов деформаций в таких зонах ясна: вначале здесь реализуются покровные деформации, затем – купольный тектогенез и, в последнюю очередь, – сдвиговые деформации. Интерференционные структуры развиты в изобилии. Они составляют две основные группы. Ранняя из них отвечает интерференции покровных и купольных деформаций (покровные деформации еще не завершились, а купольные – уже начались). Поздняя группа интерференционных структур отвечает одновременному взаимодействию купольных и сдвиговых деформаций (купольный тектогенез еще не закончился, а сдвиговые деформации уже начались). Причины появления структур интерференции второй группы понятны: импульсы купольной деформации связаны с событиями в мантии, ремобилизацией коры, погребенной под покровными аллохтонами, взаимодействием нижней и верхней коры в зоне коллизионного шва и экспозицией ядер куполов в инфраструктуре. В свою очередь, покровные и сдвиговые деформации генерированы совсем другими причинами. Коллизионная геодинамика приводит к тому, что все эти стили развития оказались сконцентрированными в одних и тех же объемах геологической среды. Интерференция этих генетически различных структурных систем предопределена.

6. Как выглядят структуры интерференции? Странно, но сегодня это наименее изученное дело. Понятно, что морфология интерференционных структур чрезвычайно сложна, особенно в тех случаях, когда происходит наложение поздних структур интерференции на ранние интерференционные системы. Ясно и то, что степень сложности таких интегральных систем на порядок превосходит и без того достаточно замысловатые структурные узоры, возникающие при “простом”, последовательном наложении одних деформаций на другие. Представляется целесообразным предварить полевые исследования интерференционных деформаций их объемным динамическим компьютерным моделированием, чтобы понять, хотя бы в первом приближении, – как они должны выглядеть. Возможно, тогда станет ясно, что видим-то мы структуры интерференции каждый день, но просто не понимаем – с чем имеем дело.

Геодинамические обстановки формирования и эволюции мезозойских орогенических поясов сопредельных Китайско-Корейских регионов *

Новые данные по сопредельным территориям Китая и Кореи позволили реконструировать геодинамические обстановки тектонической, метаморфической и магматической эволюции мезозойских орогенических поясов, выявив длительный характер этих процессов, выходящих за пределы какой-либо одной традиционно выделяемой орогении.

Проблема тектонического районирования Кореи не решается однозначно. Согласно одним воззрениям, вся эта территория представляет единый кратон.

Однако наши исследования [2] показали, что п-ов Корея пересекается индосинийским складчато-покровным поясом Имжиган, разделяющим кратоны Сино-Корейский и Кенги. Пояс Имжиган образован системой изоклинальных складок и тектонических покровов с общим наклоном на север. Они сложены толщами глинистых сланцев и турбидитов с палеозойской фауной [1], реже амфиболитами, по химизму близкими к островодужным толеитам [4]. Породы пояса Имжиган претерпели зеленосланцевый и амфиболитовый метаморфизм, причем степень его (как и гранитизации пород) возрастает в периферических частях пояса.

Возраст мигматитов и гранитов составляет 225–190 млн лет [5]. Возраст амфиболитов - 249 ± 31 млн лет и 221 ± 31 млн лет [9]. Установлено, что формирование амфиболитов происходило при давлениях 8–13 кбар и 630–740°C [9]. Можно предположить, что часть амфиболитов пояса Имжиган могла образоваться из эклогитов в условиях декомпрессии.

Продолжением этого пояса в пределы Китая является орогенический пояс Циньлин-Деби-Сулу, разделяющий кратоны Сино-Корейский и Янцзы. Сегменты пояса Деби и Сулу нарушены левым сдвигом Тэн-Лу.

Первый из них образован наклоненными на север пластинами, осложненными дополнительной складчатостью. Кроме пластин фундамента и чехла кратонов, здесь выделяются две зоны [8]. Северная зона сложена гранитизированными дорифейскими гнейсами и метагипербазитами; возраст метаморфизма последних $243,9 \pm 5,6$ млн лет [6]. Возраст мигматитов и анатектических гранитов этой зоны в сегменте Деби (как и в Сулу) составляет 130–118 млн лет [3,8,12]. Южная зона сегмента Деби, наряду с гнейсами (испытывшими амфиболитовый метаморфизм в 212 ± 2 млн лет), содержит

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

многочисленные пластины амфиболитизированных эклогитов с коэзитом и алмазами, возникших на глубинах более 100 км при давлениях свыше 30 кбар и 600–750°C [11]. Пик ультрабарического метаморфизма приходится на 232–18 млн лет; этап постколлизийных деформаций и остывания метапород до 300°C охватывает 206–170 млн лет [3].

Сегмент Сулу имеет аналогичное строение, характеризуясь присутствием эклогитов и раннемеловых гранитоидов. Однако все породы здесь испытали милонитизацию вдоль сдвига Тэн-Лу. В сегменте Циньлин рассматриваемого орогенического пояса располагаются пластины серпентинитов и амфиболитов, интерпретируемых в качестве палеозойских островодужных комплексов [8].

Таким образом, единый орогенический пояс, протягивающийся из Китая в Северную Корею, представляет собой индосинийскую коллизийную сутуру с палеозойскими океаническими, островодужными и окраинно-морскими комплексами, а также со средне-позднетриасовыми ультрабарическими метаморфическими породами и такого же возраста образованиями амфиболитовой фации (включая коллизийные гранитоиды). Оторванно (по времени формирования) располагаются анатектические гранитоиды конца неокома – апта.

Синтез приведенных данных свидетельствует о многоэтапности формирования пояса Циньлин–Деби–Сулу–Имжиган. Начало коллизии кратонов Янцзы–Кенги и Сино–Корейского приходится на поздний палеозой (частичное приращение островных дуг). Главный этап коллизии кратонов реконструируется в среднем-позднем триасе, когда в обстановке интенсивного сжатия произошло формирование вергентной на юг складчатопокровной структуры орогенического пояса, образование в зоне столкновения глубинных эклогитов (по затянутым вниз породам нижней коры кратонов) и амфиболитизация комплексов меньшей глубинности с выплавками анатектических гранитоидов.

На следующем этапе (конец триаса–ранняя юра) в условиях умеренного сжатия произошли воздымание, завершающие индосинийские деформации, и амфиболитизация комплексов сутуры. Заключительная раннемеловая гранитизация комплексов сутуры непосредственно не связана с коллизией этих кратонов и причинно обусловлена позднеготеривским–альбским экстраординарным сжатием тихоокеанского края Азиатского континента, сопровождавшимся коллизией с ним ряда террейнов различной природы [7, 10].

Эта среднемеловая орогения (имевшая общее значение для Тихоокеанского кольца) вызвала импульс нового сжатия, деформаций и повышение теплового режима в индосинийском орогеническом поясе, что привело к вспышке гранитизации. В это же время произошло заложение системы левых сдвигов, включая и сдвига Тэн-Лу [7, 11], нарушившего индосинийский пояс.

Таким образом, на примере эволюции орогенического пояса Циньлин–Деби–Имжиган выявляются этапы формирования собственно коллизионной сутуры (от пика коллизии и ультрабарического метаморфизма в обстановке интенсивного сжатия до ослабления компрессии и постколлизионного ретроградного метаморфизма), а также этапы последующей тектонической, метаморфической и магматической трансформации этого пояса, являющейся отражением событий на вновь возникшей границе Азиатского континента и плит Тихого океана.

Этапы последующей трансформации ранее сформировавшихся орогенических поясов в отношении последних являются эпизодами их “тектонической активизации”, которая, однако, имеет причинную связь с событиями на смежных конвергентных границах континентальных и океанических плит.

Литература

1. Геология Кореи. / Под ред. Р.Чж.Пэка. Пхеньян: Изд-во Книг иностранных языков, 1993. 663 с.
2. Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 6. С. 131–144.
3. Hacker B.R., Wang Q. Ar/Ar geochronology of ultrahigh-pressure metamorphism in central China // *Tectonics*. 1995. Vol. 14, № 14. P. 994–1006.
4. Kwon S.T., Chao M., Ree J.H. Geochemistry of the high-P Samgot amphibolite in the Imjingang belt, South Korea // *Chinese Science Bull.* 1995. Vol. 40, № 2. P. 124–130.
5. Lee S.M. The tectonic setting of Korea, with relation to plate tectonics // *Miscellaneous publication*. 1974. № 34. P. 17–27.
6. Li S.G., Hart S.G., Zheng D.L. et al. Timing of collision between the North and South China blocks: The Sm-Nd isotopic age evidence // *Sci. China*. 1989. Ser. B, № 32. P. 1393–1400.
7. Okada H. Collision orogenesis and sedimentation in Hokkaido, Japan // *Accretion tectonics in the Circum-Pacific region*. M. Hasimoto, S. Uyeda (Eds). Tokyo: Terra Sci. Publ., 1983. P. 91–105.
8. Okay A.I., Sengor A.M.C., Satir M. Tectonics of an ultrahigh-pressure metamorphic terrane: The Dabie Shan / Tongbai Shan orogen, China // *Tectonics*. 1993. Vol. 12, № 6. P. 1320–1334.
9. Ree J.H., Cho M., Kwon S.T., Nakamura E. Possible eastward extension of Chinese collision belt in South Korea: the Imjingang belt // *Geology*. 1996. Vol. 24, № 12. P. 1071–1074.
10. Taira A. Pre-Neogene accretionary tectonics in Japan // *Recent Progress of Natural Sci. Japan*. 1985. № 10. P. 51–64.
11. Xue F., Lerch M.F., Kroner A. Tectonic evolution of the East Qinling Mountains, China, in Paleozoic. 1996. Vol. 253, № 3–4. P. 271–284.
12. Yang W. Crustal structure and development of Sulu UHPM terrane in east-central China // *Episodes*. 1997. Vol. 20, № 2. P. 100–103.

Типы метаморфизма Юго-Западного Забайкалья

Метаморфизм Юго-Западного Забайкалья изучен недостаточно по сравнению с такими смежными районами складчатого обрамления Сибирской платформы, как Восточный Саян и Южное Прибайкалье. Представленную ниже схему метаморфизма (рисунок) можно рассматривать как первую предварительную попытку типизации метаморфических комплексов рассматриваемого региона. Базой для данного обобщения послужили в основном неопубликованные данные по петрографии древних стратифицированных образований бассейна р. Джиды и хребта Малый Хамар-Дабан.

На схеме выделены гранитоиды (2, 16), некоторые разломы (17), различные типы (1, 7, 8, 15), фации (9–14) и изограды (3–5) метаморфизма:

1. **Зональный метаморфизм зон коллизии (1)**, связанный с термальными куполами с ядрами в виде массивов **синметаморфических гранитондов (2)**. Он характеризуется классической зональностью андалузит (Анд)-силлиманитового (Сил) типа с температурным диапазоном от верхов зеленосланцевой до верхов амфиболитовой фации с метаморфическими зонами, выделяемыми по изограммам появления индекса-минералов – биотита (Би) (3), **ставролита (Стр)** и Анд совместно (роговой обманки в Салюмосиликатных породах) (4), Сил (клинопироксена) (5) и ортоклаза (6). В строении зональности хребта Малый Хамар-Дабан установлены скачки метаморфизма и смещения зон в отличие от западной части Хамар-Дабана. Наиболее вероятен ордовикский возраст этого метаморфизма.

2. **"Островодужный" метаморфизм (7–11)** объединяет различные типы метаморфических преобразований, установленные в структурно-вещественных комплексах Джидинской раннепалеозойской островодужной системы.

2а. **Реликтовый океанический метаморфизм (7)** в образованиях Джидинского гайота, входящих в состав аккреционного комплекса. Отличается слабыми деформациями пород, псевдоморфным характером замещений, "спилитовым" трендом изменений. Температурный диапазон преобразований – от условий стадии позднего катагенеза (цеолитовой фации) в осадочных породах и подушечных лавах до эпидот-амфиболитовой фации в metabazites из мафических брекчий.

2б. **Метаморфизм захоронения (8)** распространен в отложениях преддугового палеобассейна (флишоидная толща) и ограничен условиями регионального эпигенеза.

¹ Геологический институт БНЦ СО РАН, Улан-Удэ, Россия

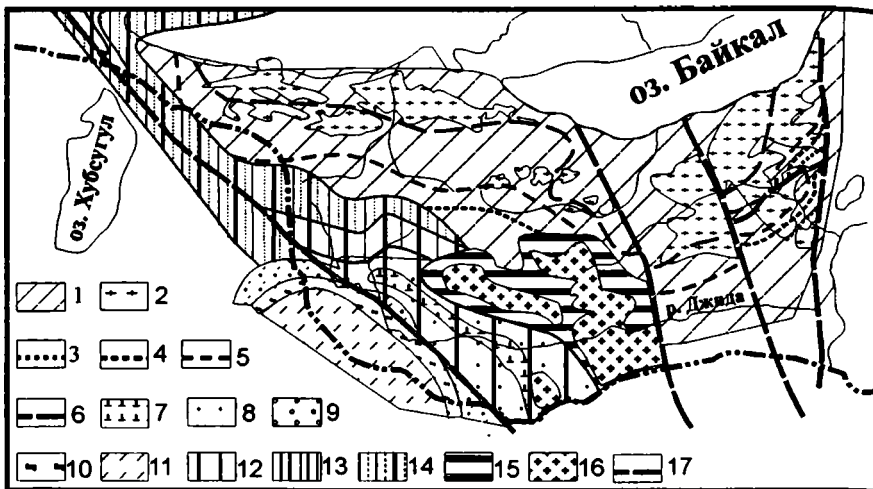


Схема метаморфизма Юго-Западного Забайкалья

Пояснение см. в тексте

2в. Зональный гранито-гнейсовый метаморфизм (9–11) распространен в собственно островодужных образованиях и формирует по данным В.Г. Беличенко и Р.Г.Бооса (1988) серию зональных ореолов с ядрами в виде куполов тоналитов–диоритов. В качестве метафаций выделяются: "зеленокаменная" фация (9) псевдоморфных преобразований в условиях пренипмпеллиитовой субфации, фация зеленых сланцев (10) с гранобластовыми структурами и нерасчлененные метаморфиты верхов зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фаций (11).

3. Метаморфизм сдвиговых зон (12–14), отличающийся относительно крупнозернистыми структурами пород, широким распространением хлорита в минеральных парагенезисах (до Стр зоны включительно), преимущественно метасоматическим характером преобразований при значительной роли флюидных фаз, повсеместным развитием послышной дифференциации и признаков значительных сдвиговых деформаций и др.

В качестве подтипов выделяются площади распространения метаморфизма разрушения (12) с преобразованиями, ограниченными условиями эпизоны; бластомилонитов типа зеленых сланцев (13) и кристаллосланцев (эпидот-амфиболитовая фация) (14). По ряду данных возраст метаморфизма скорее всего карбоновый.

4. Регионально проявленный контактовый метаморфизм (15), связанный с батолитом "орогенных" гранитоидов (16) карбонового (?) возраста формирует мегаореолы метаморфитов Би и Би-гранатовой субфаций.

Предлагается рассматривать Юго-Западное Забайкалье в качестве коллизионного орогена шотландско-алтайского типа, сформированного в ходе двух этапов палеозойской коллизии.

П.А.Фокин¹

Провинции и геодинамические особенности девонского вулканизма Восточно-Европейской платформы

На протяжении фанерозойского этапа развития Восточно-Европейской платформы девонский период характеризуется максимальным всплеском рифтогенной магматической активности. Формирование рифтовых структур происходило под воздействием мантийных горячих точек и в условиях неоднократной смены полей напряжений, однако комплексный анализ палеотектонических обстановок на платформе, закономерностей распространения и состава магматических формаций позволяет реконструировать особенности их развития.

На территории платформы по типам и времени девонской магматической активности возможно выделить три основные провинции: Припятско-Донецкую, Кольско-Беломорскую и Восточно-платформенную.

В состав первой провинции входит территория Припятско-Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса и прилегающие районы Воронежской антеклизы, Жлобинской седловины и Украинского щита. Для провинции характерно значительное распространение широкого спектра магматических формаций щелочной, и в меньшей степени, – толеитовой специализации в пределах рифтовой системы и присутствие пород кимберлитовой субформации и толеитовой серии на ее плечевых поднятиях.

Химизм магматических пород Припятско-Донецкой провинции характерен для рифтовых систем, развитие которых во многом определялось влиянием мантийного плюма [4, 11]. Изменение соотношений петрогенных окислов и редких элементов в вулканитах по направлению от Донбасса к Припятской впадине предполагает увеличение мощности литосферы и уменьшение относительной величины плавления вещества недеплетированной мантии, что находится в согласии с выводами об уменьшении относительно растяжения в северо-западном направлении [12].

Раннефранская стадия рифтогенеза и инициальная фаза магматизма в Донбассе совпали со временем всестороннего растяжения на Восточно-

¹ Московский государственный университет, Москва, Россия

Европейской платформе, а основная стадия заложения Днепровско-Донецкой и Припятской рифтовых впадин приходится на позднефранское время, когда платформа находилась в обстановке сжатия, причем ось формировавшегося рифта была ориентирована вдоль оси сжатия. На протяжении позднего франа-фамена в Днепровско-Донецкой впадине устанавливаются четыре фазы рифтогенеза [8], с всплеском вулканической активности в среднем фамене.

Вторая провинция объединяет районы Кольского полуострова, Карельского перешейка на территории России и Финляндии и побережья Белого моря. Магматические образования представлены интрузивными комплексами щелочной специализации Кольского полуострова и рвущими телами кимберлитового и кимберлитоподобного состава Беломорья.

Многочисленные исследования состава интрузивных комплексов Кольско-Беломорской провинции подтверждают рифтогенную, связанную с активным мантийным плюмом, природу магматизма [3,7]. Анализ изменения соотношений петрогенных окислов в породах комплексов устанавливает более глубинное положение очагов и меньшие величины относительного плавления первичного вещества недеплетированной мантии на периферии рифтовой системы и провинции, а вариации соотношений редких элементов позволяют предполагать ослабление рифтогенеза в юго-западном направлении.

Начало магматизма примерно совпадает с рубежом среднего-позднего девона (380 млн лет), а время его затухания составляет около 360 млн лет [9], что соответствует среднему-позднему фамену; таким образом, этапы девонского магматизма Кольско-Беломорской и Припятско-Донецкой провинций завершились примерно одновременно.

Третья провинция охватывает Волго-Уральскую и Тимано-Печорскую области и северо-восточную часть Московской синеклизы (район городов Любим-Солигалич-Чухлома), в пределах которых магматические образования представлены туфами и туффитами, реже – лавами и интрузивными телами трапповой долерит-базальтовой формации.

Петро- и геохимия девонских вулканитов Восточно-платформенной провинции изучена слабо; исключения составляют базальты Северного Тимана и Печорской впадины. По большинству петрохимических и геохимических параметров базальты Тимана относятся к толеитовой серии и относятся к типично внутриплитным вулканитам. Особенности геохимии базальтов Печорской синеклизы предполагают расположение очагов плавления в нижней части литосферной мантии и высокую – до 20% – степень плавления ее вещества, а примесь субдуцированного вещества (Wilson, устное сообщение) предполагает связь внутриплитного вулканизма с эволюцией субдукционных систем Уральского палеоокеана.

Вулканические образования Восточно-платформенной провинции, как правило, имеют сравнительно небольшую мощность и возраст их ограничивается узкими стратиграфическими интервалами: ардатовским горизонтом

живетского яруса, пашийским или тиманским горизонтами раннего франа. Структурно проявления вулканизма приурочены к грабенообразным структурам, возникшим в живетско-раннефранское время или испытывавшим тогда регенерацию.

Различия во времени и интенсивности вулканизма на Северном и Среднем Тимане [5] позволяют предполагать пропагацию рифтогенеза и его ослабление в юго-восточном направлении. Учитывая, что взаимное расположение Восточно-Баренцевоморского позднедевонского рифтогенного бассейна и Кольской и Тимано-Печорской рифтовых систем образует тройное сочленение [8, 10], можно предположить, что рифтогенез в Восточно-Баренцевоморской области явился движущим фактором девонской активизации Кольской и Тимано-Печорской рифтовых системы.

В итоге необходимо отметить следующие положения.

1. Девонский внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы имеет рифтогенную природу, и его проявления тесно связаны с фазами проявления разломной тектоники.

2. Возникновение девонских рифтовых систем в живетско-раннефранское время определялось напряжениями на границах платформы, порожденными в смежных подвижных областях.

3. Рифтогенные процессы в Кольско-Беломорской и Припятско-Донецкой провинциях в течение позднего девона управлялись влиянием мантийных плюмов.

Литература

1. Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б. Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембри и палеозое // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы: Материалы международного совещания "Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов" (Опалиха, 12-15 мая 1993 г.) М.: КМК, 1994. С. 5–36.
2. Ивсен Ю.Н. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.; Л.: Наука, 1964. 126 с.
3. Когарко Л.Н., Кононова В.А. Щелочной магматизм Балтийского щита, время и условия его развития // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 106–118.
4. Ляшкевич З.М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого рифта. Киев: Наук.а думка, 1987. 176 с.
5. Меннер В.В., Ларионова З.В., Арсланова Р.М., Цаплин А.Е. Новые региональные горизонты нижефранского подъяруса Тимано-Печорской провинции // Палеонтологический метод в геологии. М., 1989. С. 41–44.
6. Шумлянский В.А., Квасница В.Н. Платформенный магматизм и алмазоносность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН. Сер. геол. 1992. № 2. С. 17–26.
7. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра, 1993. 244 с.
8. Fokin P.A., Nikishin A.M., Ziegler P.A. Peri-Urals and Peri-Paleo-Tethyan rift systems of the East-European Craton. (Submitted to Tectonophysics).
9. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age for all magmatism // Lithos. 1993. Vol.30. P. 33–44.

10. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloethingh S.A., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov, I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // R.A.Stephenson, M. Wilson, H. de Boorder, V.I.Starostenko (Eds). EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform // Tectonophysics 1996. Vol. 268. P. 23–63.

11. Wilson M., Kushnir N., Lyashkevich Z.M., Nikishin A.M. Late Devonian magmatic activity associated with the Pripyat-Dniپر-Donets Rift // Intracratonic Rifting and Inversion EUROPROBE Georift Workshop ETH, Zurich. October 16–19, 1997.

12. Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and geodynamics of rifting of the Pripyat-Dniپر-Donets rift, East European Platform // R.A.Stephenson, M. Wilson, H. de Boorder, I.Starostenko (Eds). EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform // Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 65–81.

В.Ю.Фридовский¹

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ, ТЕКТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ТЕКТНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РУДНЫХ РАЙОНАХ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

Главные деформационные структуры, оруденение и проявления магматизма Верхояно-Колымской орогенной области связаны с коллизией в позднем мезозое Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона [1]. В начале коллизии в рудных районах отмечается близгоризонтальная ориентация сжимающих усилий и крутое положение оси растягивающих напряжений, проявление раннеколлизийного золотого оруденения в зонах скальвания. Развитие оруденения тесно связано с тектонометаморфическими преобразованиями в зонах повышенной деформированности и завершается до интрузий гранитоидов. Проявлены метаморфические изменения низких ступеней зеленосланцевой фации с рекристаллизационно-бластическими структурами и сланцеватыми текстурами. Раннеколлизийное оруденение образует протяженные пояса. В Западно-Верхоянском секторе рудоконтролирующие зоны скальвания проявлены в кульминациях антиклинорий, образуя системы чешуйчатых веерообразных лентрического типа, причленяющихся к кровельным надвигам дуплексов карбонатного комплекса основания Верхоянского складчато-надвигового пояса. Для Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса характерны зоны скальвания, приуроченные к

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

периферийной (восточной) части Сетте-Дабанской транспрессионной структуры [2].

Позднеколлизийные золоторудные месторождения образуются в разнообразных структурно-динамических условиях во второй этап коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Охотского террейна с восточной окраиной Северо-Азиатского кратона [2]. Месторождения, в основном, являются производными гранитоидного ряда рудно-магматических систем. Разнообразны структурные условия размещения позднеколлизийного золоторуднения (пликативно-дизъюнктивный, дизъюнктивный и дизъюнктивно-инъективный типы). Важно подчеркнуть преобладание сдвиговых динамических режимов с близгоризонтальным положением осей сжимающих и растягивающих напряжений и сопряженных с ними локальных взбросо-надвиговых и сбросовых полей напряжений.

В Верхояно-Колымской орогенной области сдвиговые зоны длительного развития, прослеживаются на расстояние сотни километров. Они отделяют тектонические блоки, определяют структурно-парагенетические особенности и закономерности строения рудовмещающих структур. Наиболее протяженные сдвиговые зоны прослеживаются вдоль границы Колымо-Омолонского супертеррейна и окраины Северо-Азиатского кратона в виде полосы северо-западного простиранья, ограниченной с юго-запада Адыч-Тарынским разломом, а с северо-востока – Яно-Индибирским. Сдвиги наложены на ранние надвиговые дислокации. Вдоль сдвигов отмечаются левосторонние перемещения, связанные с движением Колымо-Омолонского супертеррейна к западу в позднем неогене, закономерное зональное распределение сдвиговых и взбросо-надвиговых палеотектонических полей напряжений. Вариации палеотектонических полей напряжений приурочены к участкам кулисного перекрытия сдвигов и развития сдвигово-дуплексных структур сжатия и растяжения.

Область кулисного перекрытия смежных разрывов левосдвиговой кинематики может быть право- и левоступенчатого типа в зависимости от характера эшелонирования [6]. При правоступенчатом эшелонировании левосторонних сдвигов область кулисного перекрытия находится в условиях сжатия. Левоступенчатое эшелонирование способствует развитию локальных растягивающих напряжений и проявлению вторичных сбросов в области кулисного перекрытия сдвигов. Такой механизм формирования известен для впадин pull-apart – ромбовидных депрессий, ограниченных субпараллельными перекрывающимися по простиранью сдвигами и вторичными сколами на их дистальных окончаниях [3,4,5,6]. Геометрия структур pull-apart определяется глубиной до основания, расстоянием между параллельными или эшелонированными разломами и величиной их перекрытия [3, 5, 6].

Сдвигово-дуплексные структуры сжатия установлены в зоне Бадран-Эгеляхского разлома. Специальными структурными исследованиями в подземных и поверхностных горных выработках изучены трещинные элементы

и реконструированы тектонические поля напряжений зоны “Надвиговая”. Прослеживается закономерное изменение типов полей напряжений в различных частях зоны “Надвиговой”. Ориентировка осей главных сжимающих напряжений в центральной части зоны “Надвиговой” характеризуется юго-западным близгоризонтальным или умеренно наклонным положением. Векторы главных растягивающих напряжений располагаются близвертикально или круто ($65-70^\circ$) наклонены к северо-востоку или юго-западу. К дистальным окончаниям зоны “Надвиговой” ориентация осей сжимающих напряжений сохраняется. Векторы растягивающих напряжений переориентируются близгоризонтально или наклонно ($20-28^\circ$). С зональным распространением осей тектонических полей напряжений связано закономерное изменение положения и типа смещения по простиранию зоны “Надвиговой”. Для центрального участка зоны “Надвиговой” характерны надвиговые перемещения и пологое ($28-35^\circ$) падение к северо-востоку по азимуту 45° . На юго-восточном окончании зона разветвляется на несколько вторичных сколов, развивающихся в полосе шириной 250–300 м, а к северо-западу приобретает крутое ($50-80^\circ$) падение к северу с преимущественно левосдвиговыми с незначительной взбросовой компонентой смещениями.

Тектонические поля напряжений с крутоориентированным сжатием и горизонтальным растяжением распространены локально в экзо- и эндоконтактах интрузивных тел и в определенных условиях сопровождаются кольцевыми и радиальными разрывами с редкометалльным оруденением. Они обусловлены динамической активностью интрузий и несут локальный характер, ослабевающий по мере удаления от магматических тел.

Динамические условия формирования оруденения в перекрывающих и сшивающих вулканоплутонических комплексах обусловлены альб-поздне-меловыми субдукционными процессами на востоке Азии. С ними ассоциируют золото-серебряное и редкометалльное оруденения в структурах центрального типа, линейных и субвулканических зонах вулканоплутонических комплексов.

Таким образом, в рудных районах Верхояно-Колымской орогенной области устанавливается закономерная направленность мезозойских динамических режимов, тектонометаморфических и тектономагматических процессов, которая увязывается с общими геодинамическими событиями на северо-востоке Азии.

Литература

1. *Парфенов Л.М.* Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
2. *Фридовский В.Ю., Прокотьев А.В.* Структурно-геодинамический контроль золотого оруденения внешней зоны Верхояно-Черского орогена // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия): Материалы конференции. Якутск: ИГН СО РАН, 1997. С. 29–32.

3. Hempton M.R., Neher K. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike-slip fault: Implication for the structural evolution of pull-apart basins // *Journal of Structural Geology*. 1986. Vol. 8. P. 597–605.

4. Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., Burke K. Development of pull-apart basins // *Journal of Geology*. 1983. Vol. 91. P. 529–554.

5. Segall P., Pollard D.D. Mechanics of discontinuous faults // *Journal of Geophysical Research*. 1980. Vol. 85. P. 4337–350.

6. Sylvester A. G. Strike-slip fault // *Geological Society of American Bulletin*. 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.

В.Т.Фролов¹

Историческая геодинамика восточной окраины Азии

Восточная окраина Азии, как и Австралии, а также тихоокеанская окраина Арктики, – наиболее выразительные тектонотипы для определения характера геодинамических процессов, по крайней мере мезо- и кайнозойских. Здесь полно развиты островные дуги, глубоководные желоба, сейсмофокальные зоны и окраинные моря. Историческая геодинамика этих зон, т.е. реконструкция вертикальных и горизонтальных тектонических движений – пробный камень всех гипотез в конечной инстанции, особенно выдвигаемых на чисто физической или актуалистической основе. Для этого и геодинамика должна и может основываться на полном комплексе нормального историко-геологического изучения: на региональной стратиграфии, литологии, петрологии, формациологии, геохимии, тектонике, а также на сравнительном анализе аналогов и гомологов.

Несмотря на фрагментарность выходов мезозойских и кайнозойских образований, часто разобращенных разрывами и новообразованными окраинными морями, геологическая история восстанавливается достаточно полно, и она позволяет объективно выбраковывать геодинамические модели.

Осадочные формации представлены практически только флишем. В антропогене местами формировался шпир, моласса редка. Вулканические формации – разнообразные по составу вулканитов с доминированием известково-щелочных серий, т.е. типично островодужные [1,2]. Они аналогичны внутриконтинентальным вулканическим поясам, например, Охотско-Чукотскому [3], а также внутри- и межконтинентальным эвгеосинклинальным магматитам [1]. Осадочный элемент вулканических формаций, часто по объему преобладающий, – вулканитовые турбидиты и олистостромы, включая синседиментационные складчатые толщи в сотни метров. Реликтовые

¹ Московский университет (МГУ), Москва, Россия

обломочные компоненты экзокластов циклично эволюционировали от среднезрелых в нижних сериях до полностью незрелого состава в молодых, что отражает уменьшение поставки с крупных материков, за счет размыва осадочных и “гранитно-метаморфических” комплексов, т.е. прогрессивную изоляцию зоны островных дуг от континента.

Геологическое строение земной коры окраинных морей и островных дуг однозначно указывает на их заложение на коре континентального типа, массивы которой устанавливаются геофизическими и геологическими методами (Срединно-Охотский и др.). “Гранитно-метаморфические комплексы”, залегающие в основании островных дуг и в их обрамлении, даже в эоценовое время давали терригенный материал (Командоры и др.). Объективно восстанавливаемая геологическая история восточной окраины Азии не позволяет рассматривать ее как отшнурованную от океана зону якобы с первичной корой океанического типа и отвергает представление о заложении Алеутской, Курило-Камчатской и продолжающих последнюю на юг островных дуг на океанической коре.

Действительная история и геодинамика указывают на деструкцию континента, начавшуюся, по крайней мере, в конце юры и продолжавшуюся до настоящего времени, а именно: на образование субмеридионального сводового поднятия, рифтинга, магматическое замещение низов коры [7,8], умеренный спрединг (подъем магматического диапира и ореола прогрева), отдвигающего части континентов в сторону океана на десятки – первые сотни километров, надвигании структур островных дуг на океаническую кору, позднее образование глубоководных желобов.

Слои позднего мела и кайнозоя на островах практически не деформированы, они лишь моноκлиально полого наклонены в сторону океана – вследствие заваливания и сползания по листрическим сбросам гравитационно неустойчивых масс, чему способствуют частые землетрясения. Доминировал режим растяжения, никаких признаков аккреции или скупивания, а также субдукции. Подчиненные фазы сжатия чаще всего не приводили к складкообразованию, но создавали на глубинах в десятки километров застойные условия, способствовавшие вызреванию андезитов и других известково-щелочных вулканитов, заимствовавших воду, другие флюиды и силикатное вещество из стратисферы и нижних горизонтов коры [7, 8]. В фазы сжатия локально образовывались складки, но большая часть складчатых деформаций синседиментационна (оползневые, штамповые, приразрывные, гравитационные и др.). Складки формируются и ныне.

Деструкция континента Азии, так же, как и Австралии, Арктики и полностью океанизированных континентов по обе стороны от Индонезийских островных дуг, – длительный глобальный процесс, стартовавший, возможно, в конце палеозоя и без видимого ослабления продолжающийся в настоящее время.

Работа выполнена при финансовой поддержке научного фонда РФФИ.

1. Фролова Т.И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
2. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение окраинных морей // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1995. № 4. С. 13–29.
3. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 214 с.
4. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 430 с.
5. Резанов И.А., Зотов И.А. Магматическое замещение как механизм океанизации земной коры // Проблемы океанизации Земли. Калининград, 1983. С. 99–106.
6. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. М.: Наука. 1987. С. 39–64.
7. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
8. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафрогенных впадин // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 298–317.

В.Т.Фролов, М.Н.Щербакова¹

Геодинамика Крыма в мезозое и кайнозое

Крымский сектор Альпид интересен тем, что в нем на сравнительно ограниченной площади четко прослеживается история смены режимов: рифтового, геосинклинального биоциклитового и тафрогенного (впадина Черного моря). Все это совершалось при доминировании процессов растяжения и деструкции земной коры, консолидированной в конце палеозоя.

Образование рифтов началось в триасе (контрастные риолит-базальтовые вулканы слабой и умеренной интенсивности и мощные терригенные толщи, сначала, вероятно, континентальные); вскоре, уже в позднем триасе, на юге Крыма оно сменилось геосинклинальным развитием с умеренным спредингом, быстрым погружением и интенсивной некомпенсирующей флишевой седиментацией (верхнетриасово-нижнеюрская таврическая серия), местами сопровождающейся слабым базальтовым и андезитобазальтовым вулканизмом [1,2]. Возможно, сходный прогиб развивался и на месте современного Черного моря, хотя большая часть этого пространства была горной сушей, поставляющей обломочный материал как на север, в Южно-Крымскую геосинклиналь и в Больше-Кавказский прогиб, так и на юг, в зону Понтид или промежуточный рифтовый бассейн.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Большая часть мелких, средних и крупных (в сотни метров) складок и надвигов формировалась синседиментационно и наращивала толщину (мощность) серии. Чаще всего эти складки ошибочно рассматриваются как тектооаккреционные, а в последние годы их нередко связывают с субдукцией [3-5].

В конце ранней юры и начале средней в северной краевой зоне (Лозовской) накопились мощные (до 2 км) грубообломочные граувакковые градационно циклитовые подводно-пролювиальные отложения битакской свиты, которые можно отнести к шпировой формации – свидетелю горообразования в северном обрамлении. В южных зонах в частных прогибах формировались субфлишевые глины (аален – ранний байос), а в верховьях Качи - паралическая угленосная толща (бешуйская свита).

Интересен поздний байос: в трех узких зонах, по глубоким субвертикальным разломам, ограничивающих Качинское и Южно-Бережное поднятия, а также в районе Карадага, проявился довольно интенсивный андезитобазальтовый вулканизм (карадагская и бодракская свиты, толщиной, соответственно, до 600 и 400 м), аналогичный островодужному. Это соблазнило некоторых геологов [3,4,6] уподобить Крым активной континентальной окраине с двойной и даже тройной островной дугой и с таким же количеством зон субдукции. Океан шириной более 2000 км располагался к югу от Крыма. Его творцов не смущал факт поставки из этого океана в келловей-раннеоксфордское время гранитного и иного континентного грубообломочного материала для формирования демерджинских конгломератов (до 1,5 км), блестяще описанных В.Г.Черновым. Гипертрофированно приписывается интенсивное сжатие северной шовной Лозовской зоне, в которой глины триаса и юры не потеряли способности размокать. Сильно преувеличенно и необоснованно рисуется и общее сокращение ширины “океана” и его “задуговых” морей. Но этого требует “теория” и ее модель – “прокрустово ложе”. Хотя с началом поздней юры силикатная седиментация резко сменилась карбонатной (климатический фактор), геодинамически режим изменился мало: продолжалось флишеобразование, особенно в южной, Судакско-Карадагской зоне, тяготеющей к флишевой зоне южного склона Большого Кавказа. Однако четче стала дифференциация бассейна на прогибы и поднятия, заметнее проявилось поперечное, Симферопольское поднятие.

В мелу на большей части Крыма режим становится субплатформенным, хотя в более подвижной восточной зоне сохранились и в кайнозое даже увеличились глубоководные прогибы и закладывались новые (Индоло-Кубанский прогиб), отражавшие усиление процесса тафрогенеза Черного моря и деструкцию коры в результате режима растяжения.

Мезозойский геосинклинальный цикл в Крыму плавно перешел в альпийский, а последний в миоцене продолжился современным: Черное море, Индоло-Кубанский и поперечный Таманско-Керченский прогибы – современная геосинклиналь с некомпенсирующей флишевой седиментацией.

Господствующие с триаса режимы растяжения и опускания, выразившиеся, в частности, в отсутствии молассы, свидетельствуют об активности мантии под Крымом и их фиксированности на протяжении сотен миллионов лет.

Геология Крыма, в частности его геодинамика, как и геология Кавказа, Альп и Средиземноморья, не укладываются в односторонние мобилистские схемы, основанные лишь на актуализме и физических феноменах. Геологическая история, изученная комплексным методом, остается критерием всех гипотез и теорий.

Литература

1. Муратов М.В. Геология СССР. Т. 8: Крым. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.
2. Фролов В.Т. Мезозойские и кайнозойские формации Крыма // Бюл.МОИП. отд.геол., 1998. Т. 73, вып. 5. С. 39–48.
3. Милеев В.С. и др. Строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.
4. Фролова Т.И. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.
5. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение окраинных морей // Вест. МГУ, сер. геол. 1995. № 4. С. 13-29.
6. Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 214 с.
7. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 450 с.
8. Резанов И.А., Зотов И.А. Магматическое замещение как механизм океанизации земной коры // Проблемы океанизации Земли. Калининград, 1983. С. 99–106.
9. Перчук Л.Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, вып. 14, 1987. С. 39–64.
10. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра. 1989. 261 с.
11. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафрогенных впадин // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 298–317.

Т.И.Фролова¹

Магматизм как индикатор деструктивных структур континентов

Образование глубоких впадин на континентальной коре с разной степенью ее преобразования, вплоть до океанической, сопровождается интенсивным магматизмом и является одним из примеров обмена веществом между корой и мантией Земли. Магматизм отражает стадии развития впадин, явля-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ьясь индикатором деструкции земной коры. Примерами таких впадин, называемых тафрогенными (ТВ), являются котловины внутренних и окраинных морей, а также наземные депрессии. ТВ внутренних морей, наложенные на срединные массивы, краевые части платформ, реже на складчатые зоны, известны в Средиземноморье, будучи сформированы в кайнозой, преимущественно в неогене. Мощность коры под ними сокращена по сравнению с обрамляющими структурами (40–65 км) от 20–25 км (Альборанская впадина, Паннонская депрессия) до 4–5 км (Тирренское море, центральная часть Черного моря). Утонение коры сопровождается возрастанием пластовых сейсмических скоростей до $V_p=7,4-7,6$ км/с в низах разреза и их понижением в подстилающей верхней мантии (7,8–7,9 км/с). Одновременно возрастает тепловой поток и появляются астеносферные линзы на глубинах от 50–60 до 200 км.

Магматизм, сопровождающий образование ТВ Средиземноморья, начался в позднем олигоцене–неогене. На ранних стадиях эволюции, когда происходит сокращение базальтового слоя коры, развит преимущественно известково-щелочной (андезитовый) магматизм с варьирующими объемами кислых и средних пород. На поздних стадиях он сменяется плиоцен-четвертичным базальтовым вулканизмом с щелочным уклоном, синхронным быстрому погружению впадин с одновременным разрушением гранитного слоя.

Таким образом, главная тенденция развития магматизма является антидромной, что характерно для времени деструкции континентальной коры [1]. Примером ранней стадии развития ТВ является Паннонская депрессия, где на коре с утоненным базальтовым слоем накопились мощные толщи кислых эксплозивных вулканических образований, сменившиеся в плиоцен-плейстоцене незначительными объемами базальтов, синхронных начавшемуся интенсивному прогибанию. Тирренское море, где в результате высокой степени переработки его центральной части образовалась океаническая кора, характеризуется базальтовым вулканизмом, подстилаемым офиолитовым меланжем.

На разных стадиях развития находятся ТВ окраинных морей Западно-Тихоокеанской окраины [2-4]. Это гетерогенные структуры, состоящие из котловин и поднятий с различными количественными соотношениями континентальной и океанической коры: от шельфовых морей (Охотское, Восточно-Китайское и др.) до морей, подстилаемых океанической корой (Филиппинское море). Мощность консолидированной коры изменяется от 20–25 км (поднятия) до 5–15 км (котловины) и обнаруживают обратную корреляцию со скоростями сейсмических волн. В коре поднятий часто присутствуют низкоскоростные линзы и блоки “гранитного” слоя. Отрицательные плотностные аномалии свидетельствуют о глубоких мантийных корнях под ТВ. Обобщенный эволюционный тренд магматизма аналогичен тренду ТВ Средиземноморья: известково-щелочные, преимущественно кислые по-

роды сменяются слабощелочными базальтами и андезибазальтами и заканчиваются толеитовыми базальтами, эволюционирующими от островодужного типа к океаническому. К рифтам и разломам приурочены относительно редкие щелочные породы базанит-тефритового ряда.

Итак, общими чертами для кайнозойских ТВ являются: уменьшение мощности и повышенные сейсмические скорости консолидированной коры; исчезновение “гранитного” слоя или наличие его реликтов; наличие предшествующего поднятия территории впадины; низкие плотности верхней части мантии; высокий тепловой поток в период магматической активности. Главными особенностями магматизма являются: антидромная последовательность – показатель континентальной деструкции; тесная временная связь быстрого погружения и базальтового магматизма, который может быть назван тафрогенным; появление океанических базальтов как конечного члена эволюционного ряда.

ТВ образуются в результате двух главных процессов: 1) спрединга с образованием новой океанической коры и 2) быстрого площадного проседания, приводящего к трансформации континентальной коры в океаническую. Наличие второго процесса доказывается изометричными и субовальными формами впадин, отсутствием складчатости и скупивания в обрамляющих структурах, наличием реликтов последних, встречающихся во впадинах без смещения, недостаточной интенсивностью растяжения в рифтовых структурах для образования впадин в их реальных размерах [5]. Трансформация континентальной коры в океаническую не является простым механическим растяжением (за исключением процессов рифтинга и спрединга), так как в этом процессе происходит изменение физико-вещественных свойств коры. Оно является следствием магматического замещения базальтового и “гранитного” слоев, соответственно, ультрабазитовыми и базитовыми расплавами [6].

Ведущая роль мантийных диапиров в формировании впадин несомненна. Возникающие при этом в мантии тепловые и вещественные неоднородности обуславливают смену одного типа коры другим, а также изменение внешнего облика Земли, в том числе образование поднятий и впадин.

Литература

1. Фролова Т.И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора. Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. № 1. С. 3–20.
2. Geology and Geophysics of the Philippine Sea. / Ed. by H.Tokuyama, S.Shcheka, N.Isezaki et al. Tokyo, Terrapub. 1995. 405 p.
3. Geology and Geophysics of the Japan Sea. / Ed. by N.Isezaki, I.I.Bersenev, K.Tamaki et al. Tokyo, Terrapub. 1996. 486 p.
4. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 250 с.
5. Артошков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 453 с.

Т.И.Фролова, И.А.Бурикова¹

Являются ли известково-щелочные серии трассерами субдукционных обстановок?

Известково-щелочные серии (ИЩС) считаются одним из главных индикаторов субдукционных обстановок на конвергентных границах плит. Согласно широко распространенной точке зрения, их магмогенерирующим субстратом является субдуцируемая океаническая плита. Однако ИЩС достаточно разнообразны по составу и, соответственно, гетерогенны, не говоря уже о том, что они встречаются в различных геотектонических обстановках, не всегда связанных с океаном.

ИЩ породы представляют собою непрерывные по кислотности серии от базальтов до риолитов, формирующиеся в подвижных поясах в обстановке преимущественного сжатия с обилием средних и кислых пород, богатые летучими компонентами, с высоким окислительным потенциалом, мантийного, мантийно-корового, реже корового происхождения, эволюционирующие в результате процессов кристаллизационной дифференциации, контаминации и смешения магм. Среди современных ИЩС выделяются три группы в зависимости от геотектонической обстановки их формирования: островодужные, окраинно-континентальные и внутриконтинентальные.

Островодужные ИЩС развиваются на деструктурированных окраинах континентов и по степени мафичности фундамента разделяются на энсиматические и энсиалические. Объемы ИЩС и их породный состав прямо коррелируется с мощностью и степенью сиаличности подстилающей их коры. От симатических к сиалическим дугам в ИЩС возрастает количество средних и кислых пород, уменьшается объем базальтов, увеличивается количество щелочей в породах, вплоть до появления субщелочных образований. Возрастают объемы интрузивных пород, появляются ОН-содержащие минеральные парагенезисы, увеличивается количество магнетита. Изотопия Sr, Nd, O незначительно сдвигается от мантийных меток к коровым. Таким образом, состав ИЩС закономерно изменяется в зависимости от типа островной дуги.

ИЩС окраинных поясов континентов сохраняют тенденцию обогащения среднекислыми породами по мере увеличения мощности коры. Повсеместно

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

исчезают низкокальциевые и возрастают кальциевые типы пород. Происходит дальнейшее увеличение объемов комагматичных интрузивов. Признаки гибридизма и смешения магм более значительны, чем в ИЩС островных дуг. Изотопные отношения Sr и Nd существенно сдвинуты в сторону коровых, что говорит об участии в магмообразовании материала древней коры. Наличие ксенолитов метаморфических сланцев, гнейсов, кварцитов, широкое распространение кислых двуполевошпатовых пород, приуроченных к тройному минимуму гранитной системы, не исключает палингенного происхождения части из них.

ИЩС континентов входят в состав разнообразных вулканоплутонических поясов. Это орогены, зоны автономной активизации и коллизии континентов, обрамление древних блоков и т.д. Состав серий различается в зависимости от тектонической обстановки: андезиты и кислые породы приурочены к более жестким блокам, а базальты преобладают в зонах молодой складчатости и максимального растяжения (Охотско-Чукотский пояс). Внутриконтинентальные пояса могут иметь поперечное положение по отношению к простирацию региональных структур (Транскавказское поперечное поднятие). Все особенности состава, свойственные предыдущей группе, получают в них дальнейшее развитие: увеличение щелочности пород, возрастание объемов интрузивов, широкое распространение признаков гибридизма. Коровый материал, судя по изотопным данным, является преобладающим в кислых породах. В случае особо разогретой литосферы возможен коровый анатексис.

Особенности вещественного состава разных групп ИЩС определяются различиями в их происхождении, в частности, – различиями в источниках их магматических расплавов. Потенциальными источниками энсиматических островодужных магм являются: 1) мантийный клин, состоящий из океанической литосферы – тугоплавких гарцбургитов и лерцолитов, в разной степени обедненных, и нижележащей астеносферы, более обогащенной и легкоплавкой; 2) океаническая кора базитового состава; 3) флюидная фаза сложного, преимущественно водного состава, обогащение которой приводит к образованию так называемого “островодужного” источника генерации магм. Происхождение флюидной фазы может быть связано либо с дегидратацией океанической коры, либо с поднимающимися мантийными плюмами (диапирами). Образование базальтов может иметь место при полном плавлении океанической плиты на глубинах от 30–40 до 80 км, пока она сохраняет минералогию зеленых сланцев и амфиболитов. Однако для образования островодужных базальтов за счет субдуцируемой плиты на этих глубинах слишком низки температуры. Кроме того, вулканический фронт, ограничивающий со стороны океана область плавления, пересекает океаническую плиту гораздо глубже (около 125 км), т.е. там, где плита приобретает уже минералогию “сухого” эклогита. Плавление на такой глубине требует высо-

кой температуры, а выплавки противоречат “водному” характеру островодужных магм.

Сказанное приводит к предположению о необходимости дополнительного источника тепла и флюидов в результате подъема мантийного диапира, что подтверждается геологическими и геофизическими данными. Таким образом, ИЩС энсиматических дуг являются результатом плавления мантийного источника, однако природа флюида остается проблематичной. ИЩС энсиалических островных дуг по геологической обстановке сходны с окраинно-континентальными поясами, выделенными нами во вторую группу: те и другие подстилаются континентальной корой. Различия между ними заключаются в более метасоматизированной и обогащенной литосфере и в более мощной континентальной коре (40–70 км по сравнению с 25–30 км).

Флюидная фаза, поступающая в литосферу под окраинно-континентальными поясами, так же как тепло и расплавы поднимающегося мантийного диапира, вызывают ее плавление. Смещение корового вещества с мантийным способствует коровой контаминации. Чем толще кора и субконтинентальная литосфера, отличающиеся меньшей плотностью по сравнению с океаническими, тем на большей глубине от поверхности локализируются промежуточные очаги, что способствует контаминации, фракционированию с появлением средних и кислых пород. Роль материала океанической плиты в формировании ИЩС, возникших на континентальной коре, ограничивается, таким образом, только флюидами и то, если принять их океаническую природу. Но, как известно, образование ИЩС имеет место и вне океанических окраин, как в случае внутриконтинентальных поясов.

Утверждать, что с внутриконтинентальными областями развития ИЩС всегда связаны СФЗ, нет оснований. Даже если они и существовали, то ко времени современного активного известково-щелочного вулканизма полностью переработаны. Примером невозможности наличия связи между СФЗ и ИЩС является Кавказ, где ареал новейшего ИЩ вулканизма расположен поперек простирающихся Кавказских структур.

Источниками магматических расплавов для континентальных ИЩС являются: преимущественно мощная субконтинентальная литосфера и континентальная кора, а также прогретые их выше температуры солидуса горячие расплавы и флюиды, которые вряд ли следует отождествлять с флюидами, образовавшимися в результате дегидратации океанической коры. Более очевидна их связь с мантийными диапирами.

Представления об участии океанической плиты и связанных с ее дегидратацией флюидов в образовании ИЩС могут быть предположительно применимы лишь для небольшой их части, приуроченной к энсиматическим дугам, число которых невелико, так же, как и объемы развитых на них ИЩС. Отсюда следует, что однозначное толкование ИЩС как трассеров субдукции океанической коры и сутурных швов исчезнувших океанов является неверным.

Многоуровенная мантийная конвекция и многопорядковая цикличность эндогенных процессов – ключ к пониманию глобальной геодинамики

К настоящему времени успехи сейсмической томографии и экспериментальной минералогии сделали очевидным, что процессы, происходящие в мантии Земли и непосредственно влияющие на эволюцию литосферы и коры, не сводятся к простой схеме общемантийной конвекции, хотя и затрагивают мантию в целом. Новейшие данные, с одной стороны, подтверждают роль границы на глубине 660 км как определенного барьера на пути проникновения подвергающихся субдукции литосферных пластин “слэбов” в нижнюю мантию, а также, вероятно, подъема плюмов из ее глубин, но, с другой стороны, указывают на преодолимость этого барьера и на проникновение слэбов в нижнюю мантию до глубины 1000–2000 км. Все более сложным оказывается строение переходного слоя от мантии к ядру – слоя Д, обладающего значительной мощностью, явной латеральной гетерогенностью и подстилаемого на самой границе с ядром частично расплавленным слоем. Существуют серьезные основания считать, что литосфера подвергается воздействию конвективных мантийных течений по крайней мере двух порядков и что достигающие ее мантийные плюмы могут зародиться по меньшей мере на двух уровнях – на границе 660 км и на границе мантии и ядра.

Все это приводит, несмотря на недостаточную определенность наших сведений, к общему заключению о многоуровневом строении не только верхней, но и нижней мантии, о том, что на разных ее уровнях происходят квазиавтономные конвективные процессы и что эти процессы находятся в постоянном взаимодействии, причем характер этого взаимодействия меняется со временем как необратимо, так и циклически.

Цикличность в развитии литосферы, со всей очевидностью отражающая происходящее в мантии, установлена в проявлении всех основных геологических процессов – тектонических движений, деформаций, сейсмичности, магматизма, метаморфизма, седиментогенеза. Она представляет многопорядковый феномен, но главное значение с точки зрения геодинамики имеют циклы трех порядков, продолжительность которых оценивается сотнями–десятками миллионов лет. Наиболее крупными из них являются циклы продолжительностью в 500–600 млн лет, выражающиеся в образовании и распаде суперконтинентов – Пангей с новообразованием и замыканием океанов и порожденных ими подвижных геосинклинально-орогенных поясов. По-

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

сколькx с этими циклами связано новообразование и отмирание океанов, целесообразно закрепить именно за ними наименование циклов Вилсона, впервые описавшего этот процесс и выявившего его стадийность. Завершение циклов Вилсона связано с коллизией ограничивающих океаны континентов и их слиянием (“амальгамацией”) в суперконтиненты.

История палеоокеанов, в частности Тетиса и Палеоазиатского, показывает, что циклы Вилсона состоят, как правило, из нескольких циклов более высокого порядка, продолжительностью в 200–250 млн лет, таких, как выделенные сто лет назад М.Бертраном каледонский, герцинский, альпийский, к которым можно добавить позднее установленные байкальский и киммерийский. Завершение этих циклов выражается в частичном замыкании океанов и нередко сопровождается раскрытием новых их сегментов. Замыкание связано со столкновением микроконтинентов или крупных островных дуг с континентами, с отмиранием одних осей спрединга и зон субдукции и образованием новых. За этими циклами следует закрепить название циклов Бертрана в честь их первооткрывателя.

Цикличность следующего порядка выражена в периодическом проявлении эпох (фаз) повышенной эндогенной активности – тектогенеза, магматизма, метаморфизма, выявленной структурными и изотопно-геохронологическими методами. Подобные фазы были впервые выделены под собственными названиями Г.Штилле и разделяются интервалами времени в 30–40 млн лет; их следует именовать соответственно циклами Штилле. С ними связано столкновение островных дуг между собой, с микроконтинентами и континентами, расщепление этих дуг, реорганизацию расположения осей спрединга, перескок этих осей и зон субдукции.

Синхронность этих явлений в глобальном или близком к нему масштабе может быть продемонстрирована на примере Индийского и Тихого океанов и их обрамления.

Совершенно очевидно, что эта цикличность в развитии литосферы и всей тектоносферы, до глубины по меньшей мере 410 км, должна быть связана с изменениями в распределении конвективных течений в верхней мантии, поскольку, как показал В.П.Трубицын, распределение континентов и особенно суперконтинентов непосредственно влияет на картину мантийной конвекции.

Более того, по крайней мере с циклами Вилсона связан “прорыв” литосферных слэбов в нижнюю мантию, в свою очередь стимулирующий подъем плюмов от границы мантия/ядро. Циклы Бертра и Штилле могут затрагивать, соответственно, верхнюю мантию с переходным слоем Голицына и астеносферу.

Таким образом, сложная картина взаимодействия процессов, происходящих в недрах Земли, непрерывно эволюционирует и видоизменяется, причем основным регулятором этих изменений служат, скорее всего, события на границе мантия/ядро, обнаруживающие определенную периодичность, вполне возможно находящуюся в резонансе с воздействиями, испытывае-

Проблемы строения докембрийских массивов Центрального Казахстана

Представления о строении докембрийских массивов Ц.Казахстана сложились в 70-е годы во время проведения в этом регионе крупномасштабной геологической съемки. В основу этих построений легли стратиграфические схемы [6], разработанные на базе фиксированных представлений о строении складчатых зон докембрия. С того времени накопился материал о покровно-складчатом строении докембрийских массивов Ц.Казахстана и об участии в составе отдельных покровных комплексов образований венда–нижнего палеозоя, ранее ошибочно относимых к докембрию [1-4, 7, 8, 10, 11]. Кроме того, в настоящее время ясно, что такие массивы, как Кокчетавский, Южно-Улутауский, представляют не единое целое, а коллаж блоков, разделенных разломами, к которым приурочены выходы офиолитов ордовикского возраста. Эти данные заставляют снова вернуться к проблемам строения и истории формирования блоков докембрия, участвующих в структуре палеозойд Ц.Казахстана. Предлагаемые ниже модели строения докембрийских массивов носят предварительный характер и нуждаются в проверке полевыми исследованиями.

Улутауский массив имеет покровно-складчатое строение, сформированное по крайней мере в течение двух этапов.

На первом этапе произошла обдукция базальтов и джеспелитов карсакпайской серии, а также толщи обломочных кварцитов и мраморов надырбайской и уштобинской свит на вулканиты верхнерифейской порфириновой формации (актасская свита коксуйской серии) и подстилающие гранитизированные образования жийдинской серии, прорванные гранитами жаункарского комплекса с возрастом 1180 ± 100 млн лет [9]. Обдукция сопровождалась проявлениями высокобарического метаморфизма – новообразованием амфиболов глаукофанового ряда и накоплением олистостромового комплекса (кужарминская свита аралбайской серии, часть шагырлинской свиты карсакпайской серии, белкудукская и карасайская свиты боздакской серии, колдыбайшокинская свита майтубинской серии, сатанская свита

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

улутауской серии), представленного бластопсаммитовыми и бластоконгломератовыми сланцами с отдельными олистоплаками железистых кварцитов, железистых сланцев, порфиритоидов, порфириидов, обломочных кварцитов и мраморов. Этот этап утолщения континентальной коры завершился во второй половине венда внедрением гранитов актасского комплекса с возрастом 640 млн лет.

После первого этапа покровообразования на территории Южно-Улутауского массива начал формироваться платформенный чехол – обломочные кварциты и углеродисто-кремнистые сланцы с линзами известняков (жалтауская свита, низы жаункарской и тумурзинской свит). Эти отложения содержат комплекс микрофоссилий поздневендско-томмотского возраста [2].

Второй этап утолщения континентальной коры Южно-Улутауского массива связан со сдвиговыми перемещениями вдоль субмеридианальных (в современных координатах) Жельтгауского и Восточно-Улутауского разломов, произошедшими, предположительно, из-за аккреции во фронтальной части сначала ранне-среднекембрийской, затем позднеордовикской островной дуги, фрагменты которых сохранились в современной структуре к северу, западу и северо-западу от массива Улутау (аналоги бошекульской серии в Кокчетавском массиве, каргалинская свита в Байконурском и Марьевском синклиниях) [1]. При сдвиговых смещениях возникла система разломов северо-западного простирания, зоны сжатия и покровообразования. В результате в современной структуре можно наблюдать чередование в разрезе порфириидов верхнего рифея, кварцитов и кремнистых сланцев верхневендско-томмотского возраста. Это послужило основанием для создания принятой в настоящее время стратиграфической схемы докембрия Улутау, в которой многократно повторяются свиты близкого состава, а микрофоссилии поздневендско-томмотского возраста обнаружены среди толщ, ошибочно отнесенных к нижнему и верхнему протерозою [2, 6]. Вторым этапом покровообразования завершился в конце ордовика внедрением гранитоидов крыккудукского комплекса с возрастом 450 ± 30 млн лет. При этом в основном закончилось формирование современной структуры Южно-Улутауского массива.

Кокчетавский массив в современной структуре представляет собой аккреционную призму средне-позднеордовикской островной дуги, многочисленные фрагменты которой сохранились к северо-западу и северо-востоку от Кокчетавского массива [1]. В строении этой аккреционной призмы участвуют раннеордовикские ультрабазиты офиолитового ряда, связанные с ними кремнисто-базальтовые толщи, ранее ошибочно относимые к докембрию [4, 7, 10], и фрагмент ранне-среднекембрийской островной дуги с остатком собственной аккреционной призмы. С формированием последней очевидно связано образование эклогитов среднекембрийского возраста, ранее ошибочно относимых к архею [11], а также, возможно, олистостромового комплекса (шарыкская свита), содержащего олистолиты

и олистоплаки разнообразных пород докембрия и карбонатных вендакембрия [10]. Большинство выходов докембрия на Кокчетавском массиве также, по-видимому, входит в состав аккреционной призмы ранне-среднекембрийской островной дуги. Они представляют собой сложный коллаж тектонических блоков, находящихся в аллохтонном залегании среди углеродистых филлитов шарыкской свиты и имеющих в современной структуре общее падение на северо-запад, под позднеордовикскую островную дугу (геофизические данные). Эти блоки не однородны по строению. Среди них выделяется два типа.

Первый тип представлен кристаллическими сланцами и гнейсами (зерендинская серия), несогласно перекрытыми вулканитами кислого состава предположительно (по аналогии с Улутау) позднерифейского возраста (кууспекская свита), а также содержащими останцы тектонических покровов порфиритоидов с железистыми кварцитами (иманбурлукская серия, даутская свита). Можно предполагать, что эти блоки некогда представляли собой фрагменты краевого вулканического пояса позднерифейской Восточной Гондваны или Восточно-Гондванской части Родинии [5], на который были обдуцированы, как и в Южном Улутау, образования джеспилитовой формации.

Второй тип блоков докембрия в основании также сложен кристаллическими сланцами и гнейсами. Однако этот фундамент перекрыт чехлом осадочных пород эпиконтинентального бассейна, преимущественно обломочными кварцитами (кокчетавская серия верхнего рифея). Можно предполагать, что эти блоки некогда представляли собой фрагменты внутренних частей континента Восточная Гондвана. Иногда отмечается присутствие среди обломочных кварцитов прослоев туфов кислого состава. Таким образом, можно предполагать их расположение в тыловых частях позднерифейского краевого вулканического пояса. Возможно, к внутренним частям Восточной Гондваны принадлежали некогда и тектонические покровы обломочных кварцитов и мраморов, залегающие в Южном Улутау структурно выше джеспилитовой формации карсакапайской серии.

Подводя итог сказанному, необходимо еще раз подчеркнуть, что современная структура докембрийских массивов в Казахстане формировалась длительное время. Интенсивные преобразования осуществлялись вплоть до конца ордовика. Докембрийские палеоструктуры могут быть восстановлены лишь по комплексу региональных и палеомагнитных данных.

Литература

1. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
2. Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. Новые данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С.68–79.

3. Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. О покровном строении Майтубинского антиклинория (Улутая, Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1987. Т. 295, № 4. С. 928–932.
4. Иванов К.С. Новые данные о возрасте вулканогенно-кремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива (Сев.Казахстан) // ДАН СССР, 1988. Т. 301. № 1.
5. 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.
6. Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Алма-Ата, 1986 г. Ч. I. С-Пб: МСК СССР, 1991. Табл. I–III.
7. Саламатов В.М., Иванов К.С. К вопросу о возрасте и геотектоническом положении любитинской свиты (Кокчетавский массив) // Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимых регионов. Свердловск, 1987.
8. Тектоника Казахстана (Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1:2 500 000). М.:Наука, 1982. 138 с.
9. Филатова Л.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Краснобаев А.А., Филиппович И.З. Проблемы геохронологии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 46–66.
10. Харламов М.Г., Липман Р.Х., Зыкова Н.С. Новые данные к палеонтологической характеристике шарыкской и андреевской свит (Северный Казахстан) // ДАН СССР. 1971. Т.200. № 1. С. 182–184.
11. Шацкий В.С., Ягоуц Э.Ч., Козьменко О.А., Бличик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 47–58.

В.М.Холин, Ю.Н.Стрик¹

Модель геодинамического развития Алексеевско-Воронецкой синклирной зоны КМА в нижнем протерозое

Алексеевско-Воронецкая синклирная зона, сложенная раннепротерозойскими образованиями курской и оскольской серий, интенсивно дислоцированными и регионально метаморфизованными в термодинамическом режиме андалузит-силлиманитового типа в условиях фации зеленых сланцев и мусковит-ставролитовых сланцев, является одной из самых крупных структур раннего протерозоя в пределах геоблока КМА. В строении зоны с общим северо-западным простираем выделяются три синклирные структуры более высокого порядка: Волотовская, Тим-Ястребовская, Орловская.

Детальное изучение опорных разрезов и сравнение их с эталонными типичных геодинамических обстановок позволило выделить типовые СВК Алексеевско-Воронецкой зоны и разделить их на четыре группы, сформиро-

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

ванные в различных геодинамических обстановках: 1) эпиплатформенный этап (внутриконтинентальных лагун); 2) этап континентального рифтогенеза; 3) коллизионный этап; 4) раннеплатформенный.

СВК эпиплатформенного этапа (внутриконтинентальных лагун). Отложение этого этапа, которому предшествовал продолжительный постархейский перерыв в осадконакоплении, представлены последовательной сменой снизу вверх пород железисто-кремнисто-сланцевой (в объеме курской железорудной серии) и карбонатно-терригенной (в объеме роговской свиты оскольской серии) формаций, составляющих единый хемогенно (эвапорито-железистый)-карбонатно-терригенный фациальный ряд, соответствующий обстановкам прибрежных лагун внутриконтинентальных впадин.

СВК этапа континентального рифтогенеза. В пределах этапа выделяются предрифтовая, собственно рифтовая (ранняя и поздняя) и пострифтовая стадии.

Предрифтовая стадия. Типичные СВК этой стадии развиты фрагментарно в пределах Тим-Ястребовской структуры и представлены, в основном, толщей полимиктовых метаконгломератов, редко вулканотерригенных метаконгломератов и тефроидов, которые наблюдаются в основании разреза тимских отложений оскольской серии, где залегают с несогласием на породах предшествующих этапов. По химическому составу вулканы образуют дифференцированную серию от базанитов и щелочных базальтов до толеитовых базальтов, характеризуются увеличением в ходе дифференциации общей железистости при относительно постоянном содержании оксида титана и суммы щелочей с преобладанием натрия над калием. К этому этапу относятся малые интрузии анортозитов и плагиигранитов осколецкого комплекса, прорывающие образования железорудной толщи на западном крыле Тим-Ястребовской синформы, и щелочно-ультраосновные с карбонатитами интрузии дубравинского комплекса, расположенные на перемычке между впадинами (Волотовская и Тим-Ястребовская структуры).

Ранняя стадия рифтогенеза. Представлена широко распространенной вулканогенно-черносланцевой формацией (в объеме тимской свиты оскольской серии), составляющей основную часть разреза Тим-Ястребовской и Волотовской структур. Вулканы распределены очень неравномерно и наблюдаются как в Тим-Ястребовской структуре, так и за ее пределами на плечах рифта и на перемычке между впадинами, где залегают непосредственно на железистых кварцитах курской серии. Вулканогенные образования представлены пикрит-базальтовой (трахибазальтовой) ассоциацией [1]. Магматическими индикаторами ранней стадии рифтогенеза являются перидотиты, серпентиниты, пироксениты первой фазы золотухинского комплекса.

Поздняя стадия рифтогенеза. Отложения данной стадии распространены ограниченно, отмечаются, в основном, в южной части Тим-Ястребовской структуры и в виде узкой полосы вдоль осевой линии, где они согласно залегают на углеродистых сланцах предыдущей стадии. Представлены кремнисто-карбонатно-терригенной ассоциацией пород (в объеме тимской свиты

оскольской серии). В незначительном количестве в разрезе присутствуют метабазальты, по своим петрохимическим особенностям отличающиеся от вулканитов предыдущих стадий наиболее низким содержанием щелочей, насыщенностью или перенасыщенностью кремнеземом, и соответствующие кварцевым толеитам.

Магматическими индикаторами данной стадии рифтогенеза являются габбро-нориты, габбро, габбро-долериты второй фазы золотухинского комплекса.

Завершающая стадия рифтогенеза. Облик отложений данного этапа определяется сменой тонкообломочных и хемогенных осадков на континентальные молассы. Широко распространены преимущественно в восточной части Тим-Ястребовской структуры и представлены толщей метаконгломератов, метапесчаников при подчиненном значении метаалевролитов.

Коллизионный этап. В постоскольское время в результате процесса коллизии, связанного с взаимодействием и столкновением Курского и Воронежского континентов [3], происходит закрытие раннепротерозойских внутриконтинентальных рифтовых систем, сопровождающееся складкообразованием, внедрением диорит-гранодиоритовых интрузий стойло-николаевского комплекса и наземным вулканизмом андезитового состава (в объеме верхней пачки глазуновской свиты).

Раннеплатформенный этап. Завершается развитие раннепротерозойской структуры КМА формированием структурно-вещественных комплексов раннеплатформенного этапа, представленных габбро-долеритами трапповой формации (смородинский комплекс).

Таким образом, раннепротерозойский этап развития региона КМА начался с образования комплекса пород, составляющих единый хемогенно (эвалорито-железистый)-карбонатно-терригенный фациальный ряд, формирующийся в мелководном бассейне при спокойной тектонической обстановке платформенного режима [2].

В оскольское время в пределах региона КМА образуется пологое сводовое поднятие, сопровождающееся растяжением земной коры и проявлениями базальтового вулканизма субщелочного и щелочного состава. С образованием рифтовой впадины начинается ее заполнение первоначально тонкообломочными "молассоидами", которые со временем сменяются более грубообломочными континентальными молассами.

Закрытие раннепротерозойских внутриконтинентальных рифтовых систем происходило в постоскольское время в результате процесса коллизии, связанного с взаимодействием и столкновением Курского и Воронежского континентов.

Литература

1. Крестин Е.М., Юдина В.В. Ультраосновные вулканиты верхнеархейских и нижнепротерозойских поясов КМА // Бюл. МОИП. 1988. Т. 63, вып. 3. С. 89–102.

2. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембри. Воронеж, 1966. 263 с.
3. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

**А.К.Худолей¹, Р.Рейнбирд², Р.Стерн²,
А.П.Кропачев¹, Л.Химан³, А.М.Занин¹,
В.Н.Подковыров⁴, В.И.Сухоруков⁵**

Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России

В последние 10–15 лет значительные успехи в изучении эволюции осадочных бассейнов были достигнуты благодаря широкому применению новых технологий, к числу которых безусловно относятся изотопно-геохимические исследования. Основной задачей настоящей работы было объединить накопленный огромный материал по стратиграфии и осадконакоплению рифейско-вендских толщ Сетте-Дабана (юго-восточная окраина Сибирской платформы) с новыми возможностями датирования единичных зерен цирконов U-Pb методом.

Объектом изучения были терригенные толщи, содержащие многочисленные обломочные зерна цирконов, геохронологическая датировка которых позволяет проследить эволюцию осадочного бассейна и источников сноса для восточной окраины Сибирского палеоконтинента в течение огромного интервала времени. Определения изотопных возрастов производились в Канаде U-Pb методом как по классической технологии в Университете штата Альберта (для магматических комплексов и обломочных цирконов венда), так и на SHRIMP-II в Геологической службе Канады в Оттаве (для обломочных цирконов рифея). Всего был определен возраст 94 обломочных зерен, из которых в 66 определениях discordance составляла менее 5%. Геохимические и литолого-петрографические исследования проводились во ВСЕГЕИ и ИГГД. Ниже приводится краткая характеристика изученных к настоящему времени уровней.

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

² Геологическая служба Канады, Оттава, Канада

³ Университет штата Альберта, Эдмонтон, Канада

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД), Санкт-Петербург, Россия

⁵ Аллах-Юньская ГГПП, Хандыга, Россия

Венд. Изучались преимущественно субаркозовые косослоистые гравелиты начарской свиты на восточном крыле Горностахской антиклинали (р. Белая). Осадконакопление происходило в дельтовых и прибрежно-морских условиях. Были получены возрасты 5 обломочных зерен цирконов, и все они оказались в пределах 2000–2200 млн лет. Судя по изменению состава и зернистости пород, источник сноса располагался на востоке. Несмотря на значительное содержание кварца, слабая окатанность зерен свидетельствует о близости питающей провинции.

Верхний рифей. Образец для изотопных исследований отобран из преимущественно аркозовых и полимиктовых красноцветных косослоистых песчаников маямканской свиты, накапливавшихся в континентальных условиях и завершающих разрез верхнего рифея в междуречье Май и Нета. Из 31 проанализированного зерна цирконов возраст 27 примерно равномерно располагается в пределах 1050–1500 млн лет, причем возраст наиболее молодого зерна 1057 ± 28 млн лет. 2 зерна имеют возраст в пределах 1800–2100 млн лет; 2 – в пределах 2600–2700 млн лет. Судя по изменению состава и зернистости пород, источник сноса располагался на востоке. Незрелый состав обломочной фракции, наличие обломков осадочных пород, гранитоидов и кислых эффузивов указывает на близость питающей провинции.

Средний рифей. Изучались преимущественно кварцевые песчаники и гравелиты тоттинской свиты в ядре Горностахской антиклинали (р. Белая), накапливавшиеся в прибрежно-морских условиях. Были проанализированы 35 обломочных зерен цирконов – 6 зерен имеют возраст в пределах 1300–1400 млн лет (возраст наиболее молодого зерна 1300 ± 5 млн лет); 10 зерен – 1500–1650 млн лет; 17 зерен – 1800–2100 млн лет; 2 зерна – 2400–2600 млн лет. Судя по изменению фаций и ориентировке бимодальной косой слоистости, береговая линия имела юго-запад – северо-восточную ориентировку. Снос обломочного материала происходил как с Сибирской платформы, так и с востока.

Нижний рифей. Образец для изотопных исследований отобран из преимущественно кварцевых песчаников и гравелитов пионерской свиты, начинающих разрез рифея в ядре Горностахской антиклинали (р. Белая) и накапливавшихся в прибрежно-морских условиях. Были проанализированы 23 обломочных зерна цирконов – 3 зерна имеют возраст 1700–1750 млн лет (возраст наиболее молодого зерна 1717 ± 32 млн лет); остальные 20 – в пределах 1900–2100 млн лет. Судя по преобладающей ориентировке косой слоистости, снос обломочного материала происходил с Сибирской платформы.

Магматический комплекс представлен в различной степени измененными sillами основного состава, среди которых часть, вероятно, является эффузивами. Преобладают субщелочные базальты, реже андезито-базальты. На диагностических тройных и бинарных диаграммах рассматриваемые породы попадают в разные поля, главным образом известково-щелочнозе-

мельных или СОХ базальтов. Судя по содержаниям РЗЭ, как и по спайдер-диаграммам, по геохимическим характеристикам рассматриваемый комплекс наиболее близок к обогащенным базальтам СОХ. Для двух силлов из бассейна р. Аллах-Юнь по бадделеиту был получен слабо дискордный изотопный U-Pb возраст 974 ± 7 и 1005 ± 4 млн лет. Близкие значения (942 ± 18 млн лет) были получены Sm-Nd методом для силла из этого же комплекса из бассейна р. Юдомы [1]. Ранее, на основании датировок K-Ar методом по валовым пробам, возраст этого комплекса считался около 700–800 млн лет.

Хотя настоящее исследование еще не завершено (предполагается собрать изотопно-геохронологическую информацию по более широкому региону), но некоторые предварительные выводы можно сделать уже сейчас.

1. К востоку от Сибирской платформы в течение по крайней мере раннего и среднего рифея размывалась широкая область, служившая источником обломочных цирконов с возрастом 1000–1500 млн лет. О близости источника сноса можно судить по незрелому составу песчаников маямканской свиты, а о его величине и времени существования – по наличию близких по возрасту обломочных цирконов в значительно более древней тоттинской свите, выходы которой находятся примерно в 350 км севернее выходов маямканской свиты. При этом как морфология обломочных зерен цирконов, так и наличие в составе обломочной фракции песчаников маямканской свиты гранитоидов при практически полном отсутствии обломков метаморфических пород свидетельствует, что цирконы имеют скорее магматическое происхождение и вряд ли связаны с глубокометаморфизованными комплексами фундамента.

2. Этап интенсивного основного магматизма и связанного с ним рифтогенеза на юго-востоке Сибирской платформы имеет возраст около 950–1000 млн лет, что близко по возрасту к наиболее молодым обломочным цирконам и значительно древнее предполагавшегося ранее события с возрастом 700–800 млн лет. Последнее, хотя и имеет глобальное распространение, в свете полученных данных представляется недостаточно обоснованным для юго-восточной окраины Сибирской платформы.

3. Возраст источников сноса на Сибирской платформе и, следовательно, ее фундаменте, нуждается в определенной ревизии. Среди обломочных цирконов безусловно сибирского происхождения доминируют цирконы с возрастом 1900–2100 млн лет при отсутствии цирконов архейского возраста. Вопрос о возможности наличия на Сибирской платформе источников сноса для цирконов тоттинской свиты с возрастом 1300–1650 млн лет дискусионен и требует дальнейших исследований.

4. На рубеже венда и рифея в восточном источнике сноса произошли значительные изменения, приведшие к исчезновению (или резкому сокращению) выходов пород с возрастом 1000–1600 млн лет и широкому развитию выходов пород с возрастом 2000–2200 млн лет.

Таким образом, наличие позднерифейского рифтогенеза на восточной окраине Сибирской платформы не подтверждается настоящим исследованием. Единственным крупным тектоническим событием этого времени можно считать предвендскую перестройку областей сноса и, возможно, связанное с ней региональное предвендское несогласие, но их возраст и распространение пока неясны. В то же время, ранне-среднерифейский этап развития (~1000–1600 млн лет) на северо-востоке России отнюдь не был периодом тектонического затишья, но сопровождался интенсивной тектономагматической деятельностью, позволяющей предполагать существование здесь гренвилльского тектогенеза. Точное местоположение предполагаемого гренвилльского пояса гипотетично – он может быть как скрыт под отложениями верхоянского комплекса, так и быть перемещенным в ходе последующих тектонических процессов. В любом случае, полученные данные накладывают существенные ограничения на возможные реконструкции докембрийского континента Родинии, так как требуют расположения гренвиллид в непосредственной близости от современной восточной окраины Сибирской платформы [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 98-05-65561 и 96-05-64781.

Литература

1. Павлов В.Э., Бураков К.С., Цельмович В.А., Журавлев Д.З. Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее // Физика Земли. 1992. № 1. С. 92–101.
2. Rainbird R., Stern R., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L. Sukhorukov V. U-Pb geochronology of Riphean supracrustal rocks from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // Earth and Planet Science Letters (in press).

А.А.Цыганков, Т.Т.Врублевская¹

Геодинамические условия проявления гипербазит-базитового магматизма Северного Прибайкалья (Восточная Сибирь)

В состав Байкало-Муйского вулканоплутонического (офиолитового) пояса, протягивающегося от северо-западного побережья оз.Байкал до среднего течения р.Витим, входят метавулканогенные и плутонические образо-

¹ Геологический институт (БНЦ) СО РАН, Улан-Удэ, Россия

вания, среди которых широко развиты дифференцированные интрузивные тела гипербазит-базитового состава.

Согласно представлениям об офиолитовой природе Байкало-Муйского пояса [1] эти тела интерпретировались как фрагменты кумулятивного комплекса. Проведенные исследования показали, что метавулканогенные образования имеют отчетливые признаки сходства с вулканитами островодужного типа, а внедрение интрузий, по крайней мере части из них, происходило после амфиболитового метаморфизма вулканогенной толщи.

Новые геохронологические и геохимические данные позволяют существенно уточнить возрастной диапазон и геодинамические условия формирования дифференцированных интрузий западной части Байкало-Муйского пояса. В этом районе на относительно небольшой территории сосредоточено значительное количество гипербазит-базитовых массивов, объединяемых в чая-нюрундуканский интрузивный комплекс [2].

В составе комплекса выделяются два крайних типа плутонов: Чайский – существенно гипербазитовый и Слюдинский – габброидный. Между этими типами наблюдаются многочисленные промежуточные разности, наиболее типичным представителем которых является Нюрундуканский массив. Интрузивные тела располагаются в виде цепочки, повторяющей дугообразную конфигурацию Байкало-Муйского пояса. В пределах Северо-Байкальского сегмента Чайский массив занимает крайнее северо-восточное, Слюдинский – юго-западное, а Нюрундуканский – промежуточное положение.

Чайский массив внедрился в высокометаморфизованную толщу кристаллических сланцев и сложен породами двух интрузивных фаз: первая – дифференцированная ультрамафитовая – представлена высокомагнезиальной серией пород от дунитов, через плагиолерцолиты, до троктолитов и оливиновых габброноритов. Во вторую – габброидную – фазу сформировались безоливиновые габбро-нориты и амфиболовые габбро. Ультрамафитовые дифференциаты занимают не менее 50% площади выхода массива на дневную поверхность. Нюрундуканский интрузив прорывает ортоамфиболиты нюрундуканской свиты. В строении массива также выделяются две ассоциации пород – ультрабазит-базитовая и габброидная, представляющие собой последовательные фазы внедрения. От Чайского плутона их отличает преобладание моноклинного пироксена над ромбическим почти во всех разновидностях пород и существенно меньшая доля ультрамафитов, которые слагают не более 10% площади выхода пород массива на дневную поверхность. Слюдинский массив так же, как и описанные выше, плутоны прорывает высокометаморфизованные отложения и отличается отсутствием в нем ультраосновных пород. Габброиды по минеральному и химическому составу делятся на две дискретные группы – магнезиальная, представленная оливиновыми габбро и габбро-норитами, и титанистая, в составе которой преобладают амфиболовые габбро. Соотношения между этими типами пород недостаточно ясны – самостоятельные фазы внедрения либо дифференциаты.

Анализ геологического строения вышеназванных массивов (а также Гасан-Джикитского, Курлинского, Тонкого Мыса, расположенных в этой же полосе) показывает, что с северо-востока на юго-запад в составе дифференцированных габбро-гипербазитовых интрузивов последовательно уменьшается доля ультрамафитов и возрастает габброидов. Объем ультрамафитов определяется составом исходного расплава.

Для пород первой интрузивной фазы Чайского массива исходный расплав соответствует высокомагнезиальному пикриту ($\text{SiO}_2=42$ мас.%, $\text{MgO}=27.3$ мас.%), Нюрундуканского плутона – пикритобазальту ($\text{SiO}_2=46$ мас.%, $\text{MgO}=15$ мас.%), что вполне согласуется с количеством ультрамафитов, образовавшихся в результате внутрикамерной дифференциации этих магм. Средний состав пород второй фазы рассматриваемых массивов отвечает толеитовому базальту. От Чайского массива к Слюдинскому (т.е. с северо-востока на юго-запад) в габброидах увеличивается содержание TiO_2 , FeO^* , щелочей, P_2O_5 и убывает MgO и Ni . В этом же направлении наблюдается последовательное уменьшение магнезиальности породообразующих минералов одноименных пород [3] и сульфидная Cu-Ni рудная специализация сменяется на железотитановую.

Таким образом, приведенные выше данные показывают, что в пределах единой геоструктуры (Кичеро-Мамский антиклинорий) существует ряд формационно однотипных дифференцированных интрузивов, различия между которыми заключаются в разном составе родоначальных магм, определявшем различные объемы ультрамафитов, магнезиальность и рудоносность этих интрузивов. Причины такого различия связаны, по-видимому, с геодинамическими условиями проявления магматизма. Одним из аргументов в пользу объединения дифференцированных интрузий и метавулканитов в единую офиолитовую ассоциацию являлось сходство их состава и близость к составу вулканитов MORB типа. Однако более надежным критерием, в данном случае, являются возрастные соотношения между интрузивным магматизмом, формированием протолита вмещающих метавулканиогенных образований и временем их регионального метаморфизма.

Проведенные исследования показывают, что внедрение интрузий произошло после этапа регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Это доказывается как полевыми наблюдениями, так и данными геохронологических исследований. Возраст чая-нюрундуканского комплекса – 630–585 млн лет [4, 5], тогда как metabазиты вмещающей толщи сформировались около 1.0 млрд лет назад [6]. Из этого следует вывод, что дифференцированные интрузии и породы вмещающей толщи являются разновозрастными образованиями и, таким образом, не могут быть членами единой вулканоплутонической ассоциации офиолитового или островодужного типов.

Учитывая имеющиеся возрастные определения, есть все основания предполагать, что Байкало-Муйская островная дуга в конце позднего рифея

или раннем венде была аккретирована к Сибирской платформе и закончила своё существование.

По этой модели, становление интрузий совпадает по времени с аккрецией островной дуги к окраине Сибирского кратона. Наиболее вероятной обстановкой, при которой в Северном Прибайкалье на рубеже рифея и венда на фоне общего сжатия могли существовать зоны растяжения, является рифтогенез сдвигового типа, сочетающий косой раздвиг и структуры типа pull-apart.

Согласно данным А.Н.Булгатова [7], рассматриваемая территория, начиная с рифея, представляла собой пограничную сдвиговую область, в пределах которой в Северном Прибайкалье сформировалась позднерифейская Сыннырская палеорифтовая впадина. Гипербазит-базитовые интрузии нюрндуханского комплекса формировались, по-видимому, в обстановке минимального или кратковременного растяжения, в результате чего магматизм проявился лишь в плутонической фации. Закономерное уменьшение магнезиальности плутонических пород объясняется тем, что интрузии внедрялись на разном удалении от области максимального растяжения. Можно предположить, что эта область характеризовалась наиболее продвинутым плавлением мантийного субстрата, продуцировавшим высокомагнезиальные пикриты, давшие первую интрузивную фазу Чайского массива. С удалением от осевой зоны степень плавления быстро убывала и составы мантийных выплавов эволюционировали в сторону базальтов.

Литература

1. Клитин К.А., Домина Е.А., Риле Г.В. Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия // Бюл.МОИП. Отд. геол. 1975. № 1. С. 82–94.
2. Конников Э.Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.
3. Конников Э.Г., Врублевская Т.Т., Цыганков А.А. Минералогические критерии никеленосности дунит-троктолитовых интрузий нюрндуханской серии в Северном Прибайкалье // Геохимия. 1994. № 4. С. 499–512.
4. Макрыгина В.А. и др. О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрндуханской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // ДАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 486–490.
5. Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A. Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // Earth and Plan. Sci. Let. 1997. Vol. 148. P. 299–316.
6. Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховецкий Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология руд. месторождений. 1991. № 6. С. 34–49.
7. Bulgatov A.N., Mitrofanov G.L., Taskin A.P. The role of horizontal movements in the structure formation of transitional zone: from Siberian Platform, Sayan-Baikal fold belt: Abstracts IV International Symposium on Geodynamic Evolution of Paleosian Ocean. Report №4. Novosibirsk, 1993. P. 36–38.

Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы

Проявление внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы обусловлено процессами тектономагматической активизации (ТМА), которые, в зависимости от внутреннего состояния тектоносферы, носили пульсационный характер. Во времени мегаблок Восточно-Европейской платформы под воздействием мантийного диапиризма испытывал закономерную смену тектонических напряжений растяжения (поднятия байкальского, герцинского этапов ТМА) напряжениями сжатия (опускания каледонского, альпийского этапов ТМА). Подобная динамика развития Восточно-Европейской платформы хорошо увязывается с общей картиной глобальной периодичности в проявлении деформаций сжатия и растяжения в истории земной коры.

Байкальский этап ТМА. Тектонические условия сжатия времени становления кристаллического фундамента платформы сменяются напряжениями растяжения, приведшими к распаду платформы и заложению систем эпиплатформенных рифтовых структур (авлакогенов). В пространственном отношении выделяются две зоны – внешняя, образующая периферический рифтовый пояс (Кандалакшско-Двинский, Камско-Бельский, Большедонбасский, Ботническо-Балтийский авлакогены) и внутренняя радиально-сегментарная – с центром близ г. Тверь (тройное торцовое сочленение Пачелмского авлакогена, северное окончание Вольно-Полесского и Среднерусского авлакогенов).

Наиболее интенсивно процессы деструкции земной коры проявились в краевых частях платформы – ее внешнем периферическом поясе, что нашло отражение во внедрении интрузий трапповой формации. В дальнейшем процесс рифтообразования достигает максимума с проявлением траппового магматизма и в центральных частях платформы. В пределах более стабильных участков земной коры – щитов, массивов –ТМА сопровождалась магматизмом преимущественно интрузивного типа. Наиболее контрастно процесс ТМА проявился в краевых щитах – (формация щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами) и Украинском (формации – трапповая, щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов). В срединном Воронежском щите процесс байкальской ТМА фиксируется внедрением интрузий трапповой формации.

¹ Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд), Казань, Россия

Каледонский этап ТМА. Смена тектонических напряжений растяжения – сжатием. Наиболее полно процесс ТМА проявился в краевых щитах, особенно на Балтийском щите, испытывавшим наведенную активизацию со стороны смежного Гампианского океана, что проявилось вспышками щелочно-ультраосновного магматизма. Активные блоковые подвижки в зоне сопряженного Кандалакшско-Двинского авлакогена привели к внедрению многочисленных даек щелочных лампрофиров, ультрамафитов, пикритов и щелочных базальтоидов. В пределах Украинского щита, огражденного от Галицийского океана, процессы ТМА проявились в формировании палеокальдер (трахиандезит-дацитовая формация). Процесс ТМА Русской плиты носил ограниченный характер. Здесь, в условиях инверсионных движений в Среднерусском и Тиманском авлакогенах, формировались малочисленные тела трапповой формации.

Герцинский этап ТМА. Характеризуется резким усилением сводово-глыбовой активности и общим воздыманием территории в условиях господства тектонических напряжений растяжения. Анализ формационных рядов щелочных магматитов и характера миграции очагов вулканизма устанавливает, что максимум активизации испытывала внешняя зона, с обособлением активизированных структур в дугообразный пояс, включающий в себя Кандалакшско-Двинский (формация щелочных нефелиновых сиенитов), Тиманский (трахибазальтовая формация) авлакогены, Главный девонский ров (трахиандезитовая формация) и рифтовую систему Большого Донбасса (щелочная оливин-базальтовая, щелочно-базальтоидная формации). Волна активизации проходит в направлении движения часовой стрелки, фиксируясь миграцией очагов магматизма в каждом конкретном элементе данной дуги. В этом же направлении отмечается закономерное повышение щелочности магматитов.

Альпийский этап ТМА. Господство тектонических условий сжатия, особенно в мобильных зонах авлакогенов внешней части платформы, где возникли инверсионные взбросовые сооружения различного типа. Образование этих структур сопровождалось превращением сбросовых структур во взбросовые с образованием надвигов, сдвигов. Наиболее широко этот процесс происходил в пределах Донецкого сегмента рифтовой системы Большого Донбасса (щелочно-базальтоидная формация).

Решение геодинамических задач деструктивных стадий эволюции земной коры на основе пространственной рудной зональности осадочных комплексов подвижных областей

В процессе дегазации Земли в мантии возникают участки зонной плавки ее материала [1]. Возможно, как один из вариантов, в конструктивную стадию эволюции земной коры (сжатие и поднятие блоков, закрытие разломов) с этим процессом связано формирование рудного остатка по схеме: селективное плавление пиролита с выделением базальтового расплава и образованием остаточного рестила – при затруднении ухода базальтовой магмы в земную кору из-за закрытия разломов, она начинает терять летучие (F, Cl), а с ним часть Na, K, Ca и Si, обуславливая этим обособление из базальтовой магмы ультраосновного расплава и рудного остатка (P, Si, Al, Ti, Fe, Mn). Последний формирует, по представлениям Л.В.Таусона [2], рудные резервуары, локализующиеся по периферии магматического очага. Возможность такого варианта вытекает из расчетов [3], данные для которых заимствованы из работ М.Ботта [4] и А.Рингвуда [5]. В рудном резервуаре в условиях относительно спокойной рамы могло происходить гравитационное расслоение рудного остатка по плотности (снизу): Fe–Mn–Ti–Al–(Si)–P.

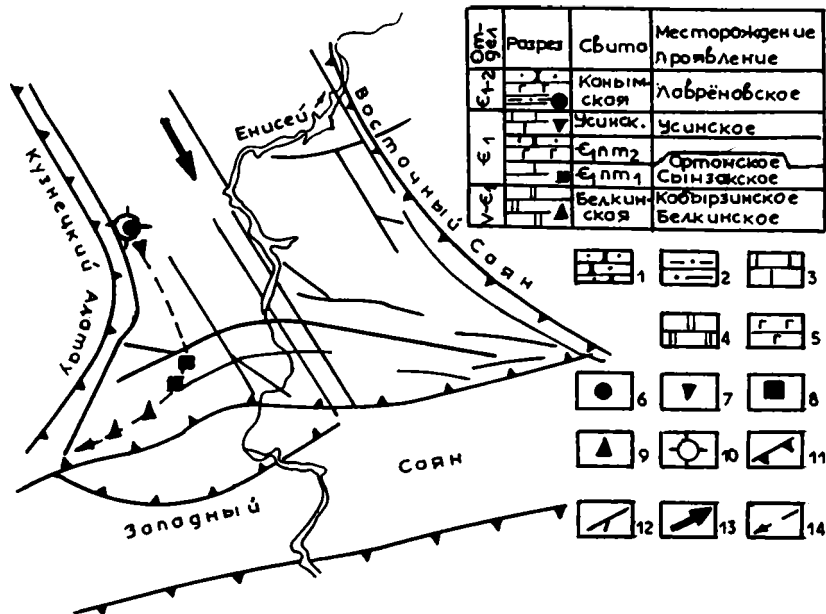
В деструктивную стадию эволюции земной коры (растяжения, перемещения и опускания ее блоков, раскрытия разломов, активизации основного магматизма и вулканизма, формирующих подвижные области, характеризующиеся обычно морским литогенезом), при последовательной разгрузке резервуара ("горячая точка") в поверхностный морской бассейн седиментации, рудная зональность менялась, соответственно, на обратную (снизу): фосфориты (P, Si) – алюминиевые (Al, Si, Ti) – железомарганцевые (Mn, Fe) – железные (Fe) руды.

Подобная зональность прослеживается практически во всех различных по возрасту морских бассейнах подвижных областей. Такой морской бассейн осадконакопления располагался в венд-раннекембрийское время на месте Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (рисунок).

Как следует из литолого-стратиграфического разреза, в основании V–?₁ осадочного комплекса в мраморизованных известняках с редкими прослоями основных вулкаников белкинской свиты установлены месторождения

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

фосфоритов, выше, в низах нижнемонокской (?₁пт₁) свиты, представленной известняками; зафиксированы проявления пластовых хлоритоидных пород (Al₂O₃=39,0, TiO₂ =1,5–2,5%). Верхи нижнемонокской свиты (?₁пт₂) сложены песчано-алевритовой толщей с прослоями основных вулканитов. В перекрывающих известняках усинской свиты локализовано одноименное Fe-Mn месторождение. И в завершающей комплекс песчано-алевритовой с основными вулканитами канымской свите зафиксировано месторождение вулканогенно-осадочных магнетитовых руд.



Фиксация движения Хакасского блока в венде–раннем кембрии к югу по рудной зональности

1 – песчаники, 2 – алевролиты; 3, 4 – известняки: 3 – криптокристаллические, 4 – мраморизованные; 5 – основные вулканиты; 6, 8 – руды: 6 – железные, 7 – алюминиевые, 8 – железомарганцевые; 9 – фосфориты, 10 – "горячая точка", 11 – границы тектонических структур, 12 – разломы, 13 – направление движения блока, 14 – "рудный траверс"

Исходя из представлений плитной тектоники и мантийных рудных резервуаров, рудная зональность будет фиксироваться не только по разрезу (во времени), но и площади (в пространстве). Пример этого – Хакасский блок земной коры центральной части АССО, заключенный между горноскладчатыми сооружениями Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Пространственной рудной зональностью фиксируется движение этого блока на

юг. "Горячая точка" располагается на месте Лавреновской группы месторождений.

Траверс локализации рудных месторождений свидетельствует, что в начале и конце деструктивной стадии скорость движения блока относительно второй половины раннемонокского времени (только мелкие Fe-Mn проявления) была меньше, что и позволило сформироваться относительно крупным месторождениям.

Движение блока к югу породило в раннем кембрии во фронтальной части перед ним субширотную серию островных дуг с преимущественно средним и кислым вулканизмом, положивших начало формированию горноскладчатой системы Западного Саяна, завершено к середине кембрия. По мере роста системы движение Хакасского блока замедлялось, сам блок по фронту "расплющивался" и расплзался вдоль северного фаса нарождающегося Западного Саяна, что фиксируется по отклонению "рудного траверса" на юго-запад.

Таким образом, по "рудному траверсу" можно судить как об относительной скорости перемещения блока на разных отрезках деструктивной стадии, так и о расстоянии его перемещения (по длине траверса). В данном случае перемещение Хакасского блока на юг составило 180–200 км.

Литература

1. *Виноградов В.И.* Изотопный состав элементов и проблема дегазации мантии и формирования газовой оболочки Земли // Дегазация Земли и геотектоника. М., 1980. С. 23–30.
2. *Таусон Л.В.* Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1976. 36 с.
3. *Черкасов Г.Н.* Причина зональности геосинклинального рудогенеза // Литолого-геохимические и палеогеографические предпосылки рудоносности осадочных формаций Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1987. С. 95–103.
4. *Ботт М.* Внутренне строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
5. *Рингвуд А.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 112 с.

Р.Ф.Черкасов¹

О гиперболическом характере эволюции Земли в неогее

1. Г.Штилле в 1944 г. выделил крупнейшие подразделения геологической стадии эволюции Земли – протогей и неогей. При этом было отмечено закономерное увеличение орогенности неогей по количеству фаз складчатости: слабая орогенность (сравнительная анорогенность) его докембрийского от-

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

резка и сильная орогенность фанерозоя, в котором число фаз складчатости нарастало до квартера [10, 9]. За истекшие полвека изучение диастрофизма значительно возросло. И, что особенно важно, удалось установить связь между тектогенезом и инверсиями геомагнитного поля [11, 2].

2. Для более точного описания эволюции автор произвел подсчеты частоты фаз складчатости и магнитных инверсий по стадиям тектонической эволюции. Результаты и источники данных приведены в таблице [5]. В связи с недостаточной изученностью частота магнитных инверсий для синий-палеозоя и особенно для досинийской части рифея получена в первом приближении. Но общая тенденция увеличения этой частоты в неогее выявляется достаточно надежно. Синий использован здесь в современном понимании, с возрастом подошвы 0,8 млрд. лет [4]. Хотя общее число фаз складчатости заметно возросло, справедливость вывода Штилле об увеличении их частоты в неогее подтверждается.

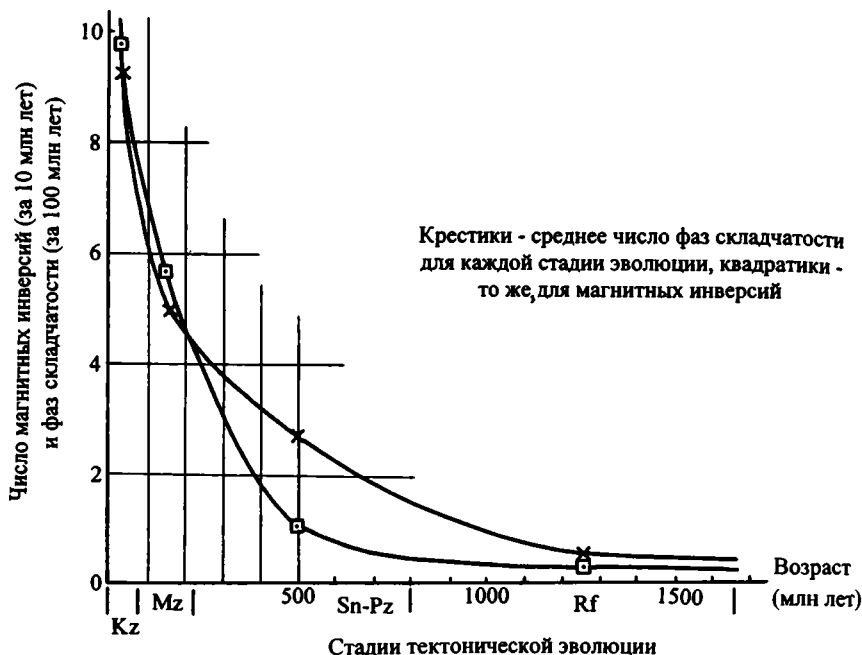
3. Для дальнейшего изучения характера эволюции построены кривые изменения частоты фаз складчатости и магнитных инверсий (рисунок). Они близки друг к другу. Не исключено, что некоторое расхождение кривых в интервале синий-палеозой вызвано недостаточной ранжированностью тектогенеза (в фазы складчатости могли попасть и субфазы). К этим кривым близка кривая изменения скоростей осадконакопления, построенная для фанерозоя Дж. Гилули [12] и достроенная для протерозоя Л.И.Салопом [3]; а также кривая изменения мощности молассоидных комплексов во времени [1]. Кроме того, с ними сходны кривые изменения первичных мировых запасов нефти и газа в неогее (а также угля в фанерозое). Все эти кривые гладкие, ибо в своем большинстве они объединяют средние значения какого-либо параметра для стадий неогее.

При использовании более дробных интервалов времени (например, стратиграфических периодов) получают более сложные кривые, которые приходится сглаживать. С этим столкнулся Дж.Гилули. Все вышеуказанные кривые аппроксимируются гиперболами, из чего можно заключить: в первом приближении неогейская эволюция имеет гиперболический характер. Поэтому частота фаз складчатости увеличивается к ее концу в 23 раза, магнитных инверсий – в 32 раза, а скорость осадконакопления – в 13 раз.

Вероятно, в соответствии с этой же закономерностью изменяется разнообразие видов полезных ископаемых и биологическое разнообразие. Последнее, как известно, связано с магнитными инверсиями, во время которых магнитосфера исчезает и потому ливни тяжелых частиц из космоса беспрепятственно достигают биосферы и вызывают мутации.

4. Коротко о стадиях эволюции [5, 8]. Е.Е.Милановский [2] выявил совпадение фаз складчатости с периодами учащения магнитных инверсий. Это вскрывает причину тектонических пульсаций – изменение объема ядра Земли, ибо магнитные инверсии генерируются только в нем. В рифее пульсационный механизм, ответственный за симметричное развитие, действовал в оди-

ночку: эволюция вялая, почти линейная. К началу синия включился второй механизм – глубинноприливный. В связи с достижением критической массы твердое субъядро под действием Луны и Солнца начало смещаться с центра Земли. Его большой дрейф, имевший нелинейный характер и породивший глобальную дисимметрию, завершился лишь в неогене. В синии–палеозое образовались мелководное океаническое и континентальное полушария.



Гиперболический рост частоты диастрофических фаз и магнитных инверсий в неогене

В начале мезозоя произошла катастрофа: обрушение притянутых субъядром блоков на фоне повышенного расширения Земли в первых фазах киммерийского цикла. Она сопровождалась зарождением главной современной трехъячейстой структуры (Лавразия, Гондвана, Пацифида, разделенные молодыми тектоническими поясами) и началом образования глубоководных океанов с базальтовым “потопом”. Уменьшение мощности океанических блоков на 10–15 км (по сравнению с континентальными) вызывало рост их латеральных размеров: они вдаются в континентальные блоки, поддвигаются под них. Мезозой завершается другой катастрофой, вызванной столкновением субъядра с мантией под центром Тихого океана. В кайнозое в ре-

зультате центростремительного дрейфа субъядра на диагональную диссимметрию, выраженную океаническим и континентальным полушариями, накладывается меридиональная диссимметрия.

5. Итак, неогейская эволюция может быть описана ростом серии параметров. Предложено математическое выражение этой закономерности. Но неогейский суперцикл не закончен. Ограниченные возможности роста субъядра и медленное удаление Луны от Земли приведут к ослаблению пульсационного и глубинно-приливного механизмов и снижению темпов эволюции. Поэтому для завершённого неогейского характера эволюции можно описать кривой, выпуклой вверх (по отношению к оси времени), оба бока которой сходны с гиперболами, например, трактрисой. Третьим приближением может быть совместное описание неогейской и протогейской эволюции. Последняя изучена слабее. По некоторым признакам она может быть охарактеризована аналогичной кривой. Например, по нарастанию массы земной коры.

В начале протогея из мантии была выплавлена мощная кислая кора. Сохранившаяся (от эрозии и деструкции) на щитах мощность раннеархейской коры составляет 40 ± 5 км, причем максимум ее нарастания приходится на завершающую часть раннего архея [7]. Единая двугорбая кривая для геологической стадии эволюции может быть получена путем решения эволюционного уравнения (например, уравнения Бенджамина-Оно).

Литература

1. Башарин А.К. Кнгломераты и молассоидные формации в глубоком докембри // Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976. С. 9–23
2. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24
3. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М.: Недра, 1967. 699 с.
4. Харленд У.Б. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
5. Черкасов Р.Ф. Неогейская эволюция Земли: Рост частоты магнитных инверсий и диастрофических фаз // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы симпозиума. Ч. 1. Хабаровск–Владивосток, 1996. С. 147–149.
6. Черкасов Р.Ф. Смещение субъядра с центра Земли и тектоническая эволюция // Вестн. ДВО РАН. 1996. № 3. С. 27–32.
7. Черкасов Р.Ф. Нижний архей: Соотношение стратонов и сейсмических слоев // Доклады Северной Евразии: Тез. докл. С-Пб.: ИГГД РАН, 1997. С. 114
8. Черкасов Р.Ф. О динамике трехъядерной структуры Земли // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 256–259. (Материалы XXXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
9. Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 187–208.
10. Штилле Г. Геотектоническое расчленение истории Земли // Избр. труды. М.: Мир, 1964. С. 344–394.
11. Яновский Б.М. Земной магнетизм / Изд. 4-е перераб. и дополн. Л.: Изд-во ЛГУ. 1978. 591 с.
12. Gilluly G. Distribution of mountain building in geologic time // Bul. Geol. Soc. Am. 1949, Vol. 60, № 4. P. 561–590.

Решение динамических задач бокситообразования с использованием методов термобарогеохимии и барометрии

Решение поставленной задачи показывается на примере сибирских месторождений. Эпохи бокситообразования в Сибири синхронны эпохам вулканизма, активной тектоники и генетически с ними связаны [1]. Поэтому рудные залежи могли формироваться как на поверхности, так и в недрах земной коры, залегая в разных по составу породах. Пример тому: мезозойско-кайнозойские бокситы юга Енисейского кряжа, сконцентрированные по разломам в "карстах", сформированных в смятых в складки протерозойских известняках, сланцах, амфиболитах, кварцитах (рис. 1).

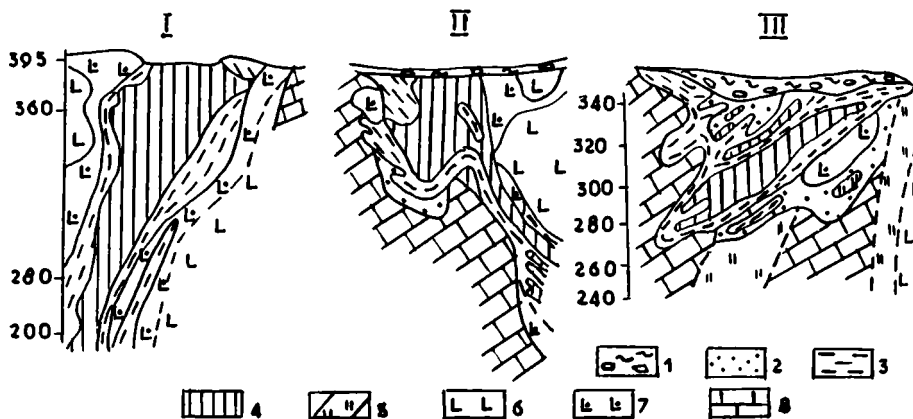


Рис. 1. Геологические разрезы месторождений бокситов юга Енисейского кряжа (по М.А.Амосову и др., 1957, 1959)

1 – щелечатые суглинки; 2–4 – заполнение "карста": 2 – маршаллит, 3 – пестроцветные глины, 4 – боксит; 5 – кварцит; 6, 7 – амфиболит: 6 – свежий, 7 – измененный; 8 – известняки

На Татарском месторождении бокситоносный карст зафиксирован в амфиболитах, известняках и известняках с кварцитами. Причем в последнем

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

случае формирование бокситового "карста" шло одновременно и с одинаковой скоростью по известнякам и кварцитам. Возникновение такой обстановки, когда известняки и кварциты эродировались бы с одинаковой скоростью, в условиях гипергенеза практически невозможно. Однако есть данные У. Файфа и др. [2] по прочности кварца и кальцита при разных температурах ($^{\circ}\text{C}$) и давлениях (бар), представленные в виде графика (рис. 2) и позволяющие определить параметры, при которых устойчивость этих минералов к эрозии будет одинаковой.

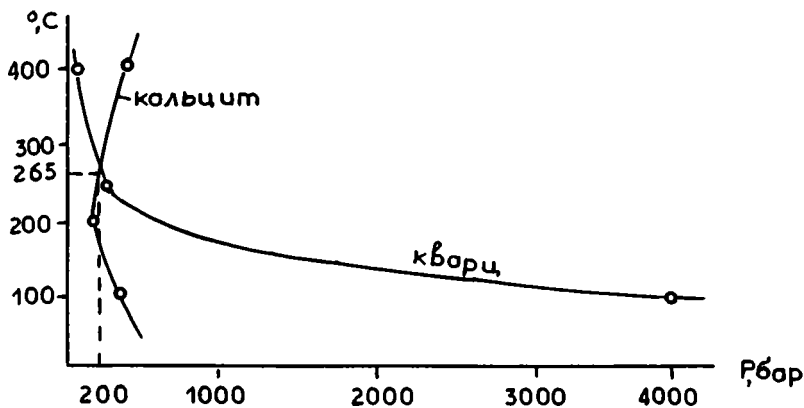


Рис. 2. График изменения прочности кварца и кальцита в зависимости от температуры и давления (по У.Файфу и др., [2])

Исходя из графика, это температура 265°C и давление 200 бар. Бокситы бобовые. Бобовины трещиноватые, сложены, в основном, гематитом, магнетитом и сростками диаспора с корундом.

Термобарогеохимия кристаллов корунда и диаспора из соседнего с Татарским Порожнинского месторождения дает температуру их образования по жидким включениям $290\text{--}295^{\circ}\text{C}$, по газовым — $380\text{--}385^{\circ}\text{C}$. В общей нетрещиноватой массе боксита, включающей бобовины и сложенной, в отличие от них, гетитом и гиббситом, определение температур минералообразования проводилось по карстовым месторождениям Восточного Саяна и Казахстана и показало по жидким включениям — $198\text{--}212^{\circ}\text{C}$ [3]. В пределах этих же температур шло и образование гиббсита в общей массе бокситов Татарского месторождения. Активные тектонические подвижки приводили к возникновению на разных глубинах по контактам разнородных пород зон разуплотнения. При попадании в них глиноземного флюида, несущего уже в своем составе бобовины (рассматриваются они как продукты начала низкотемпературной ликвации), происходил резкий сброс давления во флюиде

(растрескивание бобовин), вызвавший его остановку, так как динамическое давление в нем уравнивалось статичным вышележащих пород.

Это приводило к активизации водно-кислотной составляющей флюида. Последняя вступала во взаимодействие с вмещающими породами и формировала при температуре 265°C "гидрокарст", в котором по мере остывания флюида до 200°C шла его трансформация в твердое рудное тело – боксит. Над "гидрокарстом" располагалась мощная песчано-сланцевая (90%, плотность 1,6 т/м³) с карбонатами (10%, плотность 2,7 т/м³) толща. Расчет по давлению в системе и плотности перекрывающих пород над остывающим флюидом показывает, что статичное давление в 200 бар может быть обеспечено толщей мощностью около 630 м, отвечающей одновременно и глубине образования бокситов Татарского месторождения 60–100 млн лет назад. В настоящее время рудные тела его выведены эрозией непосредственно к дневной поверхности.

Таким образом, использование термобарогеохимии и барометрии позволило, в данном случае, определить один из элементов динамики бокситообразования – его глубину от палеоповерхности.

Литература

1. Черкасов Г.Н., Шаламов И. В. Особенности коро- и бокситообразования в мезозое на Сибирской платформе и перспективы поисков промышленных месторождений бокситов // Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск, 1976. С.96–100. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 218).
2. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в Земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
3. Черкасов Г.Н., Косухин О.Н. Термобарогеохимия минералов бокситов и латеритов ряда месторождений мира // Геохимия. 1991. № 4. С. 507–514.

В.Д.Чехович, Г.В.Леднева¹

Геодинамические аспекты кайнозойского океаноконтинентального вулканизма Тихоокеанского и Берингоморского секторов Камчатки

Кайнозойские надсубдукционные океанно-континентальные вулканические пояса известны как в Берингоморском, так и в Тихоокеанском секторах Камчатки. За границу между этими секторами принимается воображаемое продолжение Командорского сдвига, подходящего с востока к п-ову Камчатский Мыс и служащего границей Тихоокеанской плиты.

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

В Беринговоморском секторе, который, кроме Северной Камчатки, охватывает и часть Корякии, прилегающей к Алеутской глубоководной впадине, выделяются два кайнозойских вулканических пояса – палеогеновый Западно-Камчатско-Корякский и миоцен -плиоценовый Апукско-Вывенкский.

Палеогеновый Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс расположен в тыловой части Беринговоморского сектора. Надсубдукционный характер этого пояса достаточно хорошо доказан [4]. На юго-западе, на Камчатском перешейке, формирование вулканических толщ было кратковременным и более ранним (кинкийская свита, средний эоцен), чем в пределах большей части Корякии, где оно охватывало весь поздний эоцен и олигоцен [6]. Согласно расчетам, зона субдукции располагалась юго-восточнее пояса [4].

Параллельно побережью Командорской котловины протягивается неоген-раннечетвертичный вулканический пояс, который на юге смыкается с вулканическим поясом Срединного хребта Тихоокеанского сектора. Неогеновые вулканы структурно разделяются на две толщи, нижняя из которых дислоцирована, а верхняя формирует горизонтальные плато. В петролого-геохимическом отношении нижняя и верхняя толщи идентичны и соответствуют надсубдукционным образованиям. Однако на крайнем северо-востоке, по простиранию, вулканы, прилегающие к Апукскому грабену, приобретают петролого-геохимические характеристики, свидетельствующие о влиянии рифтогенного процесса в специфических условиях затухавшей по простиранию субдукции [1].

Среди надсубдукционных вулканитов этого пояса присутствуют также адакитовые базальты. Они являются свидетельством того, что в зоне субдукции поглощалась “горячая” молодая океаническая кора, которая могла принадлежать только раскрывавшейся Командорской впадине [7]. Это предполагает положение зоны субдукции к юго-востоку от вулканического пояса. В пользу этого говорит также присутствие в Командорской котловине перед Камчатско-Корякским шельфом узкого глубокого (более 4 км) прогиба, отчасти заполненного осадками. Этот прогиб может интерпретироваться как глубоководный желоб, сопровождавший плиоцен-раннечетвертичную зону поглощения [5].

В пределах Тихоокеанского сектора Камчатки палеогеновый окраинно-континентальный вулканизм не проявлялся.

В современной структуре этого сектора прекрасно выражены два позднекайнозойских вулканических хребта – миоцен-четвертичный Центральнo-Камчатский (Срединный) и плиоцен-современный Восточный. Они разделены Центральнo-Камчатской депрессией, в которой кайнозойские вулканические толщи отсутствуют. В Восточном хребте выделяются две вулканические цепи, параллельные Курило-Камчатскому желобу, но отстоящие от него на различные расстояния [9]. Под вулканическими цепями Восточного хребта устанавливаются сейсмические зоны, отвечающие поверхностям по-

глошаемой океанической плиты, а под Срединным хребтом, который является как бы третьей от желоба вулканической цепью, подобной сейсмической зоны не отмечается [9].

Очевидны различия в проявлении кайнозойского окраинно-континентального вулканизма в рассматриваемых секторах Камчатки. Для палеогена – это формирование вулканического пояса только в пределах Берингово-морского сектора, для неогена-квартера – образование двух (или трех) вулканических цепей в Тихоокеанском секторе, при существовании одной в Беринговоморском. Несомненно, что при однотипной геодинамической природе вулканических поясов эти различия могут быть объяснены только существенно различающимися геодинамическими обстановками.

Бросающаяся в глаза разница палеогеновой картины кажется достаточно противоречивой, ибо в Тихоокеанском секторе движение океанической плиты к СЗ, в направлении Камчатского континентального блока, остается без последствий, а в Беринговоморском секторе Камчатки и Корьякии, который в раннем эоцене был в восточной части отгорожен от Пацифики Алеутской дугой, формируется Западно-Камчатско-Корьякский вулканический пояс. Отсутствие палеогенового вулканизма в Камчатском секторе может быть объяснено тем, что разновозрастная островная дуга Восточных полуостровов Камчатки, располагавшаяся юго-восточнее, принимала на себя роль компенсирующего элемента [8]. В Беринговоморском секторе обстановка исключительно сложна, ибо там в это время существовало две надсубдукционных структуры – окраинно-континентальный Западно-Камчатско-Корьякский пояс и занимавшая более юго-восточное положение Говенско-Карагинская островная дуга. Подобная ситуация связана, возможно, с одновременным раскрытием Протокомандорской котловины и движением Евразии к ЮВ.

Позднекайнозойская обстановка, казалось бы, более проста – главное различие это продолжающееся формирование плиоцен-современного вулканического пояса Восточного хребта над современной Курило-Камчатской зоной субдукции Тихоокеанской плиты. Камнем преткновения является вещественное, структурное и временное “единство” вулканического пояса Срединного хребта по обе стороны от воображаемой границы Тихоокеанского и Беринговоморского секторов [3].

Даже не касаясь загадочности формирования пояса Срединного хребта в плиоцен-четвертичное время южнее границы рассматриваемых секторов, можно говорить о заметных различиях по этим трем параметрам. Вещественные особенности верхнемиоценовых вулканитов на севере свидетельствуют о погружении молодой разогретой коры раскрывавшейся Командорской котловины [7], на юге надсубдукционные четвертичные базальты характеризуют магмы неглубокого выплавления при аномально высоких температурах [9].

Структурные различия выражаются в существовании порога, расположенного на продолжении системы Командорских сдвигов (Командорского и

Беринга) и в исчезновении четвертичных вулканитов к северу от этого порога. В силу ограниченности данных временное различие в начале формирования вулканических пород к северу и югу от границы (если оно существует) не улавливается, однако завершение этого процесса на севере произошло в конце плейстоцена [2], а на юге он еще продолжается.

Таким образом, в кайнозое в Тихоокеанском и Беринговоморском секторах Камчатки окраинно-континентальные вулканические пояса формировались независимо, что было связано с различными геодинамическими обстановками по обе стороны от длительно существовавшей палеотрансформной структуры, совпадающей в настоящее время с разломом Беринга и Командорским сдвигом.

Литература

1. *Кеpezжинская П.К.* Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 175 с.
2. Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
3. *Федоров П.И., Шати́ро М.Н.* Неогеновые вулканиты перешейка Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. 1988. № 2. С. 60–76.
4. *Филатова Н.И.* Пернокеанические вулканические пояса. М.: Недра, 1988. 263 с.
5. *Чехович В.Д.* Кайнозойская история Западного Беринговоморья // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С.261–263. (Материалы XXI Тектонич. совещ.; Т. 2).
6. *Filatova N., Fedorov P.* The early Cenozoic magmatism of the extensional zones of the NE Asian continental margin (Russia) // *Ofioliti*. 1977. Vol. 22. P. 119–126.
7. *Hochstaedter A.G., Kepezhinskas P.K.* et al. On the tectonic significans of arc volcanism in Northern Kavchatka // *J.Geology*. 1994. Vol. 102. P. 639–654.
8. *Pechersky D.V., Levashova N.M.* et al. Palaeomagnetism of Palaeogene volcanic series of the Kamchatka Mys Peninsula, East Kamchatka : The motion of an active island arc // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. P. 219–237.
9. *Tatsumi Y., Tutsu K., Susumu N.* Formation of the third volcanic chain in Kamchatka: Generation of unusual subduction-related magmas // *Contrib.Mineral.Petrol*. 1995. Vol. 120. P. 117–128.

Коллизионные механизмы структурирования и коллизионный метаморфизм окраинно-континентальных областей Восточной Азии

1. Представление коллизии как “столкновения” уточняется через механизмы взаимодействия мигрирующих геоблоков при условии сближения (конвергенции) их центров масс. Соответственно, главные особенности тектоники азиатской части Тихоокеанского складчатого (коллизионно-складчатого) пояса рассматриваются в качестве следствия глобальных взаимодействий систем литосферных плит Тихого океана и Азиатского континента. Основным наблюдаемым результатом этого взаимодействия на поверхности является неотектоническая морфоструктурная зональность пояса, а в недрах литосферы – сейсмоструктура фокальных зон.

2. Коллизионные процессы скупивания коры определяют формирование материковой окраины, а после становления континентальной коры – перманентно преобразуют ее структуру. Прежде всего, это преобразование на восточной окраине Азии выражено положением “эпиконтинентального” вулканоплутонического пояса, сегментацией коры на “молодые” геоблоки и новообразованиями межблоковых деформационных структур позднемезозой-кайнозойского возраста. По-видимому, все эти структуры являются результатом уже “внутриконтинентальных” коллизионных взаимодействий коровых геоблоков как “отголосков” более мощных взаимодействий литосферных плит в субдукционной области.

3. Индикаторами “внутриконтинентальных” коллизий на востоке Азии служат зоны деструкции и стресс-метаморфизм породных масс во фронтальных частях крупных аллохтонов. Это зоны смятия (коллизионные швы или shear zones), в которых мезозойские осадочные и вулканогенные формации, а также молодые (мел-палеогеновые) гранитоиды превращены в динамокластиты и сланцы бластомилонитового типа с изотопным возрастом 150–30 млн лет. Характерные особенности строения этих зон: 1) общая конкордантная анизотропия разнотипных структурных элементов, не зависящая от масштабов проявления, возраста и пространственных координат shear zones; 2) концентрация морфологически выраженных ориентированных структур сдвига (надвига, поддвига), проявлений механического развальцевания, катаклаза и милонитизации пород, а также ориентированных структур сдвигового течения в пластических и катакластических формах; 3) зо-

¹ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск, Россия

нальная концентрация динамометаморфических породных ассоциаций – тектонитов с контрастным сочетанием фаций преобразования.

В качестве региональных примеров стресс-метаморфических комплексов коллизионных швов рассматриваются тектониты хребта Черского, Тайгоноса, Центральной Камчатки (СВ Азия), зон Тан-Лу (Уишань), Шонг-Хонг (Сев.Вьетнам), Айлаошань (Юннань) и др. Изотопные датировки бластомилонитовых формаций показывают интервалы 120–110, 90–80 и 50–40 млн лет (СВ Азия), 180–160 (п-ов Корея), 130–100 (Уишань), 120–70 и 65–50 (о-в Хонсю), 240–180, 170–100, 80–70 и 45–30 млн лет (ЮВ Азия).

4. Новая (младоколлизионная) модель структуры восточной окраины Азии представляет собой систему блоковых субтеррейнов (геоблоков), морфологически обособленных зонами их внутриконтинентальных взаимодействий в виде коллизионных швов и их концентраций – коллизионных систем мезозой-кайнозойского возраста.

Б.М.Чиков, С.В.Зиновьев, Е.В.Деев¹

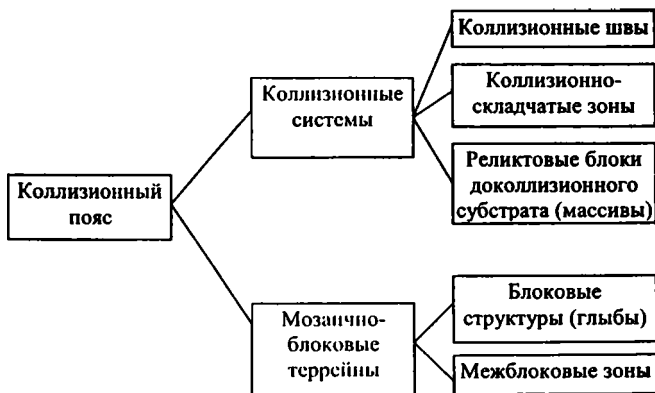
Внутриконтинентальные коллизионные структуры и коллизионный метаморфизм Алтая

1. Внутриконтинентальная коллизия Джунгарского и Тувино-Монгольского литосферных геоблоков (супертеррейнов), сопровождавшаяся деформацией и преобразованием палеозойского субстрата, привела к формированию в позднем палеозое – раннем мезозое Алтайского коллизионного пояса. Его основные элементы представлены на схеме. Под внутриконтинентальной коллизией здесь понимается процесс взаимодействия супертеррейнов при условии сближения их центров масс. В результате, между и во фронтальных частях взаимодействующих геоблоков, формируются коллизионные структуры, наиболее выразительными представителями которых являются зоны смятия, или коллизионные швы (shear zones, шовные террейны, сутуры и т.п.).

2. При анализе “эпигерцинских” структурно-формационных парагенезов коллизионного пояса Алтая выявилась его существенная неоднородность. Главными типами структур пояса являются новообразованные мозаично-блоковые террейны и коллизионные системы. Мозаично-блоковые террейны представляют собой относительно целостные “остаточные” блоки каледонско-герцинского субстрата, а коллизионные системы являются зонами ин-

¹ Институт геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск, Россия

тенсивной динамической перестройки этого субстрата. Их разделение основано на деформационно-метаморфическом принципе, который предусматривает систематический анализ структурной упорядоченности новообразованных элементов и наложенного коллизионного метаморфизма.



Региональные соотношения структурных элементов коллизионного пояса Алтая показаны на рисунке.

3. Мозаично-блоковые террейны представляют собой слабоудлиненные или овальные массивы, как разрозненные (Чергинский, Сумультинский и др.), так и объединенные в крупные мозаичные системы блоковых структур (Рудно-Алтайский, Чарышский, Укок-Кобдинский). Обычно они обрамлены зонами смятия или системами морфологически выраженных разломов. Характерно, что в направлении с ЮЗ на СВ конфигурация и размеры мозаично-блоковых террейнов меняются от крупных удлиненных агломераций блоков Рудного Алтая до разобщенных, преимущественно меньшего размера “овалов” – в бассейне р. Катунь.

В составе мозаично-блоковых террейнов выделяются блоковые структуры и межблоковые зоны. Для характеристики блоковых структур особое значение имеет морфология гранитоидных массивов и степень их преобразования. Гранитоиды либо не несут следов коллизионной деформации, либо имеют локализованные и неупорядоченные проявления катаклаза, а обособленные массивы имеют в плане ареальную форму. Межблоковые зоны представляют собой области с высокой степенью дислоцированности и метаморфизма пород и, как правило, разделяют угловатые фрагменты мозаично-блоковых террейнов.

4. Коллизионные системы представляют собой сложные и неоднородные тектонические зоны упорядоченно-контрастного строения, морфологические особенности которых в значительной степени наследуют древний

структурный план региона, хотя иногда наблюдаются и дискордантные соотношения. Гранитоиды коллизионных систем динамометаморфизованы, интенсивно проявлено их гнейсирование, а сами массивы в плане приобретают ленточно-линзовидную морфологию. В направлении с ЮЗ на СВ плановая конфигурация коллизионных систем Алтая усложняется: если Иртышская имеет относительно простой линейный облик, то уже Бухтарминская при общем СЗ простирании и линейном характере ее осевых структур представляет собой асимметричное сочетание ветвящихся зон смятия, эшелонированных складчатых зон и реликтовых линзовидных блоков доколлизионных структур. Еще дальше на СВ коллизионные системы бассейна р. Катунь образуют подобие пучка, сходящегося в бассейне р. Чуя (Ануйская, Катунская и Курайская зоны).

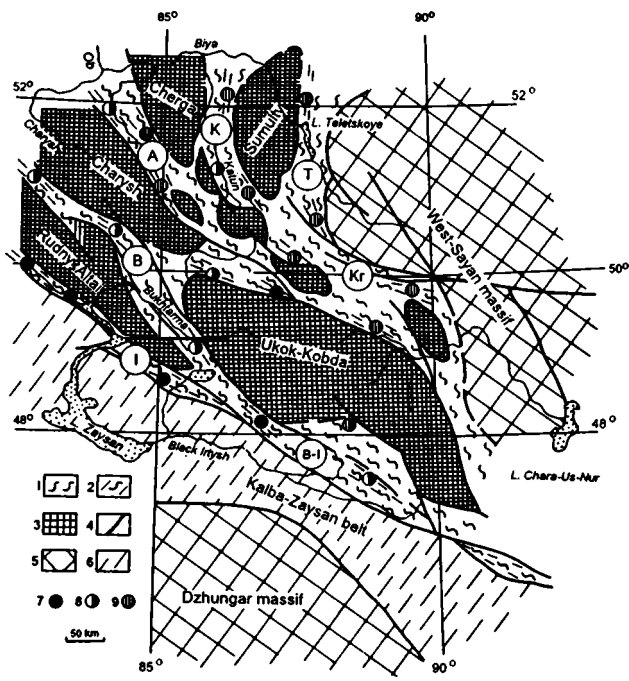


Схема коллизионных структур Алтая

1–4 – коллизионный пояс Алтая : 1 – коллизионные системы, 2 – коллизионные швы, 3 – мозаично-блоковые террейны, 4 – морфологически выраженные разломы; 5 – литосферные террейны; 6 – Калбинский складчатый пояс; 7–9 – характер стресс-метаморфических преобразований: 7 – бластомилониты типа кристаллических сланцев, 8 – бластомилониты типа зеленых сланцев, 9 – объемная протомилонитизация.

Буквенные обозначения коллизионных систем: А – Ануйская, К – Катунская, Т – Телеская, I – Иртышская, В – Бухтарминская, Кг – Курайская, В-1 – Кара-Иртышская

Дальнейшее разбиение коллизионных систем на структуры более низких порядков основывается также на деформационно-метаморфическом принципе и предполагает выделение коллизионных швов, коллизионно-складчатых зон и реликтовых блоков доколлизийного субстрата, среди которых первые являются наиболее яркими индикаторами коллизионного метаморфизма.

5. Для территории Алтая характерен региональный метаморфизм пренипмпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. Но на этом фоне низких ступеней регионального и низкоградного P–T-метаморфизма четко обособляются более высокоградные формации, тяготеющие к зонам смятия. Характерной особенностью коллизионного метаморфизма является его контрастность: резко возрастая вблизи разломов, он быстро ослабевает и практически затухает при удалении от них. По простиранию зон смятия наблюдаются аналогичные явления: метаморфизм пород то резко усиливается, то ослабевает. Метаморфические толщи и участки развития тектонитов в зонах смятия являются прямым результатом геодинамических процессов и “силового” воздействия на породные массы земной коры. Предполагается, что это региональный стресс-метаморфизм коллизии, реализуемый в условиях “стесненных сдвигов”.

6. Породы коллизионных швов испытывают наибольшие стресс-метаморфические преобразования, которые выражаются в изменении как состава породных ассоциаций, так и их структурных особенностей. Главными следствиями коллизионных взаимодействий в таких зонах являются различные виды механических деформаций, вплоть до полной деструкции исходного субстрата; характерны разномасштабные новообразования специфических ассоциаций тектонитов со структурами течения различного морфологического типа. Основными механизмами структурно-вещественных преобразований здесь являются влияние “флюида деструкции” при деспергировании и сдвиговое течение, которые приводят к различным типам структурирования вещества.

Результаты детального картирования коллизионных метаморфитов Иртышской, Бухтарминской, Курайской, Телецкой и других зон смятия Алтая, а также текстурный анализ коренных обнажений и шлифов под микроскопом показывают сходство морфологических типов структур течения на региональном, формационном, породном и минерально-зерновом уровнях, т.е. не зависят от масштаба их проявления.

Структура и эволюция зоны Лесновского надвига (Северная Камчатка)

Лесновский надвиг – часть крупного структурного шва Северо-Восточной Азии, отделяющего комплексы позднемеловой континентальной окраины от разновозрастных комплексов Ачайваям-Валагинской островной дуги, заложённой в океане на расстоянии около 2000 км от континента и причленившейся к нему в кайнозой. В пределах Лесновского поднятия (перешеек Камчатки) островодужные вулканогенно-осадочные комплексы ирунейской свиты (сантон-маастрихт) [1,3,4] и пространственно связанные с ними гипербазит-базитовые образования шарьированы по Лесновскому надвигу на автохтонные терригенные флишеидные толщи лесновской серии (верхний мел – палеоцен(?)) [1, 3, 4].

Структурные исследования были проведены в пределах Ватапваямского купола, который представляет собой субмеридиональную антиформу длиной 35 и шириной 15 км, расположенную в южной части Лесновского поднятия. Ядро складки сложено лесновской серией, а на крыльях выходят породы ирунейской свиты, гипербазит-базитовой комплекс и метаморфические породы – преимущественно зеленые сланцы и кварциты.

Лесновская серия – терригенный флишеид повсеместно смятый в складки, часто изоклинные, с хорошо развитым кливажем. В южной половине купола кливажные поверхности имеют субмеридиональное простирание. В восточной части купола они наклонены на восток с углами от 20° до 80°. В западной части купола преобладают пологие (20–35°) наклоны на северо-запад. В то же время, преобладающей ориентировки слоистости не наблюдается.

Ирунейская свита обрамления Ватапваямского купола имеет двучленное строение с преобладанием подушечных базальтов и яшм в нижней части и тонкообломочных туфов и кремней в верхней. В ирунейской свите мелкие складки с размахом крыльев от первых метров до первых десятков метров наблюдаются редко. Крупные складки в ирунейской свите в целом имеют северо-восточное простирание, но вблизи от Лесновского надвига залегание ирунейских пород, как правило, близко к ориентировке его сместителя.

Метаморфические образования развиты на северо-восточном крыле Ватапваямского купола структурно ниже ирунейской свиты и представлены зелеными сланцами и кварцитами с полосчатостью и сланцеватостью, преимущественно параллельной основному сместителю Лесновского надвига.

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

Общее литологическое сходство пород ирунейской свиты и кварцито-сланцевой толщи и ряд других признаков позволяют предполагать, что кварцито-сланцевая толща – это метаморфизованный аналог ирунейской свиты.

Гипербазит-базитовые образования, шарьированные на отложения лесновской серии по Лесновскому надвигу на северном крыле Ватапваямского купола, залегают структурно ниже метаморфической толщи и представлены амфиболлизированными габброидами, реже пироксенитами и слюдястыми перидотитами. В зоне контакта с метаморфитами мощностью от 7–8 до 20–30 м описан переход от рассланцованных габбро через полосчатые амфиболиты к тонкополосчатым бластомилонитам, в которых чередуются полосы амфиболитового и кварц-альбит-хлоритового состава, и к вышележащим сланцам. По всей вероятности, это синметаморфический тектонический контакт. В нижней части сланцевой толщи наблюдались многочисленные мелкие асимметричные складки, шарниры которых имеют субмеридиональное простирание, а асимметричность указывает на то, что перемещение аллохтонной пластины, сложенной сланцами, относительно аллохтонной пластины, представленной габброидами, происходило в западном направлении.

На юго-западном крыле Ватапваямского купола зона Лесновского надвига имеет следующее строение. Под надвигом в зоне мощностью около 150–200 м лесновская серия превращена в мегабрекчию, где обрывки не протягиваются больше чем на 0.2–0.5 м. В этот матрикс погружены изометричные глыбы туфогенно-кремнистого состава. Размер глыб достигает 50–70 м, но чаще встречаются глыбы до 10 м в поперечнике. На контакте этих глыб с флишем всегда наблюдаются зеркала скольжения. Непосредственно под надвигом в зоне мощностью 20–25 м матрикс брекчии теряет признаки стратификации и большая часть фрагментов песчаных слоев приобретает изометричную форму. Структурно выше начинается зона “пестрых милонитов” в которых чередуются тонкие линзы – полосы темно-серого и черного материала, происходящего, по-видимому, из лесновской серии и серо-зеленого, связанного с переработкой туфов ирунейской свиты. Выше начинаются выходы ирунейской свиты, сложенной чередованием мелкозернистых зеленых туфов и светлых зеленовато-серых кремней. На первых 100 м этого разреза пласты и маломощные пачки кремней будинированы. Изучение структур Риделя в зоне “пестрых милонитов” показало, что перемещение аллохтона относительно автохтона, по крайней мере, на одной (последней) из стадий шарьирования происходило в северо-северо-восточном направлении.

Обсуждение. Таким образом, в пределах Ватапваямского купола Лесновского поднятия на автохтон (лесновская серия) по Лесновскому надвигу шарьированы аллохтонные пластины, сложенные тремя различными по составу вещественными комплексами: неметаморфизованным вулканогенно-кремнистым (ирунейская свита), метаморфическим сланцево-кварцитовым, частично метаморфизованным гипербазит-базитовым. Метаморфизм сланцевой толщи носит локальный динамотермальный характер и может быть

связан с продвижением ирунейской свиты на еще не остывшую гипербазит-базитовую интрузию. Очевидно, что надвигообразование сланцево-кварцитовый толщи на габброиды происходило до формирования собственно Лесновского надвига. Если исходить из наших структурных наблюдений, то продвижение пластин в это время происходило с востока на запад (в современных координатах). Основным этапом шарьирования аллохтонных пластин, сложенных как метаморфизованными комплексами, так и неметаморфизованными, на Лесновский автохтон происходило позже, поскольку этот процесс протекал в более низкотемпературных и малоглубинных условиях и не сопровождался никаким заметным метаморфизмом автохтонного и аллохтонного комплексов.

Длительность и многофазность деформаций автохтона выражается прежде всего в хаотичности ориентировки слоистости в лесновской серии Ватавьямского купола при более закономерной ориентировке кливажа, отражающей условия субширотного сжатия при его формировании. Вероятно, в ходе формирования складчатых структур происходило общее погружение автохтона, и кливаж формировался только на одной из последних стадий деформации.

Последняя стадия подвижек по Лесновскому надвигу отражена в структурах Риделя, которые позволяют предполагать, что последние движения по плоскости надвига происходили в северном направлении. Это согласуется с данными по Ватыно-Вывенскому надвигу, полученными севернее в Олюторской зоне Корякского нагорья [2].

Последняя фаза крупномасштабных деформаций в зоне Лесновского надвига – формирование куполов, возможно, связана с диапировым выдавливанием пластичных терригенных толщ лесновской серии из-под нагруженных вулканитами зон к западу и востоку от Лесновского поднятия и относится уже к послемiocеновому времени.

Таким образом, выделяются, как минимум, две стадии формирования складчато-надвиговых структур Лесновского поднятия: глубокая деформация аллохтона, сопровождающаяся по крайней мере локальным метаморфизмом, и шарьирование аллохтонного комплекса на неметаморфизованный лесновский автохтон. Первую стадию можно сопоставить с деформациями в нижних горизонтах коры Ачайвям-Валагинской активной островной дуги при ее движении к Северо-Восточной Азии вместе с активной зоной субдукции, наклоненной в сторону океана в маастрихте и дании. Вторая стадия рассматривается как результат позднепалеоцен-эоценовой коллизии дуги и континента, расщепления островодужной коры и обдукции верхних ее горизонтов на подножие склона. Формирование части складчатых структур в автохтоне, возможно, занимает промежуточное по времени положение между деформацией аллохтона и шарьированием, а шарьирование распадается на два этапа с движением вначале на запад, а затем на север.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект №98-05-64

1. Геологическая карта СССР. М-6 1: 1 000 000 (новая серия), лист О-57 (58). Объяснительная записка. Л.: 1989. 105 с.
 2. Соловьев и др. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: Кинематические и возрастные аспекты // ДАН. 1998. Т. 360. №5. С. 666–668.
 3. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
- Шанцер А.Е. и др. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозойе (Сев. Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66–74.

Е.В.Шарков¹

Взаимодействие кровли астеносферного диапира и континентальной коры в областях внутриплитного магматизма (на примере Сирии)

Позднекайнозойский континентальный платобазальтовый магматизм развит на всей территории Сирии, и, вероятно, современная ситуация представляет собой временный перерыв между извержениями, которые возобновятся в будущем. Такие перерывы, судя по существованию кор выветривания по базальтовым потокам, не были редкостью в течение 25-миллионной истории региона – только в плиоцене в разрезе Хауран-Друзского плато было около 30 таких перерывов.

Состав вулканитов слабо менялся во времени; в основном они представлены Fe-Ti базальтами различной щелочности; базаниты и тефриты более редки, а трахиты обычно присутствуют в форме небольших субвулканических интрузивов (штоков). Подобные базальты характерны для мантийных плюмов, с которыми связан внутриплитный магматизм фанерозоя. И только среднемиоценовые базальты Алеппского плато относятся к типу железотитанистых континентальных толеитов.

Изотопно-геохронологические данные свидетельствуют по крайней мере о пяти стадиях развития позднекайнозойского вулканизма Сирии и соседних регионов [1]: 1) ранний миоцен – от 26 до 17 млн лет назад; развит преимущественно в северной части Хауран-Друзского плато (северо-восточное окончание огромного Сирийско-Иорданского плато), в Пальмиридах и частично в основании плато Шин; 2) средний миоцен – от 14 до 11 млн лет назад; Алеппское плато, частично плато Шин, западная часть Хауран-Друз-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

ского плато и нижние базальты западного берега р.Иордан; 3) поздний миоцен – ранний плиоцен - от 10 до 4.5 млн лет назад; базальтовый магматизм этого времени представлен базальтовыми плато, расположенными на оси Левантского разлома по обе стороны от складчатой системы Пальмирид: на севере это плато Шин, в основном сложенное базальтами этого возраста, а на юге – плато Коразим и западного берега р.Иордан; близкий возраст имеют лавовые поля в прибрежной части Средиземного моря; 4) поздний плиоцен – плейстоцен – с 3.6 до 0.8 млн лет назад; Хауран-Друзское плато (включая блок Коразим и долину р.Иордан), базальтовые плато грабена Эль-Габ и долины Евфрата; 5) голоценовые и современные базальты развиты в пределах Хауран-Друзского плато и, вероятно, на северо-востоке Сирии.

Широкое развитие базальтового вулканизма в регионе предполагает существование под ним астеносферного диапира (плюма); фрагменты его вещества (в основном, шпинелевые лерцолиты) часто наблюдаются в форме ксенолитов в базальтах и базанитах. Поскольку появление конкретных базальтовых плато связано с локальными подъемами кровли диапира, их распределение, вероятно, отражает рельеф поверхности плюма, а миграция центров активности – динамику изменения этого рельефа. При этом наблюдается отчетливая связь между локализацией вулканизма во времени и пространстве с развитием главных неотектонических структур в регионе – складчатой зоны Пальмирид и Левантского трансформного разлома.

Магматическая активность в регионе в раннем и среднем миоцене была сосредоточена преимущественно вблизи будущего Левантского разлома, очевидно, свидетельствуя о наличии в этом месте линейного субмеридионального выступа астеносферы. Это, вероятно, и предопределило появление здесь в позднем миоцене трансформного разлома, продолжающего свое развитие и в настоящее время. С поздним миоценом связано формирование лавовых плато Шин, Коразим и р.Иордан, уже контролируемых структурой разлома. При этом ориентировка даек (подводящих каналов лавовых покровов) в пределах плато Шин совпадает с кинематическим полем напряжений, возникающем при левом сдвиге, что, очевидно, свидетельствует о синкinemатичности магматических и тектонических процессов в зоне Левантского разлома [2].

Согласно [3], возникновение складчатой системы Пальмирид связано с неоднородностью левосдвиговых смещений по Левантскому разлому. При этом появление Пальмирид приводило к прекращению вулканизма на этом участке и его резкому усилению к северу и к югу от нее. По-видимому, это может служить указанием на реорганизацию глубинной структуры района, связанной с "вдавливанием" корней Пальмирид в кровлю астеносферного диапира и, как следствие, на прекращение магмообразования на этом участке. В свою очередь, это могло привести к перетеканию астеносферного вещества к северу и югу от Пальмирид, приведя к формированию локальных выступов, обеспечивших появление плато Шин, Коразим и долины р.Иордан.

По-видимому, по мере дальнейшего развития складчатой системы Пальмирид (и, соответственно, дальнейшего погружения их корней в СЗ направлении), магматическая активность в районе плато Шин прекратилась. После некоторого перерыва, уже в позднем плиоцене – плейстоцене, она возобновилась вдоль северной и северо-восточной периферий Пальмирид, в районах Джиср-эш-Шугур и долине Евфрата, где, очевидно, возникли новые выступы на кровле астеносферы. К югу от Пальмирид такой перестройки не происходило и извержения базальтов практически не прекращались на протяжении от раннего плиоцена до исторического времени. Новейший базальтовый вулканизм сосредоточен главным образом в северо-восточной части Сирийско-Иорданского плато, к югу от Пальмирид, а также в зоне Левантского разлома и в самой северо-восточной части Сирии. Это, очевидно, свидетельствует о том, что общие тенденции к активному механическому воздействию продолжающих формироваться складчатых структур Пальмирид на рельеф поверхности астеносферного диапира сохраняются, контролируя развитие вулканических процессов в регионе. Поэтому именно в этих местах следует ожидать возобновление активного вулканизма, которое может привести к катастрофическим последствиям для данных территорий.

Наличие новейшего вулканизма в пределах грабенов вдоль оси Левантского разлома (Эль-Габ, Тибериадское озеро, долина р.Иордан), а также на их периферии (Голанские высоты), очевидно, свидетельствует о существовании под грабенами локальных выступов кровли астеносферного диапира, растекание головных частей которых и должно приводить к появлению над ними рифтовых структур. Из этого следует, что нарушение сплошности литосферы, связанное с развитием Левантского разлома, также приводило к изменению рельефа поверхности диапира, провоцируя перетекание астеносферного вещества. Таким образом, как и в случае складчатой области Пальмирид, здесь имеет место активное взаимодействие как собственно коровых, так и мантийных процессов, которые усиливали друг друга, приводя к появлению и развитию континентального трансформного разлома.

Литература

1. Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Геохронология позднекайнозойских базальтов Западной Сирии // Петрология. 1994. Т. 2, № 4. С. 439–449.
2. Шарков Е.В., Чернышев И.В., Девяткин Е.В. и др. Новые данные по геохронологии позднекайнозойских платобазальтов северо-восточной периферии Красноморской рифтовой области (Северная Сирия) // ДАН. 1998. Т. 358, № 5. С. 96–99.
3. Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.

Особенности структурной эволюции Тагильского прогиба в палеозое-мезозое

Определяющую роль в тектоническом развитии и строении севера Урала играют разрывные нарушения – продольные глубинные листрические разломы, надвиги, взбросы, сдвиги и их комбинации. В северной половине Тагильского прогиба они формируют узкие и сильно удлиненные складки, моноклинали, а иногда тектонические пластины и блок-чешуи. Чаще всего разломы имеет сдвигово-взбросовую кинематику. Преобладание продольных дизъюнктивов в тектонической структуре севера Урала объясняется тем, что для палеозойской-мезозойской истории этого периода характерна обстановка растягивающих тектонических напряжений, следствием которых явилась периодически происходившая деструкция земной коры.

Структурным и вещественным доказательством деструктивных процессов явилось образование рифтогенных структур – грабенов и излияния большого объема основных вулканитов. Рифтогенные структуры в складчатых областях образуются в результате деструкции "зрелой" коры в ее континентальную стадию развития. Следует пояснить, что "континентальную кору", континентальную стадию развития следует понимать не в смысле наращивания ее мощности, имеется в виду ее качественная сторона, т.е. степень консолидации и "гранитизации". Мы рассматриваем рифтогенез, вызванный глубинными мантийными процессами, как проявление (и взаимодействие) нескольких динамических процессов, в частности, геосинклинального, который ведет к наращиванию сиалической коры, и рифтогенного, вызывающего его деструкцию.

Главное тектоническое событие на Урале произошло на рубеже кембрия и ордовика (500 млн лет). Оно получило название салаирской фазы тектогенеза. Тогда начались заложение глобальных мобильных поясов (Средиземноморского, Урало-Охотского и др.) и первая мощная деструкция древней континентальной коры. Динамика тектонических деформаций наиболее хорошо выражена в пределах североуральского сегмента Тагильской синформы в ее наиболее широкой части. В Тагильской структуре деструктивные процессы в течение главных тектонических циклов – каледонского и герцинского – происходили по нижеследующей схеме.

1. В североуральском сегменте прогиба завершение тектонических движений каледонского тектономагматического цикла знаменуется формированием на рубеже силура–девона рифтогенных структур как результата пре-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГиГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

дельной консолидации и листрического раскалывания земной коры. Наиболее показательной и хорошо изученной структурой такого типа является девонский СУБРоровский грабен, образовавшийся в результате растяжения и листрического раскалывания и проседания приповерхностных блоков земной коры. Грабен приурочен к зоне Крутоловско-Коноваловского и Покровского продольных глубинных разломов в осевой части прогиба, которые представляют собой серию параллельных разрывов (многоступенчатых сбросов). Вдоль них образовался узкий грабен СУБР. Впервые на тектоническую природу СУБР указал А.В.Пейве (1947), назвав его "грабеном обрушения".

Рифтогенная структура СУБР приурочена к Петропавловскому поднятию, характеризующемуся мощным силуро-девонским вулканизмом.

Появление базальтовых и андезито-базальтовых вулкаников траппового облика характерно для обстановок растяжения земной коры. Такие кайно-типные базальтоиды с сохранившимся свежим вулканическим стеклом свидетельствуют об отсутствии тангенциальных напряжений и разогрева или о спокойном тектоническом режиме. Широкое развитие континентальных вулканогенных пород в составе Петропавловского срединного поднятия, вмещающего СУБР, подчеркивает специфику тектонического развития североуральской части прогиба в позднем силуре – раннем девоне, т.е. в завершающую стадию каледонского тектоно-магматического цикла.

В Тагильской зоне движения каледонского цикла проявились отчетливо, но не стандартно: слабо выражена финальная моласса и, самое главное, нет завершающих плутонических серий. По-видимому, наличие "свежих" нематаморфизованных пород объясняет отсутствие коллизийных плутонических серий, внедрение которых неизбежно привело бы к сильному метаморфизму и сопутствующим изменениям всего вулканогенно-осадочного силуро-девонского вкщественного комплекса.

2. Структурные события завершающей стадии каледонского цикла почти аналогичным образом повторились и в конце герцинского. Тектонические импульсы герцинской орогении в конце палеозоя – начале мезозоя проявились по всему Урало-Монгольскому поясу. Резонансно они проявились и в Тагильском прогибе. На Урале верхняя возрастная граница герцинского цикла ограничивается рубежом палеозоя и мезозоя. Пока это общепризнанный мировой стандарт. Предшествующие тектонические события геологической истории в общих чертах выглядели так.

В конце девона – начале карбона продолжалось общее растяжение всего складчатого пояса. В самом начале раннего карбона вулканические процессы в прогибе окончательно затухают. Вулканизм был сосредоточен исключительно в восточной части прогиба и носил ярко выраженные платформенные черты: излияния оливиновых базальтов и туфов. Седиментация также носила континентальный характер. Появляются угленосные отложения с пластами угля, бокситы. В последние годы получены новые данные о рифтогенной природе карбоновых угленосных депрессий в Тагильском прогибе.

Открытое в начале 90-х годов на Северном Урале Маньинское месторождение представляет собой грабенообразную впадину, выполненную терригенными и угленосными осадками позднего турне-раннего визе мощностью около 1500 м. Севернее в Северо-Сосьвинском бассейне, к югу от пос. Усть-Манья, в середине 70-х годов было открыто нижнекаменноугольное Апсинское рудопроявление, совершенно аналогичное Маньинскому грабену, но в угленосной толще содержание вулканитов больше. Следующий этап эволюции Тагильского прогиба приходится на триас–юру. Раннемезозойская тектоно-магматическая активность на Урале проявилась вдоль его восточного склона в виде формирования протяженной серии рифтогенных депрессий, заполнявшихся угленосными и бокситоносными отложениями триаса–юры (Мастовской, Веселовско-Богословский, Волчанский, Люльинский грабены). Цепочка грабенов протягивается вдоль меридиана 60° на несколько сотен километров в осевой части прогиба и приурочена, как и СУБРовский нижнедевонский, Маньинский нижнекаменноугольный, к долгоживущему глубинному листрическому разлому. Это шовная региональная линия, разделяющая крупные разновозрастные блоки Тагильского прогиба – Кумбинско-Петропавловскую и Турьинскую СФЗ –разновременной консолидации. Все эти разновозрастные грабены расположены кулисообразно по отношению друг к другу.

Образование триасовых грабенов связано с очередным этапом рифтогенной активизации в конце герцинского геодинамического цикла и начале мезозойского. Финальные события этого отрезка геологической истории, как и в конце каледонского цикла, выразились в континентализации земной коры, ее деструкции, и сопровождалась излияниями траппов. Очаги нижнемезозойского вулканизма на Урале, как правило, располагались линейно, узкими полосами, отвечающими общему простиранию уральских структур и простиранию глубоких разломов литосферы, мобилизующих магму. Грабены имеют протяженность до 15–18 км, ширину 3–4 км, глубину 500–700 м и заполнены вулканогенно-осадочными, молассоидными, бокситоносными и угленосными формациями, характерными для позднеорогенной и посторогенной стадий развития Уральского складчатого пояса.

Итак, рифтогенез – стабильный и широко распространенный процесс в эволюции земной коры. Очевидно, что в распространении мезозойских грабенов имеется глобальная закономерность, связанная с активизацией тепловых процессов в верхней мантии в палеозое – начале мезозоя. На Урале рифтогенез носил, очевидно, циклический характер. В Тагильском прогибе имеет место телескопированное наложение рифтогенных процессов нескольких этапов в палеозое–мезозое: раннедевонского, нижнекаменноугольного и раннетриасового, что свидетельствует об унаследованном внутриконтинентальном рифтогенезе на участках с наиболее зрелой континентальной корой. Все разновозрастные рифтогены Тагильского прогиба превратились в осадочные бассейны – стратифицированные мощные линзы отложений

различного состава, которые в той или иной степени со временем деформированы складчатостью и разрывными нарушениями, но сохранили свои первичные линейные очертания.

**В.С.Шацкий¹, В.А.Симонов¹, Э.Ягоути¹,
О.А.Козьменко¹, С.А.Куренков²**

Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала

В настоящее время считается признанным, что эклогиты складчатых поясов образуются в процессах субдукции. В то же время, вопрос выведения высокобарических ассоциаций на уровень средней коры остается серьезной геодинамической проблемой. В ее решении первостепенную роль играют исследования структурного положения и возраста эклогитов.

Эклогитсодержащие метаморфические комплексы в Уральском поясе прослеживаются на протяжении более 2000 км, протягиваясь от Южного до Полярного Урала. До недавнего времени был широко распространен взгляд о рифейском или даже раннепротерозойском возрасте эклогитов Урала. Таким образом, датирование эклогитов имеет большое значение для палеогеодинамических реконструкций Уральского пояса.

Нами проведено датирование Sm-Nd методом эклогитов хребта Марун-Кей (Полярный Урал), детально рассмотренных в [1]. Образцы для изотопных исследований были отобраны в южной части хребта Марун-Кей в районе Слюдяной Горки во время полевых работ в 1996–1997 гг., проводившихся в рамках программы “Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии”. Были изучены наиболее свежие образцы кианитовых и барруазитовых эклогитов.

Кианитовые эклогиты сложены омфацитом, гранатом, кианитом, амфиболом, кварцем, Барруазитовый эклогит сложен крупными зернами омфацита, амфибола (до 1,5 мм), мелкими идиоморфными и субидиоморфными зернами граната (40–350 мкм), кварцем и фенгитом. Гранат совместно с мелкими зернами омфацита образует скопления, а также встречается в виде вкрапленников в порфиробластах омфацита, амфибола и фенгита. Омфациты из кианитовых эклогитов содержат меньше жадеитового компонента по

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

сравнению с омфацитом баррузитовых эклогитов. В то же время, гранаты кианитовых эклогитов характеризуются меньшей величиной железистости по сравнению с гранатами баррузитового эклогита. Гранаты из эклогитов обнаруживают зональность, выражающуюся в увеличении от центра к краю гроссулярового компонента и величины железистости. Температуры равновесия эклогитов лежат в интервале 700–750°C. Нижняя величина давления оценивается в 13–15 кбар. Если принять, что $P_{H_2O} = P_{общ.}$, то, согласно моновариантной реакции парагонит = жадеит+кианит+кварц, ассоциация кианита с омфацитом может свидетельствовать о величине давления больше 20 кбар.

Изотопные исследования проводились в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия). Гранат, пироксен и порода баррузитового эклогита образуют минеральную изохрону, отвечающую возрасту $366 \pm 8,5$ млн лет. Амфибол лежит ниже этой изохроны. При изучении кианитовых эклогитов возникает аналитическая проблема, связанная с низким содержанием редкоземельных элементов в гранатах. Предельно низкие концентрации установлены в мономинеральных фракциях части образцов, что не дало возможности их датирования. Мономинеральные фракции и порода кианитового эклогита образуют эрохрону, отвечающую возрасту 338 ± 40 млн лет.

Согласно имеющимся представлениям, Уральский складчатый пояс возник при закрытии Уральского палеоокеана. Существование океанического бассейна подтверждается широким развитием на Урале палеозойских офиолитов. Офиолиты Полярного Урала формировались в ордовике–силуре в условиях примитивной островной дуги с бонинитами [2]. Основное развитие островодужных комплексов приходится на средний–поздний девон, что свидетельствует о максимальном проявлении в это время субдукционных процессов [3]. Если минеральный возраст эклогитов отвечает пику метаморфизма, то эклогиты маркируют время субдукции. Это предположение наиболее вероятно для эклогитов Максютковского комплекса Южного Урала. Эклогиты этого комплекса имеют низкие температуры равновесия, а гранаты характеризуются наличием прогрессивной зональности. Значение минерального возраста (357–375 млн лет) эклогитов максютковского комплекса [4] близко к минеральному возрасту эклогитов Полярного Урала. Это может свидетельствовать о широком развитии процессов субдукции на Урале в позднем девоне.

В связи с этим возникает вопрос о протолитах эклогитов Урала. Если формирование эклогитов максютковского комплекса Южного Урала можно связать с субдукцией континентальной окраины под островную дугу [4], то в случае эклогитов Полярного Урала имеющиеся у нас данные не позволяют сделать определенное заключение о протолитах. Ассоциация эклогитов хребта Марун-Кей с перидотитами, габброидами и диабазами [1] может свидетельствовать о том, что их протолитами могли быть породы офиолитов. По мнению [5], эклогиты марункеусского комплекса, располагающиеся в

подошве офиолитовой пластины Сыум-Кеу, могут рассматриваться как метаофиолиты. Согласно данным определения абсолютного возраста Ar-Ar методом [2], основная часть офиолитов массива Сыум-Кеу была сформирована в ордовике–силуре (420–490 млн. лет) при развитии островодужных структур Уральского палеоокеана. Возможно, к этому этапу относится и образование протолитов эклогитов хребта Марун-Кеу.

В целом, учитывая, что, согласно палеотектоническим реконструкциям, в позднем девоне – раннем карбоне происходило столкновение террейнов Урала с Русской платформой [3], близость значений минерального возраста эклогитов Южного и Полярного Урала не исключает сценария, по которому эклогиты маркируют не время субдукции, а этап коллизии Восточно-Европейского континента с островными дугами, с которым связано выведение эклогитов из зоны субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 96-15-98547, № 98-05-64888.

Литература

1. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
2. Симонов В.А., Куренков С.А., Тикунов Ю.В. и др. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. С. 181–183. (Материалы XXXI Тектонич. совещ. Т. 2).
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 327 с.
4. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd – датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 812–815.
5. Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Эклогиты и глаукофановые сланцы Урала, Шпицбергена, о. Куба // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 107–131.

В.В.Шевчук, И.С.Кузь, О.Н.Кузь¹

Давление как фактор метаморфизма и влияние на него тектонических сил

Вопрос о давлении как одном из основных внешних факторов метаморфизма давно дискутируется в геологической литературе. Ранняя концепция метаморфизма погружения благодаря работам С.Ван-Хайза и А.Харкера сменилась представлениями о значительной роли односторонних боковых

¹ Львовский государственный университет (ЛГУ), Львов, Украина

давлений (стресс), способствующих образованию минералов плотной структуры. После того, как Д.С.Коржинский убедительно показал, что стресс, в противоположность всестороннему (гидростатическому) давлению, не является фактором минеральных равновесий, а гипотеза А.Харкера была признана несостоятельной, дискуссия сместилась в иную плоскость.

Основываясь на многочисленных эмпирических данных о формировании высокобарических минералов и их парагенезисов на сравнительно небольших глубинах, многие исследователи, в частности В.С.Соболев [3], Р.Ругланд [2] и др., настаивали на возможности тектонических сил усиливать всесторонние давления против ожидаемых на тех или иных глубинах. В то же время, на многих схемах глубинность метаморфизма оценивается, исходя из близости всесторонних и литостатических давлений [1]. Приближенные литостатических давлений к гидростатическим объясняется длительностью их существования и процессами ползучести.

Специальные исследования реологических особенностей земной коры показывают, однако, что близкие к поверхности слои литосферы (верхняя кора) имеют очень большое время неустановившейся ползучести и могут рассматриваться как упругий слой. Впрочем, в этом слое, как и в более пластичной нижней коре, реология геологических сред может быть существенно различной в зависимости от реализуемых эндогенных режимов.

Стационарные режимы, при которых распределение всесторонних давлений на глубине обуславливается главным образом силами гравитации, могут нарушаться под воздействием как массовых сил (температура, объемные эффекты фазовых превращений), так и внешних относительно рассматриваемых геологических систем сил (тектонические движения). Совместное действие этих сил способно создавать очень сложные и разнообразные напряженно-деформированные состояния. Поля напряжений, описывающие изменения объема, *характеризуются* тензором напряжений, в котором всестороннее давление (шаровой тензор) передается средним нормальным напряжением (δ_0), определяемым как среднее арифметическое трёх главных нормальных напряжений. Однонаправленные (стрессовые) давления, очевидно, в геологических системах существовать не могут, их обычно связывают с девиаторной составляющей тензора напряжений. Принципиальные особенности природных напряженных состояний могут быть выявлены путем математического моделирования [4]. Множество возможных геологических систем и сред, качественных и количественных характеристик генетически разнообразных силовых факторов, граничных условий объясняет многообразие подходов в вопросах теоретического воспроизведения природных объектов и процессов.

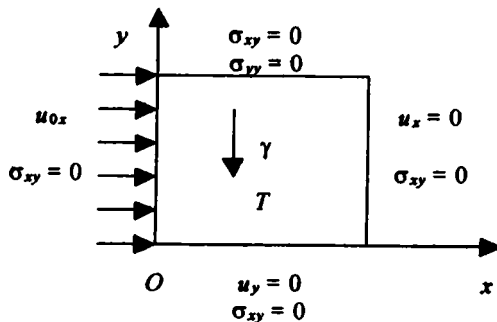
Остановимся лишь на некоторых упрощенных вариантах расчетов, которые, тем не менее, наглядно демонстрируют наиболее общие тенденции.

Средние нормальные напряжения, кбар

Глубина, км	Номер области	γ	γ и μ_{0x} совместно		
			$\mu_{0x}, км$		
			0,1	0,4	4,0
		Кол. 1	Кол. 2	Кол. 3	Кол. 4
5	1	-0,7	-1,2	-2,5	-18,5
10	1	-1,5	-1,9	-3,3	-19,2
	2	-1,5	-2,1	-4,6	-18,4
20	1	-3,0	-3,4	-4,8	-20,8
	2	-3,0	-3,9	-6,3	-17,9
40	1	-6,0	-6,4	-7,9	-23,7
	2	-6,0	-7,3	-9,6	-18,9
80	2	-12,0	-13,6	-14,2	-22,9
Глубина, км	Номер области	γ и T совместно			
		$\alpha, 1/K^\circ$			
		10^{-5}	$3 \cdot 10^{-5}$	10^{-4}	
		Кол. 5	Кол. 6	Кол. 7	
5	1	-1,9	-4,1	-11,9	
10	1	-1,7	-2,0	-3,2	
	2	-2,7	-4,5	-10,7	
20	1	-3,0	-2,9	-2,7	
	2	-3,7	-3,8	-4,2	
40	1	-5,8	-5,3	-3,8	
	2	-7,0	-6,7	-5,7	
80	2	-13,0	-12,7	-10,0	
Глубина, км	Номер области	γ, μ_{0x} и T совместно			
		$\mu_{0x}, км$			
		0,1	0,4	4,0	
		$\alpha, 1/K^\circ$			
		10^{-5}	10^{-5}	$3 \cdot 10^{-5}$	
		Кол. 8	Кол. 9	Кол. 10	
5	1	-2,3	-3,6	-5,9	
10	1	-2,1	-3,4	-3,8	
	2	-2,1	-4,6	-5,1	
20	1	-3,4	-4,7	-4,7	
	2	-3,9	-4,6	-4,1	
40	1	-6,2	-7,6	-7,1	
	2	-7,2	-7,9	-6,5	
80	2	-13,2	-13,9	-11,9	

В таблице показаны результаты расчетов δ_0 при плоской деформации в прямоугольных областях (вертикальный разрез) размерами 40x40 км (обл. №1) и 80x80 км (обл. №2), упругая среда которых характеризуется следующими параметрами: модуль Юнга 4×10^{10} Па, коэффициент Пуассона 0,25;

удельный вес $\gamma = 2,7 \text{ г/см}^3$. В температурных вариантах расчётов принято тепловое поле с избыточными температурами: 0°C (0 км), 500 (5); 400 (10); 350 (15); 300 (20); 275 (25); 250 (30); 225 (35); 200 (40); 100 (80). Произвольным увеличением коэффициента объемного расширения α имитировалось влияние объемных эффектов фазовых превращений на поле напряжений. Область с заданными граничными условиями показана на рисунке.



Область и заданные граничные условия

Расчеты проводились вариационно-разностным методом решения плоской задачи теории упругости или термоупругости. Параллельное рассмотрение двух областей демонстрирует влияние их размеров и граничных условий на результаты расчетов. Колонка 1 в таблице отражает δ_0 лишь в поле гравитации, в колонках 2, 3, 4 показаны δ_0 при совмещении силы гравитации и бокового перемещения и ox на 0,1 км, 0,4 км и 4 км, воздействие гравитации и температуры отражено в колонках 5,6, 7, наконец, колонки 8, 9, 10 демонстрируют δ_0 при совместном влиянии сил гравитации, температуры и перемещении на боковых границах.

Как следует из таблицы (колонка 1), δ_0 в поле гравитации существенно меньше литостатических давлений. Под воздействием тектонических сил, моделируемых перемещениями на боковых границах, δ_0 выравниваются на значительных глубинах с резким увеличением модулей в верхней коре. Аномальные тепловые поля не менее эффективно воздействуют на поля напряжений, изменяя δ_0 пропорционально приросту объемов. При данном тепловом поле модули δ_0 резко увеличиваются до глубины 10 км, практически не изменяясь на больших глубинах. При увеличении объемов приблизительно на 10% δ_0 в глубинных частях систем даже уменьшается по модулю против стационарных режимов (колонка 7). Это связано с возникновением инверсионных полей напряжений, в которых вертикально ориентированные оси минимальных сжимающих напряжений, последовательно уменьшаясь

по модулю, могут принимать положительные значения, т.е. становятся растягивающими.

При сложении сил гравитации, тектонических сил и сил, связанных с приростом объема, отмечается устойчивое повышение и выравнивание δ_0 в верхних частях анализируемых областей.

Приведённые данные могут быть полезными при анализе процессов метаморфизма в различных геодинамических обстановках. Они показывают, что в тектонически активных районах, в которых, собственно, и происходят процессы метаморфизма, уровень всесторонних давлений, как и напряженно-деформированное состояние, находятся в сложной зависимости от различных по своей природе силовых факторов.

Литература

1. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
2. *Рутланд Р.* Избыточные тектонические давления // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125–146.
3. *Соболев В. С.* Об условиях минералообразования при ориентированном давлении // Минер. сб. №11. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. № 11. С. 45–51.
4. *Шевчук В. В., Лихачев В. В.* Математическая модель поля напряжений, вызванного тепловой аномалией в упругой среде // Геофиз. журн. 1996. Т. 18, № 6. С. 74–80.

Г.Ш.Шенгелая¹

Комплексное решение вопросов геодинамики южного склона Большого Кавказа

Литосфера Кавказа и в настоящее время претерпевает интенсивные деформации сжатия и растяжения в результате северного перемещения Афро-Аравийской плиты.

В докладе рассматривается деформационная картина, выявленная на основе сейсмологических, геодинамических и деформографических данных.

Рача-Имеретинское землетрясение 29 апреля 1991 г. самое интенсивное ($M=6, 9-7, 1$) землетрясение, зарегистрированное на Кавказе за период инструментальных наблюдений. В результате обработки полевых данных получен богатый материал для характеристики активной афтершоковой ситуации района землетрясения и выявления геодинамических условий эпицент-

¹ Единая национальная служба сейсмической защиты (ЕНССЗ) при Институте геофизики АН Грузии, Тбилиси, Грузия

тральной зоны Рача-Имеретинского землетрясения. На карте распределения эпицентров четко выделяются две полосовые зоны сгущения (два кластера) эпицентров афтершоков [1]. В первой (северной) полосе отмечаются очаги афтершоков с глубинами 10–14 км, а во второй (южной) полосе, в основном с глубинами 2–4 км.

Расположение гипоцентров и механизм очагов землетрясений дали основание предположить существование общей для этих двух полос погружающейся на СВ под углом 30° – 35° плоскости разрыва северо-западного простирания и допустить, что перемещение блоков вдоль этой плоскости является причиной основного толчка и последующих афтершоков Рача-Имеретинского землетрясения. Неравномерное распределение гипоцентров по этой плоскости можно объяснить прерывистыми скольжениями по неровной и неодинаково прочной поверхности разрыва подобно тому, как это объясняет Моги [2]. Плоскость разрыва пересекает дневную поверхность гораздо южнее от сгущения эпицентров. А из этого следует, что при наклонной поверхности тектонических разрывов эпицентры землетрясений или афтершоков не могут являться достаточным критерием для установления места выхода разрыва на поверхность.

Для выявления характера деформации в эпицентральной зоне и прилегающих районах южного склона Большого Кавказа, были использованы материалы деформографических и наклономерных наблюдений [4, 5], результаты повторного нивелирования и новые данные, полученные по технологии GPS [1].

Приведенные экспериментальные данные, свидетельствуют о напряженно-деформационном состоянии сред, вследствие надвигания Большого Кавказа на Грузинскую глыбу, или пододвигания Грузинской глыбы под Большой Кавказ, что согласуется с мнением, высказанным на основе геологических (структурных) данных авторами работ [3]. Но этот механизм поддвига не должен рассматриваться как субдукция в широком ее понимании. Более правдоподобным является механизм коллизии, при котором в зоне интенсивного межблокового разрушения земной коры эти системы могут изгибаться, сминаться и воздыматься, создавая при этом складки, надвиги, шарьяжи, взбросы и другие структуры, а также отчасти опускаться вниз. По этому поводу следует подчеркнуть мнение высказанное Г.Буалло [6].

Исходя из общих геодинамических условий, предполагается, что проявления правосдвиговых деформаций связаны с выдавливанием Грузинской глыбы в западном направлении вследствие взаимодействия Евразийской и Афро-Аравийской плит в результате северного дрейфа последней [3].

В пользу гипотезы выдавливания Грузинской глыбы могут послужить экспериментальные исследования, проведенные с целью измерения напряжений на Ткибульском угольном месторождении [7].

Наши доводы о возможной связи Рача-Имеретинского землетрясения с поддвигом Грузинской глыбы под аккреционный комплекс Большого Кавка-

за дали основу пересмотреть с этой точки зрения возможные причины возникновения землетрясений и в других районах в складчатой системе южного склона.

В этом отношении интересным оказался анализ землетрясения в Гудамарском ущелье 1992 г. ($M=6.6$). Взброс всячего или пододвигание лежащего блока по наклонному разлому является, по всей вероятности, причиной возникновения происшедшего здесь землетрясения [1].

В пределах Абхазии (в районе Адангейского перевала) сейсмическими исследованиями также установлены границы раздела, имеющие крутое падение на север, с постепенным выполаживанием с глубиной. По данным механизмов очагов землетрясений Кавказа с $M \geq 3.0$ за период 1981–1989 гг. в подавляющем большинстве случаев имеем сжатие субмеридионального или близкого к нему направления [1].

Направление первых изосейст некоторых прошлых сильных землетрясений подтверждает результаты относительно направления плоскостей разрыва на южном склоне Большого Кавказа.

О субгоризонтальном сжатии вследствие северного дрейфа Аравийской плиты и подвига на границе тектонических блоков, террейнов, совпадающей с Малокавказским офиолитовым швом, свидетельствует также механизм очага Спитакского землетрясения [8].

Вышеприведенные деформографические и наклономерные данные безусловно заслуживают внимания. Однако результаты этих наблюдений, как об этом совершенно справедливо указывает в своей работе К.Моги [2], относятся к отдельным точкам.

Более общие представления о распределении смещений на Кавказе дается в работе [9], выполненной под руководством акад. М.А.Алексидзе на основе математического моделирования распределений деформаций на Кавказе, вызванных давлением Аравийской плиты. Сравнение этих смещений с данными GPS в отдельных пунктах дает основание, говорить о том, что математическое моделирование деформаций литосферы по методу М.А.Алексидзе с использованием GPS технологии, может способствовать уточнению общей картины кинематики на южном склоне Большого Кавказа и Кавказского региона в целом.

Литература

1. *Shengelaia G. Sh.* Some Questions os the Recent Dynamic of the Epicentral Zone of the Racha-Imereti Earthquake // *Jornal of Georgian Geophysical. Issue (A). Solid Earth.* 1996. Vol. 2. P.49–66.
2. *Моги К.* Предсказание землетрясений. М., Мир, 1990. 29 с.
3. *Гамкрелидзе П. Д., Гамкрелидзе И. П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 81 с.
4. *Латинина Л. А., Абашидзе В. Г., Александров М. С.* и др. Режимные деформационные измерения в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения // *Физика Земли.* 1993. № 3. С.78–84.

5. Балавадзе Б. К., Абашидзе В. Г. Наклон и деформация земной коры в районе Ингурской ГЭС. Тбилиси: Мецниереба, 1985. 198 с.
6. Буалло Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
7. Гелашвили Г. М. Научное обоснование прогноза и предотвращения тектонических ударов при разработке мощных угольных пластов в сейсмически активных районах: Автореф. дис. ... д-ра техн. наук. С-Пб. 1993. 43 с.
8. The 1988 Armenian Earthquake // Nature. 1989. Vol. 339, № 6227. fl. 95 p.
9. Шаптовили А. Е. Моделирование распределения упруго-вязких напряжений в Кавказском регионе, вызванных давлением Аравийской плиты. Автореф. дис. ... канд. физ-мат. наук. Тбилиси: 1994. 20 с.

О.Г.Шеремет¹

Исследование глубинной структуры Байкала на основе моделирования гравимагнитных полей

Разрабатываемый метод совместного анализа гравимагнитных полей [1-3] применен в комплексе с данными сейсмозондирования и сейсмологии для выявления структур разломов и разломных зон Байкальского рифта. Такой детальный анализ стал возможным благодаря высокоточной гравиметрической съёмке акватории Байкала, проведенной в последние годы. В расчетах использовались также аномалии силы тяжести в редукции Буге Δg и приращений полного вектора напряженности магнитного поля Земли ΔT_a в сопредельных с акваторией территориях.

Методика исследований была связана с интерпретацией расчетных значений трансформанты полей Δg и ΔT_a , называемой D -функцией, вдоль семи профилей, совпадающих в пределах акватории с профилями многоканального сейсмопрофилирования. В основе такой интерпретации лежат аналитические и численные расчеты D -функции от простых моделей геологических сред, фрагментарно описывающие реальный разрез земной коры. Методика позволяет выделить в разрезе структуры, не определяемые по отдельно взятым гравитационным и магнитным полям и, в то же время, является дополнением к интерпретации этих полей. Суть ее состоит в расчёте D -функции в точках задания исходных полей Δg и ΔT_a , а также на нескольких уровнях верхнего полупространства, и последующем распознавании типов простых физических моделей, детерминированно описывающих реальные разрезы с оценкой их параметров как по расчётным данным, так и по исходным полям. Для большинства моделей даётся аналитический расчёт D -функции (прямая задача) и упрощённые оценки их параметров (обратная задача) по

¹ Институт литосферы окраинных и внутренних морей (ИЛ) РАН, Москва, Россия

особым точкам, в которых эта функция достигает экстремума на уровнях верхнего полупространства. В числе простых двухуровневых моделей использовались цилиндры, материальные полуплоскости, пласти конечной мощности и призмы. Последняя из приведённых моделей достаточно сложна и описывается только с помощью численного моделирования.

Результатом проведённых исследований явилось уточнение структурно-тектонических особенностей Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). В частности, выявлены и количественно описаны западная и восточная границы БРЗ, представленные разломами и разломными зонами, отделяющие её от сопредельных структур. Оценены средняя глубина и угол падения разломов, которые на западной границе БРЗ меньше, чем на восточной (25–30 км и 65–70° против 35–40 км и 80–85°). Во внутренних частях БРЗ, включая акваторию Байкала, не обнаружено ни одного глубинного разлома. Единственным исключением является глубинный разлом, разделяющий БРЗ на Северо-Байкальскую и Северо-Восточную Баргузинскую части. Признаков вулканизма в нижней части осадочного чехла Байкальской впадины не установлено. Всю Байкальскую впадину отличает разуплотнённость пород фундамента до глубины 15–20 км. На больших глубинах наблюдается изотропность коры и верхов мантии. В пределах БРЗ выделены разуплотнённые линейные зоны чехла и фундамента, которые хорошо коррелируются с частотой и положением гипоцентров землетрясений. Также установлено, что, несмотря на пониженную плотность, породы верхних частей фундамента восточной части акватории Байкала обладают повышенной намагниченностью (в среднем на 25%) до глубин 13–15 км, что может быть связано с обогащением гранитов фундамента магнетитом.

Работа поддержана РФФИ, проект № 96-05-65119.

Литература

1. Артамонов М.А., Богородский С.М., Шеремет О.Г. Некоторые вопросы методики комплексной интерпретации аэрокосмической информации и геофизических полей при изучении структуры закрытых регионов (на примере Туранской плиты) // Исслед. Земли из космоса. 1980. № 6. С. 65–75.
2. Нападенский Г.Б., Шеремет О.Г. Разработка алгоритмов совместного анализа гравитационного и магнитного полей в трёхмерном случае // Разведочная геофизика. 1982. Вып. 94. С.35–46.
3. Sheremet O.G. Digital processing of the gravitational-magnetic and remote sensing data for recognition of local petroleum promising structures. // Mathematical methods in geology. Prague: Hornická příbram ve vede a technice. 1995. Vol. MB. P. 1–8.

Происхождение и карта докембрийских комплексов Алданского щита в свете данных о глобальном магматическом фракционировании на ранней стадии развития Земли

Новейшие планетологические, изотопные и петрологические данные о сильном импактном разогреве Земли при образовании, существовании и фракционировании на ней глобального магматического океана определяют необходимость учета этих явлений при изучении древнейших пород.

По разработанной модели [1,2], главная масса исходного вещества кислой коры возникла на ранней стадии аккреции силикатного материала при формировании нижней мантии, когда в зарождавшемся магматическом океане существовали необходимые для образования кислого остаточного расплава низкое давление, большая степень придонной компрессионной кристаллизации импактных расплавов и повышенный окислительный потенциал. Они были обусловлены, соответственно, еще небольшой скоростью аккреции, невысокими темпами ее приращения и повышенным выпадением магнетита, который вследствие низкой температуры конденсации в протопланетном облаке не успел полностью войти в состав ядра, быстро сформировавшегося путем слипания намагниченных частиц металлического железа, никеля и, отчасти, троилита и магнетита под влиянием мощных магнитных сил.

Дальнейшее постепенное возрастание скорости аккреции и темпов ее приращения привели к эволюции состава остаточного расплава до субщелочного пикритового и к формированию расслоенного магматического океана. Серогнейсовые комплексы – продукт кристаллизации верхних частей кислого слоя: гранулитовые комплексы возникли при затвердевании его нижних частей после их частичного всплывания к земной поверхности.

Начало образования зеленокаменных поясов отражает появление первых мощных конвективных потоков в нижней мантии под влиянием прогрева ее изначально более высокотемпературным ядром. Парапороды гнейсовых комплексов сформировались в результате погружения нисходящими струями конвективных потоков золотых и хемогенных осадков, возникавших на поверхности затвердевавших мигм под воздействием газовой-паровой оболочки. Вследствие конвекции нижние части этой оболочки интенсивно перемещались от относительно холодных серогнейсовых протократонов к зонам выхода высокотемпературных гранулитовых мигм с золотым перено-

¹ Институт геологических наук (ИГН) СО РАН, Якутск, Россия

сом в последние мелкообломочного материала серых гнейсов, в разной степени химически выщелоченного под влиянием остывавших кислотных эмалей магматического океана.

Эволюция древнего магматизма от гранитного к щелочному мафическому обусловлена постаккреционной эволюцией составов остаточных расплавов в кристаллизовавшихся сверху вниз глубинных мафических слоях океана. Всплытие и затвердевание горячего глубинного кислого расплава могли происходить многократно и должны определить особенности строения древних щитов. На основании анализа геохронологических и геолого-петрографических данных на составленной в свете модели глобального магматического фракционирования схематической карте Алданского щита м-ба 1:2 500 000 выделены 4 крупных этапа его консолидации.

В раннеархейский этап сформировались серые гнейсы Олекминской и Батомгской гранит-зеленокаменных областей. Наиболее распространенный их абсолютный возраст 3,1–2,9 млрд лет. Относительно невысокая амфиболитовая фация метаморфизма этих пород связана с их образованием из приповерхностных частей слоя кислого расплава. Процессами кристаллизационной дифференциации обусловлено их слоистоподобное строение; перекристаллизация при вязком течении является причиной присутствия в них гнейсовидных текстур и метаморфических структур.

Региональная гранитизация этих пород а также гранулитовых ортогнейсов, вызвана процессами частичного отделения и кристаллизации остаточных расплавов. Бедность серых и гранулитовых гнейсов калием и рубидием и обогащенность никелем, хромом, кобальтом и ванадием обусловлены процессами деплетирования и контаминации исходных расплавов этих пород мафическими импактными, возникавшими при аккреции верхней и средней мантии и тонувшими в кислом слое расплавами. В серогнейсовых комплексах обычно нет связанного с ними эндогенного оруденения и парапород. Причиной этого является химическая равновесность еще высокотемпературной газовой-паровой оболочки с кристаллизующейся мигмой при образовании этих гнейсов.

В верхнеархейский этап консолидации (в основном 2,7–2,5 млрд лет назад) сформировались различные преимущественно эндробитовые комплексы Курультинского, Зверевского, Сеймского и Сутамского блоков. Они содержат тела гранатовых парагнейсов и кварцитов, являющиеся метаморфизованными первыми золотыми и хемогенными осадками.

В ранний нижнепротерозойский этап (2,5–2,3 млрд лет назад) возникли разнообразные, в основном, гранито-гнейсовые комплексы Центрально-Алданской области. Они не деплетированы и не контаминированы в отношении компонентов мафических магм, что свидетельствует о возникновении их исходных расплавов в результате постаккреционного фракционирования магматического океана. Значительное содержание в них парапород обусловлено снижением температуры газовой-паровой оболочки и широким

развитием золотых и хемогенных процессов в период образования этих комплексов. Особенности золотого переноса были: разделение в нем песчаной и пылевидной фракций, поскольку они транспортировались, соответственно, путем волочения по земной поверхности и в виде пыли в газопаровой оболочке, и невозможность существенных перемещений гальки и валунов. Это объясняет широкое развитие в гнейсовых комплексах двух типов парагнейсов – гранатовых глиноземистых (апопсаммитовых и поэтому менее выщелоченных) и высокоглиноземистых кордиерит-, силлиманитсодержащих (апопелитовых) и нетипичность для них метаконгломератов. Вследствие длительного взаимодействия золотых осадков с газопаровой оболочкой они содержали значительно больше воды, чем гранулитовые мигмы, что является причиной редкости гиперстена и очень высокого содержания анатектического жильного материала в парагнейсах. Протекание реакций дегидратации при плавлении обусловило обогащение темноцветной составляющей гранитного материала парагнейсов безводными минералами (гранатом, кордиеритом, иногда гиперстеном). В остаточно-магматическом жильном материале ортогнейсов биотитит обычно является единственным темноцветным минералом. Состав темноцветных минералов автохтонного (рассеянного) жильного материала, таким образом, позволяет различать пара- и ортогнейсы.

Характерные для иенгрской серии крупные тела безрудных кварцитов, видимо, сформировались путем длительного золотого переноса песчаной фракции с постепенным оглиниванием полевых шпатов и выдуванием глинистого материала. Благоприятными для длительного переноса были: еще незначительное распространение водоемов и выравнивание рельефа, связанные с высокотемпературностью и пластичностью зарождавшейся коры. Типичные для зеленокаменных комплексов железистые кварциты возникли в результате отложения хемогенных и первых органогенных осадков в горячих, периодически испарявшихся водоемах, раньше всего появлявшихся на относительно холодных серогнейсовых протократонах.

В поздний этап нижнепротерозойской консолидации (преимущественно 2,3–2,1 млрд лет назад) образовались различные существенно эндербитовые комплексы Восточно-Алданской гранулитовой области. Очень высокое содержание в них парапород (до 80%), особенно мраморов, связано с дальнейшим понижением температуры газопаровой оболочки при их формировании и с появлением обширных прохладных водоемов, благоприятных для карбонатообразования. На составленной схематической карте Алданского щита выделены также позднеметаморфические магматические комплексы, возникшие в результате внедрения расплава незатвердевших верхних слоев магматического океана (интрузивные граниты, чарнокиты, диориты); постметаморфические комплексы – продукты фракционирования более глубоких частей океана (анортозиты, мангериты, рапакиви, сиениты, щелочно-ультраосновные магматиты) и комплексы, возникшие путем деком-

прессионно-фрикционного переплавления затвердевших дифференциатов магматического океана (мезозойские граниты и сиениты).

Литература

1. Шкодзинский В.С. Происхождение кимберлитов и алмаза. Якутск: ЯНЦ, 1995. 168 с.
2. Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования магматического океана при ее образовании // Геология и геофизика. Т. 38, №6. С. 1151–1161.

И.Б.Щербаков, Е.Е.Шнюкова¹

Структура фрагмента меловой палеоостровной дуги Черного моря

В результате нескольких морских экспедиций (1989–1997гг.) на дне Черного моря авторами обнаружен и изучен Ломоносовский подводный массив кристаллических горных пород (ЛПМ), расположенный в 26 милях к юго-западу от г. Севастополя [1]. Массив вытянут в северо-западном направлении на расстояние 44 км и приурочен к подножию континентального склона.

Предыдущими нашими исследованиями [2, 3] установлено, что в составе вулканических пород ЛПМ выделяются две полные петрохимические серии – известково-щелочная (умеренно-магнезиальная) и бонинитовая (высоко-магнезиальная), сопровождаемые плутоническими комагматами близкого состава. Последние данные экспедиции 1997 г. на НИС "Киев" полностью подтвердили выводы авторов о существовании в этом районе фрагмента палеоостровной дуги мелового возраста. Более того, здесь обнаружены вулканы еще одной – шошонитовой серии. Тем самым подтверждено наличие четкой петрохимической зональности как наиболее характерной особенности островных дуг.

В составе известково-щелочной и бонинитовой серий установлены непрерывные ряды дифференциатов: пикритобазальты – базальты – андезибазальты – андезиты – дациты – плагиориодациты – плагиориолиты. Для вулканитов обеих серий характерны три главные петрохимические особенности: высокая магнезиальность, низкие калиевая щелочность и титанистость [2, 3]. Обе серии различаются прежде всего по содержанию MgO (рис. 1), причем настолько четко, что на соответствующих диаграммах почти отсутствуют поля неопределенности.

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) НАН Украины, Киев, Украина

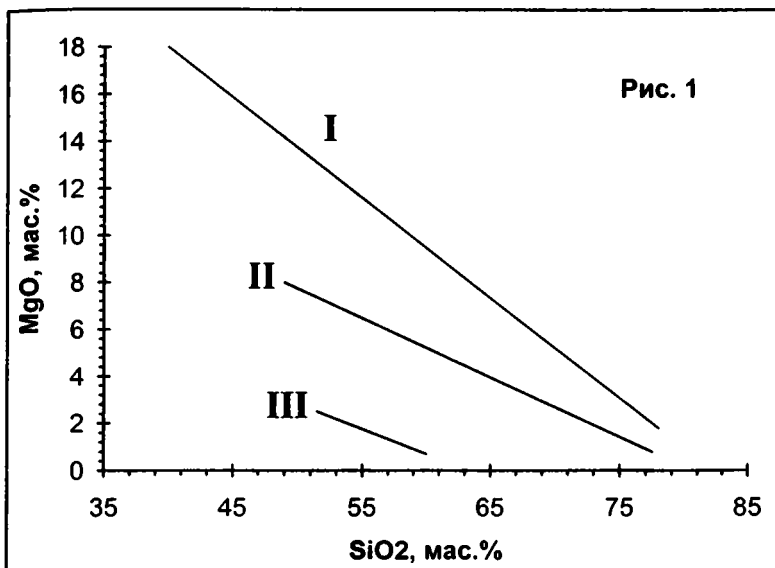


Рис. 1. Диаграмма MgO–SiO₂ для вулканических пород ЛПМ
I – бонинитовая серия, II известково-щелочная серия, III – шошонитовая серия

Минеральные особенности состава обеих серий следующие: отсутствие оливина даже в наиболее основных членах серий, высокая основность плагиоклаза, резкое преобладание нормативного ортопироксена над клинопироксеном, наличие свободного кварца во всех породах, включая основные. Дифференциация исходных пород осуществлялась по боуэновскому тренду, о чем свидетельствует, в частности, постоянная величина коэффициента железистости в пределах всей серии. Генеральной особенностью исходной магмы обеих серий является ее высокая степень восстановленности, что подтверждается как петрохимическими характеристиками, так и рядом особенностей минерального состава.

Возраст пород, согласно определениям калий-аргоновым методом, находится в пределах 145–40 млн лет с двумя максимумами – 55 и 125 млн лет. Породы шошонитовой серии представлены трахибазальтами, шошонитами и трахиандезибазальтами–латитами. Трахибазальты под микроскопом ничем не отличаются от обычных базальтов. Они сложены фенокристаллами незонального плагиоклаза № 50, удлиненными кристаллами авгита с $f=20$, частично или полностью замещенными зеленым хлоритовым минералом. Основная ткань представлена в разной степени измененным стеклом с мельчайшими лейстами плагиоклаза. Наличие вкрапленников не позволяет идентифицировать эти породы как абсарокиты. В шошонитах и трахиандезиба-

зальтах преобладают вкрапленники зонального плагиоклаза №30–40 сложного строения. Плагиоклаз, наряду с редкими кристаллами авгита, является примокристом и активно замещается санидином, а на поздних стадиях кристаллизуется совместно с санидином. При замещении вкрапленников плагиоклаз сохраняется частично в виде коррелированных санидином реликтов или исчезает полностью, но при этом вокруг псевдоморфозы возникает вновь тонкая и очень правильная оторочка плагиоклаза.

Совместная кристаллизация плагиоклаза и санидина заключается в наращивании вокруг вкрапленников плагиоклаза нескольких последовательных зон, из которых каждая начинается санидином и заканчивается плагиоклазом. Основная ткань типично андезитовая и сложена стеклом с многочисленными лейстами санидина. Химический состав пород полностью подтверждает их принадлежность к шошонитовой серии. Они отличаются высоким содержанием K_2O (рис. 2), умеренноповышенным - TiO_2 , чрезвычайно низким содержанием CaO и неожиданно очень высокими (80–90%) величинами коэффициента железистости для всех дифференциатов. Особенности состава пород шошонитовой серии подтверждаются и содержаниями элементов-примесей. Так, шошониты лишены Ni , но содержат почти на порядок выше Rb , Sr , Ba , La , Ce , Nd и Zr , чем базальты известково-щелочной и бонинитовой серий. При этом содержания примесей во всех членах шошонитовой серии близки.

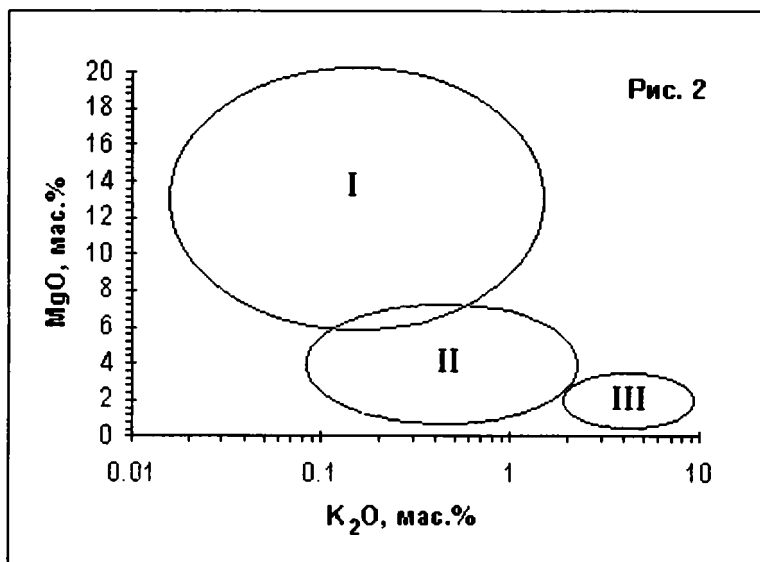


Рис. 2. Диаграмма $MgO-K_2O$ для вулканических пород ЛПМ
Условные обозначения см. на рис. 1

Петрохимическая зональность выявленного фрагмента палеоостровной дуги состоит в следующем. ЛПМ в результате новейших (первые десятки тысяч лет) тектонических движений вскрывает разрез фрагмента палеоостровной дуги в направлении, вероятно, близком к поперечному. На крайнем востоке и в средней части ЛПМ подняты вулканиты известково-щелочной и бонинитовой серий. Пространственные соотношения между ними выявлены недостаточно. На значительном удалении от них на северо-запад, на расстоянии около 20 км, подняты породы шошонитовой серии и один образец андезита повышенной калиевоности. Таким образом, бониниты и известково-щелочные вулканиты, по аналогии с хорошо изученными островными дугами, должны представлять собой фронт дуги, а шошониты, как им и положено, – тыловую часть. Это позволяет предположить, что проблематичная плоскость субдукции падает под Восточно-Европейскую платформу. Разумеется, ЛПМ по масштабам не сопоставим ни с океаническими, ни с континентальными островными дугами; он, вероятно, представляет собой лишь фрагмент большой островной дуги, повторяя в миниатюре ее строение. Особый интерес находки этого фрагмента состоит в том, что в Горном Крыму практически отсутствуют магматиты мелового возраста: крымский магматизм преимущественно юрский. В последнее время рядом авторов он также определяется как островодужный. Наши данные позволяют предположить, что в пределах Крыма и его морского обрамления существуют две разновозрастные дуги – юрская и меловая, следовательно, наращивание континента осуществлялось в направлении с севера на юг.

Литература

1. Шнюкова Е.Е., Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б. и др. Подводный палеовулканический центр западной части Крымского континентального склона // Геол. журн. 1992. № 1. С. 3–14.
2. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е., Кутний В.А. Петрология магматических пород палеоостровной дуги Черного моря // Минерал. журн. 1996. Т. 18, № 5. С. 77–95.
3. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997. 287 с.

Супрасубдукционный офиолитовый комплекс Хизоваарского зеленокаменного пояса северной Карелии: первая находка метабонинитов в архее

Бониниты – редкие породы, общепризнанно рассматриваемые в качестве индикаторов вулканизма, связанного исключительно с внутриокеаническими зонами субдукции [1]. Они являются характерными членами супрасубдукционных офиолитовых комплексов [2], формирующихся как в настоящее время в непосредственной близости от зон Заварицкого–Беньофа (Западная Пацифика), так и формировавшимися в сходных обстановках на протяжении всего фанерозоя. Находки бонинитов в докембрии являются более редкими и ограничиваются только протерозоем [3]. В архее же породы с бонинитовыми характеристиками не обнаруживались, что связывалось с кардинальной сменой петрогенетических условий вулканизма на границе архея и раннего протерозоя [4]. Здесь впервые приводятся данные по обнаруженным нами в Хизоваарском зеленокаменном поясе кварцевым амфиболитам возраста около 2.8 млрд лет, которые по всем имеющимся петрогеохимическим признакам позволяют рассматривать их в качестве метаморфизованных бонинитов.

Хизоваарский пояс принадлежит к группе Северо-Карельских зеленокаменных поясов с развитием полимодального вулканизма, расположенных на границе Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) с верхнеархейским Беломорским мобильным поясом [5].

Структура пояса представляет собой сложно построенную, погружающуюся на юг чешуйчатую моноклираль, обнаруживающую ясную асимметричность при азональном типе метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (схема). Северную часть пояса слагает комплекс пород, испытавший наиболее длительную полидеформационную историю и включающий три различных петрогенетических типа основных метавулканиитов и полосу метаандезитов островодужного типа. Центральную и южную его части занимают метаморфизованные продукты многофазного риолитового вулканизма, по-видимому, тектонически перемежающиеся с метамор-

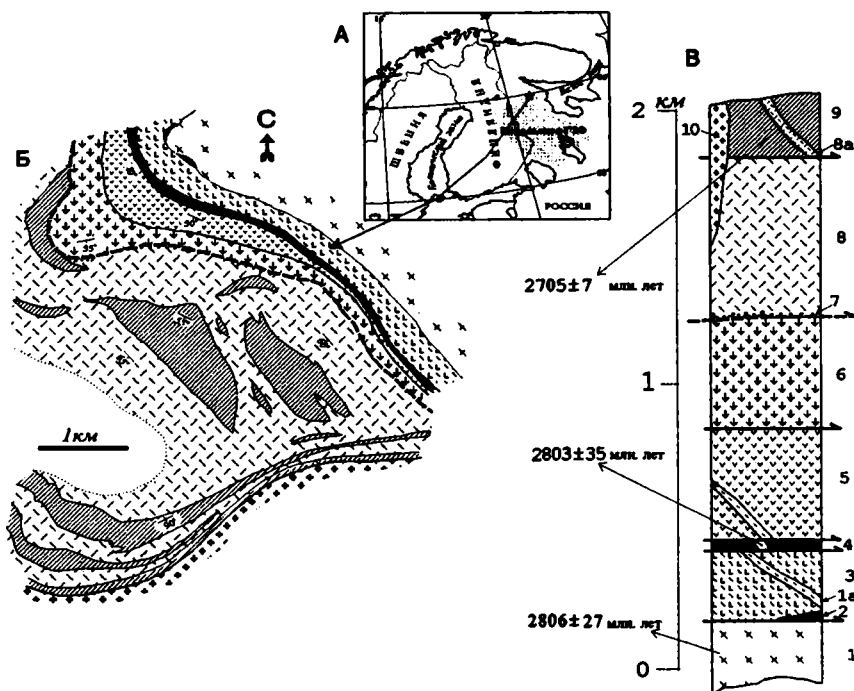
¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии (ИГ) Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической РАН, Москва, Россия

физованными подушечными базальтами. Верхний возрастной предел формирования нижней толщи оценивается в 2806 ± 27 млн лет, а верхней толщи по U-Pb датированию цирконов из секущего субвулканического тела риолит-порфиров – в 2705 ± 7 млн лет.



Геологическая схема Хизоваарского зеленокаменного пояса по [5]

А – схема географического местоположения Хизоваарского пояса; Б – геологическая схема Хизоваарского пояса по [5] с небольшими изменениями и дополнениями; В – тектоностратиграфический разрез пояса. Цифрами обозначены: 1 – тоналиты, 1а – дайки тоналитов; 2–6 – нижняя часть разреза пояса: 2 – гипербазиты, 3 – островодужные метатолиты, 4 – бонинит-коматитит-базальтовая серия, 5 – ферробазальты, 6 – метаандезиты; 7–9 – верхняя часть разреза пояса: 7 – ортокварциты, 8 – комплекс кислых метавулканитов, 8а – риолит-порфиры, 9 – пиллоу-базальты; 10 – микроклиновые граниты

Метаморфизованные бониниты были обнаружены в нижнем комплексе, где выделяются три петрогенетические серии metabазальтов (снизу вверх): серия высокотитанистых ($\text{TiO}_2 = 0.9 \div 1.3$ вес.%) базальтов островодужного типа [5], серия низкотитанистых ($\text{TiO}_2 = 0.3 \div 0.4$ вес.%) коматититовых базальтов и толеитов и серия высокотитанистых ($\text{TiO}_2 = 1.2 \div 2.5$ вес.%) фер-

робазальтов. Подобное чередование различных по содержанию TiO_2 базальтовых серий является характерной чертой многих супрасубдукционных офиолитовых комплексов, включая такие, как массив Троодос, Кипр, [6] и офиолиты Кох, Новая Каледония [7]. Как и в фанерозойских комплексах, метабониниты Хизоваарского пояса приурочены к низкотитанистой серии, залегая в виде маломощных (0.5–1 м) пластообразных тел кварцевых амфиболитов среди метатолитов и коматиитовых базальтов, образуя с последними единую бонинит-коматиит-базальтовую серию.

Представительные составы метабонинитов Хизоваарского зеленокаменного пояса

Компонент	H-325/1	X-130	H-320	H-334/1	X-126/1
SiO_2	54.10	55.12	58.68	59.36	59.84
TiO_2	0.42	0.40	0.34	0.36	0.37
Al_2O_3	12.19	11.02	9.86	9.92	9.67
Fe_2O_3	11.10	11.17	9.26	9.89	10.12
MnO	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18
MgO	9.21	10.34	8.56	9.04	8.22
CaO	10.02	10.01	9.98	9.19	9.43
Na_2O	0.42	0.70	0.31	0.65	0.38
K_2O	0.42	0.09	0.09	0.07	0.08
P_2O_5	0.05	0.13	0.05	0.07	0.12
п.п.п.	2.02	0.93	2.77	1.43	1.74
Сумма	100.12	100.08	100.06	100.14	100.15
Mg#	66.4	68.1	68.3	67.9	65.3
Cr	996	1067	1519	919	1003
Ni	215	220	415	191	201
Sc	52.3	45.8	41.1	46.4	43.1
V	277	265	251	223	265
Ba	342	24.5	45.3	31.5	28.9
Rb	42.4	1.43	2.15	0.737	2.23
Sr	85.3	45.3	104	73.5	61.3
Ta	0.094	0.054	0.047	0.056	0.084
Nb	0.986	0.91	0.787	0.865	1.04
Zr	8.60	13.7	8.45	10.7	11.2
Y	13.1	14.1	12.4	14.5	12.9
Th	0.153	0.155	0.098	0.065	0.174
La	1.16	1.15	1.33	1.34	1.12
Ce	2.94	3.33	3.39	3.59	2.65
Pr	0.460	0.575	0.578	0.540	0.465
Nd	2.45	2.85	2.62	2.95	2.79
Sm	0.941	1.06	1.07	1.06	1.14
Eu	0.388	0.328	0.468	0.372	0.401
Gd	1.31	1.52	1.31	1.54	1.35
Dy	1.90	2.20	1.91	2.20	2.16
Er	1.25	1.37	1.42	1.42	1.15
Yb	1.36	1.44	1.27	1.48	1.37

По химическому составу (таблица) метабониниты Хизоваарского пояса относятся к типичным высококальциевым бонинитам согласно классифика-

ции [1], а по характеристике спектров распределения РЗЭ и содержанию малых элементов – к группе (с) ($La_N/Yb_N < 0.8$, низкий Zr, высокий Sc) по [8]. Подобными характеристиками обладают бониниты скв. 458 из Марианского трога [9], некоторые примитивные лавы офиолитов

Троодоса [6], а также бониниты офиолитов Кох [7].

В то же время, содержания малых элементов метабонинитов Хизоваары резко контрастируют с таковыми кремнистых высокомагнезиальных базальтов (КВМБ), известных в некоторых зеленокаменных поясах архея и интерпретируемых как продукты коровой контаминации коматититовых магм. Такой интерпретации метабонинитов Хизоваары противоречат и опубликованные Sm-Nd изотопные данные по наиболее ультраосновным разностям бонинит-коматитит-базальтовой серии, согласно которым $\epsilon Nd_{(T)} = +3.8$ [10], тогда как для КВМБ характерны отрицательные значения $\epsilon Nd_{(T)}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 96-05-65283, 96-05-65784 и № 97-05-65565.

Литература

1. Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. //A. Crawford (Ed), Boninites and Related Rocks. Unwin Hyman, London, 1989. P. 1–49.
2. Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites // Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1984. Vol. 16. P. 77–94.
3. Poidevin J.-L. Boninite-like rocks from the Palaeoproterozoic greenstone belt of Bogoin, Central African Republic: Geochemistry and petrogenesis // Prec. Res. 1994. Vol. 68. P. 97–113.
4. Hall R.P., Hughes D.J. Early Precambrian crustal development: Changing styles of mafic magmatism // Jour. Geol. Soc. London. 1993. Vol. 150. P. 625–635.
5. Кожевников В.Н. Геология и геохимия северокарельских зеленокаменных структур. Петрозаводск, 1992. 199 с.
6. Cameron W.E. Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus. //Contrib. Miner. Petrol. 1985. Vol. 89. P. 239–255.
7. Meffre S., Aitchison J.C., Crawford A. J. Geochemical evolution and tectonic significance of boninites and tholeiites from the Koh ophiolite, New Caledonia // Tectonics. 1996. Vol. 15. P. 67–83.
8. Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A. Boninite petrogenesis: Chemical and Nd-Sr isotopic constraints // Earth Planet. Sci. Let. 1983. Vol. 65. P. 75–89.
9. Hickey R.L., Frey F. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source // Geoch. Cosmoch. Acta. 1982. Vol. 46. P. 2099–2115.
10. Вревский А.Б., Крымский П.Ш. Sm-Nd систематика перидотитовых коматититов Балтийского щита. // ДАН. 1997. Т. 352. № 1. P. 80–82.

Структурообразование в условиях метаморфизма

1. В условиях метаморфизма перераспределение частиц в породе, необходимое для остаточной деформации, происходит через химические реакции и физико-химические процессы. Этим обеспечивается возможность протекания очень больших деформаций без нарушения сплошности пород. Однако очень быстрые воздействия, при которых эти процессы не успевают поддерживать необходимую скорость перераспределения, создают разрывные нарушения. Последние могут потом быстро залечиваться и не препятствовать дальнейшим деформациям без нарушения сплошности. Вместе с тем, то, что породы при деформациях находятся в условиях постоянной переработки строения, временно нарушающей связи между частицами, создает высокую проницаемость пород для флюидов, особенно в зонах концентрации деформаций.

2. Вне условий метаморфизма значительные тектонические деформации (например, образование складок и сопровождающих их разрывов) происходят после того, как формирование геологических тел, испытывающих эти деформации, в основном закончилось. В условиях регионального метаморфизма тектонические деформации сопровождаются образованием новых геологических тел. Происходит не просто превращение одних пород в другие с сохранением их прежних границ и не просто изменение формы границ без перемещения последних по веществу пород – идет и формирование новых пород в совершенно новых границах. Масштабные уровни этого процесса весьма разнообразны – новые тела имеют мощность от долей миллиметра до сотен метров и более.

Наиболее элементарным является расчленение прежних геологических тел – либо в результате просто распада их на части и растаскивания этих частей (образование будин и иных фрагментов прежних тел с разрывными границами), либо благодаря появлению новых тел, как внутри ранее существовавших тел так и секущих границы последних.

3. Пребывание деформируемых пород в условиях негидростатического напряженного состояния приводит к упорядочению ориентировки образующихся минералов и возникновению новых плоскостных и линейных текстур, чем создаются предпосылки для концентрации последующих деформаций в первую очередь параллельно этим текстурам, образующим поверхности пониженного сцепления. Плоскостные текстуры, формирующиеся на многих этапах структурно-метаморфического развития, контролируют положение

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

многих более поздних разрывов, локализацию интрузий и гидротермальных жил, положение зон сдвига и зон переработки состава пород. Первоначальная слоистость при этом чаще всего полностью уничтожается. В результате то, что нередко выглядит как первичная слоистость, обычно оказывается вторичным явлением.

4. Специфической особенностью регионально метаморфизованных комплексов является смена направления деформации в ходе их эволюции, отражающаяся, в частности, в смятии в складки ранее возникших плоскостных текстур (включая новообразованную расслоенность) и в интерференции складок разных этапов. Скорее всего, это связано с перемещением первоначально супракрустальных комплексов на более глубокие уровни и их последующим подъемом к поверхности: надо думать, план деформации был разным на разных уровнях [1].

5. Многочисленные публикации на тему о роли сдвигового течения в складкообразовании в условиях метаморфизма не опровергают многократно проверенного представления об образовании складок в результате продольного укорочения и соответствующего коробления расслоенных толщ: деформации остальных видов влияют на форму складок, но не создают новые системы складок.

Происхождение складок типа “подобных”, считающихся обычно результатом неоднородного сдвига под углом к слоистости, легко объясняется продольным укорочением толщ, сложенных однообразными слоями достаточно податливых пород. Увеличение амплитуды и степени сжатости складок вблизи разрывов не связано с тем, что они “приразрывные”: наоборот, разрывы в этих случаях являются результатом предшествующей локализации деформации. Лежачие, тесно сжатые складки, столь обычные в метаморфических толщах, чаще всего являются результатом вертикального укорочения субвертикальных плоскостных текстур (включая вторичную расслоенность).

Действие разнообразных предлагаемых механизмов образования “внутрислоевых” складок либо весьма ограничено, либо вовсе невозможно: большей частью эти складки являются реликтами структур более раннего этапа деформации в сильно сплюснутых толщах. Происхождение “колчано-видных” складок обычно связано не со сдвигом, а с всесторонним сжатием ранее существовавших коротких складок в плоскости их зеркала.

6. Характер деформации внутри любого объема пород определяется направлением, скоростью и величиной смещения границ этого объема. Эти параметры зависят, с одной стороны, от характера внешней нагрузки, а с другой – от внутреннего строения этого объема и свойств слагающих его пород. В такой неоднородной среде, как земная кора, распределение деформаций зависит от распределения пород с различным сопротивлением деформации и от анизотропии этого сопротивления, т. е. от анизотропии геологических структур и слагающих их пород.

Любые тектонические деформации, в конечном счете, являются следствием относительных движений объемов пород, каковы бы ни были размеры этих объемов и как бы мы их ни называли — плитами, микроконтинентами, мегаблоками или блоками. При этом деформировалось не только то, что находилось между смещающимися объемами, но и сами эти объемы (частично или полностью): они могли остаться недеформированными только при много большей сопротивляемости деформации, а она определяется, прежде всего, P–T-условиями, которые на контакте блока и окружающей среды одинаковы для обоих. Эти деформации всегда имели как горизонтальные, так и соответствующие им вертикальные составляющие.

7. В создании метаморфических комплексов участвовали различные эндогенные процессы, и только всестороннее и очень детальное исследование результатов этих процессов позволяет понять строение этих комплексов. Более поверхностное или одностороннее изучение, как правило, приводит лишь к ошибочным, обычно необоснованно оптимистическим, выводам. Вследствие сложности истории преобразований этих комплексов лишь последние ее этапы выявляются относительно легко. Поэтому желание восстановить историю этих комплексов “с самого начала” – это желание узнать, каковы были соотношения между геологическими телами, которых сейчас уже нет, и которые сложены были породами, сейчас тоже уже не существующими.

8. Смена направления деформации во времени, включая формирование на разных этапах складок с разными азимутами шарниров, едва ли позволяет предположить прямую связь формирования структуры с относительным смещением соседних плит, особенно если учесть, что на той или иной глубине метаморфические образования с такими особенностями структурного развития существуют практически под любой точкой поверхности континентов.

Литература

1. Эз В.В. Структурообразование в глубинах коры // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 104–125.

Область внутриконтинентального среднепалеозойского магматизма восточной части Сибирской платформы

Ареал среднепалеозойского глубинного магматизма (мафитов и кимберлитов), названный нами Срединно-Сибирским, охватывает территорию более 1 млн км² и располагается в пределах юго-восточного и южного склонов Анабарской антеклизы, Вилюйской синеклизы и северного склона Алданской антеклизы (рисунок).

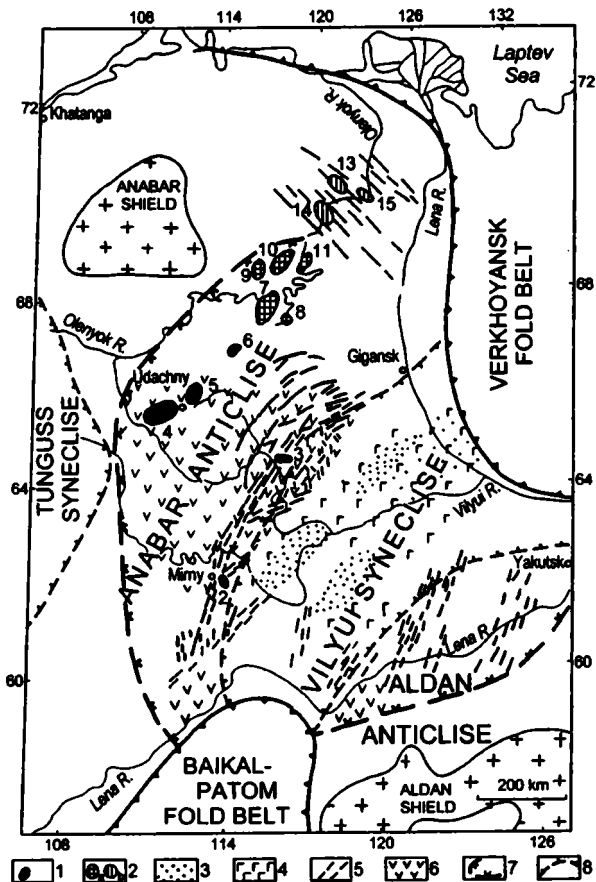
В пределах ареала, образование которого В.Л.Масайтис с соавторами [3] связывают со становлением среднепалеозойского Патомско-Вилюйского авлакогена, отмечается четкая латеральная зональность. В осевой зоне (нынешняя Вилюйская синеклиза) проявлены мощные толщи базитовых вулканитов; в северо-западной и юго-восточной периферийных зонах, т.е. в пределах Анабарской и Алданской антеклиз, соответственно, проявлены пояса мафитовых даек и силлов; в северо-западной периферийной зоне, обращенной к центру платформы, – мафитовые и кимберлитовые трубки. Зона вулканитов, дайковые пояса, оси кимберлитовых полей и пояс, создаваемый этими полями, имеют северо-восточное простирание.

Вулканиты низов Вилюйской синеклизы, силлы и дайки Алданской и Анабарской антеклиз имеют в основном толеитовый состав. В обоих дайковых поясах встречаются субщелочные (преимущественно калиевые) разновидности. Интрузии так же, как и базальты, имеют повышенное содержание щелочей, титана, фосфора и повышенный редкоземельный индекс [4].

Согласно данным К.К.Левашова [2] вулканиты и интрузивы относятся к оливин-базальтовой формации, характерной для внутриконтинентальных рифтов. Все это указывает на проявление в восточной части Сибирской платформы в среднем палеозое глобального магматического процесса. Поскольку вулканиты осевой зоны и дайковые пояса периферийных зон сформировались в результате рифтогенеза [1, 2, 5], мы предполагаем, что и вся магматическая ассоциация связана с рифтогенезом. В.Н.Москалева (1982) указывает на аналогичную магматическую ассоциацию в своей модели эволюции магматитов континентальных рифтов.

Глубинное строение территории осевой и периферийных зон весьма различны. Осевая зона с маломощной кристаллической корой, высоким тепловым потоком, высоким положением поверхности Мохо, сейсмически аномальной верхней мантией схожа по глубинному строению с современными

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



Срединно-Сибирский ареал развития среднепалеозойского глубинного магматизма

1 – алмазоносные кимберлитовые поля (2 – Мирнинское, 3 – Среднемархинское, 4 – Алакинское, 5 – Далдынское, 6 – Мунское), 2 – неалмазоносные кимберлитовые поля Срединно-Сибирской (а) (7 – Чомурдахское, 8 – Северной, 9 – Западно-Укукитское, 10 – Восточно-Укукитское, 11 – Огонер-Юряхское) и Кютонгдинской (6) магматической областей (13 – Куойкское, 14 – Мерчимденское, 15 – Толуобское), 3 – мощные мафические туфы, 4 – мощные базальты, 5 – мафические дайковые пояса, 6 – мафические силлы, 7 – граница Срединно-Сибирской магматической области, 8 – границы синеклиз и антеклиз

рифтовыми долинами. Периферийные зоны с повышенной мощностью литосферы и кристаллической коры, пониженным тепловым потоком, относительно погруженной поверхностью Мохо типичны для древних блоков платформы. Таким образом, в наиболее верхних частях земной коры фикси-

руется магматическая ассоциация, отражающая наличие здесь некогда единого глубинного (мантийного) процесса, но глубинное строение данной территории при этом существенно гетерогенно, объяснение чему может быть найдено в различных протекания процесса в разных частях этой территории.

В зоне интенсивного подъема мантийного вещества происходила деструкция коры и воздымание поверхности Мохо. Вследствие этого образовалась среднепалеозойская рифтовая долина, выполненная мощными вулканогенно-осадочными образованиями. В прилегающих к ней частях энергия процесса была направлена не на деструкцию коры, а на образование и подъем более глубинных магматитов (кимберлитов и интрузивных мафитов). Глубинная структура этих частей сохранила черты архей-протерозойских блоков.

В пределах периферийной зоны, обращенной к центру платформы, по геофизическим и радиологическим данным выделен и околтурен Мирнинско-Удачинский кратон, занимающий южный склон Анабарской антеклизы. Здесь отмечается мощный “литосферный корень”. Кристаллическая кора с мощной мафической частью является наиболее мощной не только в пределах Срединно-Сибирской области, но всей Сибирской платформы в целом [6]. В этом блоке в подошве литосферы сохранился вплоть до среднего палеозоя так называемый “алмазосодержащий слой”, способствующий ксеногенному образованию алмазов в кимберлитах [7]. В результате этого именно здесь произошло внедрение алмазоносных кимберлитов и наиболее широкого спектра мафитов.

В пределах той же периферийной области, к северо-востоку от кратона, по геофизическим и радиологическим данным выделен нижнепротерозойский мобильный пояс, характеризующийся резким сокращением мощности кристаллической коры (по сравнению с остальной периферийной областью), с относительно невысокой мафической частью.

Именно такие параметры глубинного строения явились причиной того, что на момент воздействия рифтогенеза “алмазосодержащий слой” под этим блоком отсутствовал, а соответственно здесь произошло образование и внедрение только неалмазоносных кимберлитов.

Алданская периферийная зона сформировалась в архее. Однако в этой области отсутствует “литосферный корень”, тепловой поток и мощность кристаллической коры являются средними для платформы, в то время как мафическая часть коры – аномально низка. В настоящее время здесь не установлено среднепалеозойских кимберлитов, но минералогические данные свидетельствуют о возможности их нахождения. Однако мы предполагаем, что даже если здесь будут выявлены среднепалеозойские кимберлиты, то они будут неалмазоносными.

1. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, 1988. 128 с.
2. Левашов К.К. Среднепалеозойские рифтовые системы востока Сибирской платформы // Сов. геологи. 1975. № 10. С. 49–58.
3. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975. 182 с.
4. Олейников Б.В. Геохимическая типизация платформенных базитов // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, 1984. С. 87–91.
5. Олейников Б.В., Томшин М.Д., Копылова А.Г., Рихванов Л.П. Петролого-геохимические черты латеральной зональности базитов среднепалеозойских палеорифтов Сибирской платформы // Отчет. геология. 1997. № 9. С. 3–6.
6. Erinchek Yu.M., Milshstein E.D., Kolesnik N.N., Saltykov O.G. Deep structure of diamondiferous kimberlite areas of the Siberian platform // *Mineral Deposits: Research And Exploration Where Do They Meet?* A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 1997. P. 763–766.
7. Helmstaedt H.H., Gurney J.J. Geotectonic controls of primary diamond deposits: Implications for area selection. *Diamond Exploration: Into the 21-th Century // J. Geochem. Explor.*, 1995. Vol. 53. P. 125–144.

Л.Е.Яковлев¹

Метаморфогенная инфильтрация воды в базальтовый слой и кратонизация океанической коры

Систематизированные А.Б.Роновым и А.А.Ярошевским данные о химическом строении земной коры [6] послужили основой физической модели подземной гидросферы, в которой отражена следующая закономерность: отношение массы свободной и физически связанной воды к массе химически связанной и дисперсной воды убывает в ряду «океаническая кора (2,8) – субконтинентальная кора (1,5) – континентальная кора (0,8)» [3]. Отсюда видно, что главные типы коры различаются степенью гидратации. Эта закономерность не находила объяснения до последнего времени. В самом деле, «вся вода Мирового океана в океанических рифтах «прокачивается» через гидротермальную циркуляционную систему в океанской коре, проходит стадию гидротермального флюида примерно за 1 млн лет, т.е. с геологической точки зрения мгновенно» [1, с. 4]. Однако океанические базальты и ультрабазиты в целом практически не поддаются гидратации, не считая слабых проявлений метаморфизма – эпигенеза в тектонически нарушенных зонах и в приповерхностной части второго (базальтового) слоя [2, 8 и др.].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Этот парадокс как будто поддается решению в свете концепции последовательного превращения океанической коры в субконтинентальную (переходного типа), а затем – в континентальную [5 и др.]. Согласно этой концепции, глубокие изменения, которые претерпевает земная кора до ее окончательной кратонизации, требуют ее полной и равномерной переработки: она должна претерпеть плавление с магматической дифференциацией и/или постмагматическую дифференциацию и метасоматоз, «особенно благодаря поступлению жидких и газообразных флюидов ...в глобальные эпохи тектономагматической... активности» [5, с. 7].

Все эти процессы так или иначе сопряжены с гидратацией магматических пород. Необходимая для этого свободная вода в избытке присутствует в породах чехла, который на континентах, в отличие от Мирового океана, служит главным водным резервуаром. Однако такой сценарий кратонизации коры не раскрывает конкретного механизма, благодаря которому воды чехла могли бы обеспечить превращение базит-ультрабазитовых комплексов в породы континентальной литосферы. Этот пробел был уязвимым местом в концепции кратонизации океанической коры, что позволяло Ж.Обуэну выступать с ее резкой критикой [4, с. 19].

Материалы сверхглубокого бурения и региональных исследований прямо или косвенно указывают на крупномасштабные проявления инфильтрации воды из осадочной оболочки в подстилающие базиты на протяжении всей геологической истории [7]. Этот поток должен быть связан с зеленокаменным метаморфизмом (гидратацией) погребенных базальтоидов и их метаморфических аналогов – гранулитов и гнейсов. Гидратация базитов отличается незначительным, близким к нулю, приращением объема породного матрикса при отрицательном суммарном объемном эффекте, достигающем $-10\div-12\%$, благодаря образованию высокоплотных вторичных минералов-гидратов. Прогрессирующий дефицит объема системы вода–порода непрерывно стимулирует приток воды из внешних источников, и возникает метаморфогенная инфильтрация (М-инфильтрация) газоводных растворов. Главным источником воды при этом служит осадочный чехол, в котором идет литификация пород с развитием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и отжатием элизонных флюидов. В элизонных бассейнах область нисходящей М-инфильтрации может простираться до глубин 8–10 км и более.

Наиболее благоприятные для М-инфильтрации условия складываются при накоплении достаточно мощного, не менее 2–3 км, осадочного чехла, когда в нем в результате катагенеза (гидроглинизации монтмориллонитовых глин) развиваются АВПД, благодаря чему он может играть роль источника воды. Напротив, чехол небольшой мощности, порядка первых сотен метров, играет роль не столько источника воды, сколько пассивного экрана, изолирующего погребенные базиты.

Именно поэтому в океанической обстановке М-инфильтрация практически не развивается, так как темпы накопления пелагических осадков невели-

ки, и мощный чехол не успевает образоваться из-за относительно быстрого спрединга. В то же время, мощность осадков оказывается достаточной для того, чтобы они служили непроницаемым экраном на пути морской воды к базальтам. По мере отодвигания коры от оси спрединга, чехол перекрывает поверхность базитового субстрата, и метаморфизм базитов с участием морской воды, едва начавшись в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов, вскоре прерывается (через несколько миллионов лет). Признаки такого «прерванного» метаморфизма видны в разрезе глубоководной скв. 504В [8].

Низкотемпературный гидротермально-гальмиролитический эпигенез базитов, направленный на залечивание порово-трещинного пространства вторичными минералами, тоже приводит к гидродинамической изоляции глубоких этажей базитового субстрата от океанической воды, препятствуя развитию М-инфильтрации.

Но в зоне перехода от океана к континенту (в глубоководных желобах и аккреционных призмах) происходит интенсивное наращивание чехла, и он превращается из пассивного экрана в источник воды, необходимой для метаморфизма базитов. Такие условия весьма благоприятны для развития М-инфильтрации седиментогенных флюидов. Растягивающие напряжения и высокие тепловые потоки в задуговых рифтовых впадинах также стимулируют интенсивную М-инфильтрацию. Для начальной стадии становления коры в зоне перехода от океана к континенту характерна смена осадконакопления орогенезом в результате скупивания коры. В этих условиях метаморфизм базитов может оказаться незавершенным из-за эрозии чехла (источника воды).

В континентальных осадочных бассейнах с мощным чехлом и меланократовым основанием (типа межгорных и рифтовых впадин) условия для развития нисходящего метаморфогенного потока не менее благоприятны. С возбуждением такого потока связана активизация тех геологических процессов, которые особенно чувствительны к флюидному и термическому режиму недр – это процессы литогенеза, тепломассопереноса и механических деформаций. Становится возможным аллотигенный метаморфизм погребенных базитов. При стабильном погружении бассейна они смогут превратиться в зеленые сланцы – такие же, как в зеленокаменных поясах.

Закономерное улучшение предпосылок аллотигенного метаморфизма погребенных базальтов в эволюционном ряду «океан – переходная зона – континент» хорошо согласуется с вышеупомянутым возрастанием степени гидратации коры в этом ряду. Есть все основания полагать, что именно *метаморфогенная инфильтрация газоводных флюидов контролирует флюидный режим коры в процессе ее кратонизации*, для которой, по мнению А.В. Пейве и его коллег, требуется глубокая и равномерная переработка магматических пород [5]. Такая переработка может происходить благодаря интенсивной хемогенной дезинтеграции гидратируемых пород в условиях М-

инфильтрации, о чем говорят результаты теоретических и экспериментальных исследований. Они показывают, что уже в начале постмагматических преобразований, при гидратации 1% объема базальтового матрикса, общий объем закрытой системы вода–порода должен меняться на 0,1 %, провоцируя изменение флюидного давления на 100–1000 бар, чего достаточно для разрушения матрикса. М-инфильтрация должна стимулировать развитие и более крупных дизъюнктивных дислокаций, отражающих интегральный эффект хемогенной дезинтеграции пород на микроуровне.

Изотопные и геохимические данные по нефтегазоносным и металлоносным провинциям зеленокаменных поясов, древних платформ и активных континентальных окраин свидетельствуют о широких масштабах метаморфогенной инфильтрации седиментогенных флюидов в базитовое основание осадочного чехла в истории Земли.

В общем, многие данные позволяют считать, что базальтовый слой земной коры подвергается воздействию универсального процесса метаморфогенной инфильтрации флюидов, который проявляется в этом слое дискретно как во времени, так и в пространстве, находясь в тесной связи с кратонизацией коры. Он реализуется только в определенных структурно-тектонических зонах (активных континентальных окраин, закрытия океанических бассейнов, рифтогенной деструкции материков) и только при определенных условиях (при наличии осадочного чехла, в котором развиваются достаточно высокие флюидные давления, и его гидравлической связи с подстилающими базитами).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты №№ 96-05-64313 и 96-05-64319.

Литература

1. Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный Мир, 1998. 340 с.
2. Курносков В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.
3. Макаренко Ф.А., Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Физическая модель подземной гидросферы // Гидрогеология и инж. геология. М.: Наука, 1972. С. 15–24 (Докл. 24-й сес. МГК; Секц. 11, 13. Симп. 1).
4. Обуэн Ж. На поиски критериев орогенических подразделений // Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 15–19. (Докл. 27-й сес. МГК; Т. 7).
5. Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое // Тектоника: М.: Наука, 1984. С. 3–9. (Докл. 27-й сес. МГК; Т. 7).
6. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285–1309.
7. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1998.
8. Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91, № B10. P. 10309–10335.

Геодинамический доминант закономерного тектонического контроля повышенно-алмазоносных трубок в семиранговой структуре поля кимберлитовых внедрений

Актуальной проблемой геологии кимберлитового вулканизма является проблема изучения факторов, определяющих формирование и тектонический контроль повышенно-алмазоносных трубок в масштабе поля кимберлитовых внедрений. Главной причиной продолжительной стагнации решения этой проблемы является отсутствие разработок структурных основ, полно и адекватно отражающих тектоническое строение поля кимберлитовых внедрений.

Изучение структуры Далдынского поля кимберлитовых внедрений сейсморазведкой МОГТ и Алакитского поля электроразведкой МТЗ по наиболее информативной структурной поверхности – кровле кристаллического фундамента обеспечило исследование и анализ закономерностей тектонического контроля кимберлитовых внедрений, в целом, и высокоалмазоносных трубок, в частности.

Основу исследования составили авторская разработка методики регистрации, идентификации и картирования малоамплитудных (2,5–10 м) дизъюнктивов тектонической решетки линейных зон глубинных верхнемантийных и коровых разломов; изучение, анализ их кинематики и морфоструктуры на уровне верхней части земной коры (до глубины 5 км); изучение строения, разработка тектонической иерархии системы дизъюнктивно-блоковых элементов кратонного тектонического клястер-домена, контролирующего кимберлитовое поле; изучение и анализ геодинамических факторов, влияющих на формирование и размещение алмазоносных тел.

1. Далдынское и Алакитское поля кимберлитовых внедрений локализируются в пространстве лотос-блоковых кратонных доменов I-го порядка, размером 70÷5 x 70÷5 км, закономерно вырезаемых динамопарами сопряженных глубинных коровых сколов I-го порядка архейского времени заложения, которые образуют ромбоформные узловые ячейки I-го порядка. Направления глубинных сколов отвечают двум главным направлениям регматической сети скальвания: СЗ 310÷5° и СВ 55°÷5. Внешние границы кимберлитовых полей выражены дискретно-линейными гребнями горст-валовых выступов

¹ Институт геологических наук (ИГН) СО РАН, Якутск, Россия

фундамента, маркирующими границы линейных зон регматической сети скалывания I-го порядка.

2. Структура фундамента Далдынского поля кимберлитовых внедрений представляет собой закономерную сеть глубинно-коровых и коровых сколо-раздвиговых разломных ячеек I–VII-го порядков диагональной системы и верхнекоровой межразломной мегатрещиноватости ортогональной системы. Морфоструктурно ячейки выражаются грабен-синклиналиями и вулканотектоническими грабенами, ограниченными пенепленизированными в протерозойское время линейными горст-валами. Относительные вертикальные амплитуды тектонических элементов составляют 25-100 м. Параметры элементарной структурной ячейки VII-го порядка составляют 2.0 x 2.0 км.

3. В глубинном разрезе структура лотос-блокового корового домена I-го порядка, локализирующего поле кимберлитовых внедрений, построена по принципу дерева Канторовича. Основным структурообразующим принципом системной композиции является структурная дихотомия. Выявлена последовательная бинарная тектоническая делимость (дихотомия) на горизонтальном уровне развития структурных элементов II-го и III-го порядка и трехэлементная – на уровне IV-го порядка. На более высоких вертикальных уровнях развития V–VII-порядков проявляются оба типа тектонической делимости, которые и определяют сложный, но вполне закономерный характер структуры поля и контроля кимберлитовых тел.

Ярко выраженными системными свойствами структуры являются зеркальная симметрия и симметрия трансляционного переноса, проявляющиеся в закономерном расположении топологически однотопных одноранговых тектонических ячеек.

4. Установлено абсолютное доминирование сдвига-сбросовой кинематики архейского возраста и сбросовой (более 2500 частных дизъюнктивов) кинематики зон древнего заложения, активизированных в тектономагматическую эпоху кимберлитового вулканизма. Это однозначно свидетельствуют в пользу доминирования вертикально направленных тектонических движений и внедрения кимберлитовых интрузий в условиях общего и локального растяжения земной коры.

5. Из установленного принципа семиранговой горизонтально-вертикальной тектонической делимости логически следует теоретическое следствие – семиуровневая расслоенность платформенной земной коры. В отношении механизма кимберлитового магматизма это предопределяет возможность формирования промежуточных лакколитовых (лополитовых) магматических камер на семи уровнях, в которых при временных задержках кимберлитовой магмы происходит частичное или полное растворение алмаза.

6. Анализ размещения продуктивных кимберлитов в структуре Далдынского поля и предварительный анализ размещения продуктивных кимберлитов в структуре Алакитского поля показывают, что это размещение носит явно выраженный закономерный характер:

-высокоалмазоносные трубки связаны с уникальными вертикальными верхнемантийными и глубинно-коровыми раздвигами со сквозной проницаемостью, маркирующими оси симметрии глубинно-коровых сколов I-го и II-го порядков (трубка Юбилейная), II-го и III-го порядков (трубка Удачная) и локализуются в узлах их взаимного пересечения;

-среднеалмазоносные трубки (Сытыканская, Дальняя и Айхал, Зарница) локализуются в узлах пересечения осевых раздвигов глубинно-коровых сколов III-го и IV-го порядков;

-слабо- и неалмазоносные кимберлитовые трубки связаны с периферийными ветвями глубинно-коровых сколов III–VI-го порядков и коровыми разломами V–VII-го порядков.

Особый характер повышенной магмопроницаемости срединно-осевых сколо-раздвиговых зон подчеркивается их максимальной насыщенностью кимберлитовыми телами. Таким образом, наиболее благоприятными структурными позициями внедрения продуктивных алмазоносных трубок являются узлы диагонального сопряжения медианно-осевых раздвиговых зон, развитых по осям симметрии глубинных коровых сколов I-, II- и III-го порядков [1, 2].

7. Закономерное положение повышено-алмазоносных трубок в структуре поля кимберлитовых внедрений и четко установленная связь с раздвиговым типом каналов со сквозной верхнемантийной и коровой проницаемостями, свидетельствуют о том, что определяющим фактором, влияющим на сохранность алмаза и конечную продуктивность кимберлитовых трубок, является геодинамический фактор, предопределяющий режим движения кимберлитовой магмы к поверхности и определяющий качественную и количественную неоднородную проницаемость кимберлитовых расплавов через консолидированную кору. Данная закономерность есть следствие закономерной деструкции земной коры в геодинамических условиях реализации механизма кимберлитового вулканизма.

8. Установленная закономерность, в обратной причинно-следственной связи, определяется как структурно-поисковый критерий прогноза локализации продуктивных алмазоносных трубок или “правило продуктивных медианно-осевых раздвиговых зон”.

Использование данного критерия при опережающем структурном картировании позволяет изначально выбраковывать 80–85% территории полей кимберлитовых внедрений как заведомо бесперспективные на обнаружение повышено-алмазоносных трубок. Таким образом, закономерности структурного контроля алмазоносных трубок имеют объективный характер, поддаются изучению и могут быть положены в основу крупномасштабного и детального прогнозирования.

Литература

1. Яныгин В.В. Особенности структурного контроля алмазоносных трубок Далдынского кимберлитового поля по данным сейсморазведки МОГТ // III Междунар. конф. "Новые идеи в науках о Земле": Тез. докл. Т. 2. М., 1997. С. 138.

2. Яныгин В.В. Семиранговая структура кимберлитового поля и закономерности тектонического контроля продуктивных алмазоносных трубок // Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия): Материалы конференции. Т. 1. Якутск: ИГН СО РАН, 1997. С. 42–45.

Содержание

<i>Мицц М.В.</i> Параметры состояния архейской литосферы (к правомерности актуалистического подхода при исследовании геодинамических процессов в архейской тектоносфере Земли)	3
<i>Митрохин А.Н., Саядян Г.Р.</i> Криничный сдвиговый рудно-магматический дуплекс растяжения (Южное Приморье)	6
<i>Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.</i> Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы	9
<i>Морозов Ю.А., Смутьская А.И.</i> Тектонические причины объемной неоднородности метаморфизма в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины	12
<i>Морозов Ю.А., Шолпо В.Н.</i> Деформационно-вещественные неоднородности как реперы полистадийной эволюции коры (архей кольской серии)	16
✓ <i>Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.</i> Влияние глобальных неоднородностей в мантии Земли на формирование асимметричной структуры земной коры	20
<i>Муравьев В.В., Видяпин Ю.П.</i> Общепланетарная система поясов магмогенерации	23
<i>Мусатов Е.Е.</i> Рубежи тектоно-магматической активизации в позднемезозойской-кайнозойской эволюции Арктики	26
<i>Наливкина Э.Б.</i> Развитие тектоники, магматизма, метаморфизма, оруденения в раннедокембрийской континентальной коре	29
<i>Неволин П.Л., Митрохин А.Н.</i> Структуры Сергеевского блока древних метаморфических пород как отражение регионального сжатия (Южный Сихотэ-Алинь)	30
<i>Негруца В.З., Негруца Т.Ф.</i> Четыре криптозойских мегацикла взаимосвязанного развития тектоники, магматизма и метаморфизма	34
<i>Негруца Т.Ф., Негруца В.З.</i> Общие закономерности тектоно-магматических и метаморфических процессов на рубеже архея и протерозоя	37
<i>Никишин А.М., Циглер П.А.</i> Внутриплитная тектоника и магматизм на границе перми и триаса как реакция на глобальную реорганизацию кинематики плит и нестабильность мантийной динамики	39
<i>Никишин А.М., Еришов А.В., Брунэ М.-Ф.</i> Деламинация субдуцированного литосферного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма	43
<i>Николаев В.Г.</i> Эволюция континентальных деструктивных осадочных бассейнов	46
<i>Осипенко А.Б., Стефанов Ю.М.</i> Структурный контроль и границы распространения массивов альпинотипных ультрамафитов Восточной Камчатки	49
<i>Павлов А.В., Лазуркин Д.В.</i> Земная кора Баренцева моря и особенности её формирования	51
<i>Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г.</i> Перидотиты Прибрежного пояса Тайгоноса: химический состав минералов как показатель геодинамической обстановки формирования офиолитов	53

<i>Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л.</i> Черноморская впадина как естественный автоклав	57
<i>Петухова Л.Л., Приходько В.С.</i> Позднекайнозойский вулканизм на континентальной окраине Дальнего Востока России: региональные особенности	60
<i>Полетаев А.И.</i> Узловые структуры земной коры: тектоника, геодинамика, магматизм	63
<i>Пучков В.Н.</i> Структурные связи доуралид	65
<i>Пчелинцев С.В.</i> Деформационные и метаморфические структуры северной части Чашковского гранито-гнейсового массива (Южный Урал)	68
<i>Рассказов С.В.</i> Геохронологическая систематика позднекайнозойского вулканизма Юго-Восточной Азии и её геодинамическое приложение	71
<i>Рихтер Я.А.</i> Геодинамика формирования структур юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины	73
<i>Родкин М.В.</i> Геодинамика Южного Каспия и проблемы невязок водного баланса и нефтегазоносности Каспийского региона	75
<i>Розен О.М.</i> Расплавные горизонты в коре коллизионных зон: Гималаи и Кавказ	76
<i>Розен О.М.</i> Миграция очагов мантийного магматизма в фанерозое Сибирского кратона: многослойная мантийная конвекция?	80
<i>Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж.</i> Кайнозойская субдукция срединно-океанического хребта под западную окраину Северной Америки	83
<i>Рудаков С.Г.</i> Многообразие геодинамических связей салаирских тектонических перемен	86
<i>Рудаков С.Г.</i> Прототетис как целостный элемент планетарной системы байкальских океанов	88
<i>Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М.</i> Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности	90
<i>Рыков В.В., Трубицын В.П., Трубицын А.П.</i> Компьютерные трехмерные модели дрейфа континентов, формирования и распада Пангеи	92
<i>Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Ризванова Н.Г., Шалаев В.С.</i> Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства)	93
<i>Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.</i> Ордовикские и силурийские кремнисто-базальтовые комплексы Южного Урала и их связь с офиолитами	95
<i>Ряховский В.М., Ильин И.А., Лебедев И.О.</i> Геоинформационные системы в геологии	98
<i>Савельева В.Б.</i> Метаморфизм, метасоматоз и гранитоидный магматизм в пограничных структурах (на примере юго-восточной части Главного Саянского разлома, Южное Прибайкалье)	100
<i>Савко К.А.</i> Петрология и метаморфическая эволюция гранулитов КМА	104
<i>Сафонова И.Ю.</i> Позднекембрийско-раннеордовикская океаническая кора в северо-западной части Горного Алтая (засурьинская свита)	107
<i>Сахно В.Г., Чащин А.А.</i> Кайнозойский рифтогенный вулканизм континентальной части Востока Азии	111
<i>Сахно В.Г., Матюнин А.П.</i> Восточно-Азиатская система континентальных поясов. Магматизм и геодинамика	114

<i>Свешников К.И., Красовский С.С., Пащенко В.Г., Куприенко П.Я., Красовский А.С.</i> Генетические типы земной коры Украинского щита	116
<i>Семенов И.В.</i> Габбро-гипербазитовые массивы в палеоспрединовой структуре Урала – тектонически совмещенные при её формировании блоки океанической и континентальной литосфер	119
<i>Силантьев С.А., Базылев Б.А., Дмитриев Л.В., Плечова А.А.</i> Петрологическая оценка геодинамических параметров мантийного диапиризма в Срединно-Атлантическом хребте	123
<i>Сиротин В.И., Трезуб А.И., Ненахов В.М.</i> Геодинамическая интерпретация перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы	126
<i>Скляр Е.В.</i> Метаморфические процессы и террейновый анализ	128
<i>Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Меньшагин Ю.В.</i> Геодинамика становления структуры северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Сибирская платформа)	132
✓ <i>Скринник Л.И.</i> К геодинамике Юго-Восточного Казахстана	135
<i>Слабунов А.И.</i> Магматические и метаморфические комплексы позднего архея – индикаторы субдукционной и коллизионной геодинамических обстановок в восточной части Балтийского щита	137
✓ <i>Славинский В.В.</i> Внутриплитное образование плато Онтог-Джава	140
<i>Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А.</i> Структурно-тектоническая природа некоторых волноводов земной коры континентального типа в разрезе Кольской сверхглубокой скважины	142
<i>Смирнов Ю.П., Тюремнов В.А., Горбацевич Ф.Ф., Кузнецов Ю.И.</i> Некоторые вопросы палеогеодинамики континентальной земной коры в геопространстве Кольской сверхглубокой скважины (элементы симметрии, анизотропии и диссимметрии)	146
<i>Смирнова Л.В., Буслов М.М., Тейниссен К., Дельво Д., Травин А.В., Дехандшуттер Б.</i> Кинематический и динамический анализ разломов в зоне сочленения Горно-Алтайских и Западно-Саянских структур	149
<i>Смирнова М.Н.</i> Минераловодская тектономагматическая кольцевая структура	153
<i>Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Александрия М.В., Лучицкая М.В.</i> Эволюция мезозойской конвергентной границы между Евразией и Пацификой	155
<i>Соколов С.Д.</i> Эволюция и тектоника	156
<i>Соколов В.Б.</i> Строение и характер сочленения крупных геотектонических структур Восточно-Европейской платформы по результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе ГРАНИТ	157
<i>Соколов В.Б.</i> Строение зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской плитой и проблема землетрясений этого региона	159
<i>Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.</i> Новый взгляд на эволюцию Алдано-Станового региона в раннем докембрии	160
✓ <i>Сомин М.Л.</i> Соотношения низко-умереннобарического метаморфизма и деформаций в подвижных поясах: хронологический и генетический аспекты	161
<i>Сорока Е.И., Рябинин В.Ф.</i> Трансформация пород Малдинского комплекса в период коллизионного этапа развития Уральской складчатой системы	165
<i>Старосельцев В.С.</i> Геодинамика областей интенсивного траппового магматизма на древних платформах	167

<i>Старосельцев В.С.</i> Маркирующие покровы – основа корреляции и тектонических реконструкций платобазальтов	170
<i>Старосельцев К.В.</i> Петрологические и геохронометрические предпосылки уточнения строения погребенного фундамента Сибирского кратона	173
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Тектоническая расслоенность и магматизм Юго-востока Сибирского континента	176
<i>Сыстра Ю.И.</i> Магматизм и метаморфизм глубинных разломов восточной части Фенноскандинавского щита	178
<i>Сычев П.М.</i> Магматизм глубинных процессов в островных дугах	181
✓ <i>Талицкий В.Г.</i> К проблеме “коллизийного” магматизма (тектонофизический аспект)	183
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Некоторые особенности размещения узлов позднеальпийского магматизма в структуре Центрального Кавказа и влияние магматизма на стиль позднеальпийской тектоники в разновозрастных комплексах	187
✓ <i>Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.</i> Сдвиговые магматические дуплексы	189
<i>Тевелев Арк.В., Гроховская Т.Л.</i> Тектонический режим становления раннепротерозойских расслоенных массивов Балтийского щита	193
<i>Терехов Е.Н.</i> Структурно-вещественная эволюция глубинных пород при их выдвигении в верхние уровни земной коры (на примере Лапландско-Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит)	197
<i>Тибилев И.В.</i> Позднемезозойские проградационные прогибы Чукотки	200
<i>Тибилев И.В.</i> Системный анализ позднемезозойских эндогенных образований Центральной Чукотки	203
<i>Тихомиров П.Л.</i> Гранитоиды Центральной Чукотки как индикаторы геодинамической обстановки	206
<i>Тишкин Б.М.</i> Результаты моделирования пространственно-временных параметров структур в Солнечной системе в связи с геологическими процессами	208
<i>Травин В.В., Коншин В.А.</i> К вопросу о выборе границы Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита	211
<i>Трубицын В.П., Рыков В.В., Соболев С.В.</i> Геодинамическая модель современной Земли	214
✓ <i>Удуратина О.В., Андреичев В.Л., Кузнецов Н.Б.</i> Гранитоиды Протоураля: новые данные о составе и геодинамическая интерпретация	216
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Горячая линия 100° в.д. в новейшей тектонике Внутренней Азии	218
<i>Фатеев Г.Д.</i> Шнековый механизм формирования разноранговых структурных каркасов литосферы	220
<i>Федоров П.И., Филатова Н.И.</i> Позднемеловые-кайнозойские зоны растяжения северо-восточной континентальной окраины Азии (Россия) и сопутствующий магматизм	223
<i>Федоров Т.О., Тихомиров П.Л.</i> Геодинамические комплексы магматитов района Миасского синтаксита (Южный Урал)	226
<i>Федоровский В.С.</i> Интерференция деформаций и коллизийный тектогенез	229
✓ <i>Филатова Н.И.</i> Геодинамические обстановки формирования и эволюции мезозойских орогенических поясов сопредельных Китайско-Корейских регионов	232
<i>Филимонов А.В.</i> Типы метаморфизма Юго-Западного Забайкалья	235

✓ <i>Фокин П.А.</i> Провинции и геодинамические особенности девонского вулканизма Восточно-Европейской платформы	237
<i>Фридовский В.Ю.</i> Позднемезозойские динамические режимы, тектонометаморфические и тектономагматические процессы в рудных районах Верхояно-Колымской орогенной области	240
<i>Фролов В.Т.</i> Историческая геодинамика восточной окраины Азии	243
<i>Фролов В.Т., Щербакова М.Н.</i> Геодинамика Крыма в мезозое и кайнозое	245
<i>Фролова Т.И.</i> Магматизм как индикатор деструктивных структур континентов	247
✧ <i>Фролова Т.И., Бурикова И.А.</i> Являются ли известково-щелочные серии трасерами субдукционных обстановок?	250
<i>Хаин В.Е.</i> Многоуровневая мантийная конвекция и многопорядковая цикличность эндогенных процессов – ключ к пониманию глобальной геодинамики	253
<i>Херасова Т.Н.</i> Проблемы строения докембрийских массивов Центрального Казахстана	255
<i>Холин В.М., Стрик Ю.Н.</i> Модель геодинамического развития Алексеевско-Воронежской синклинойной зоны КМА в нижнем протерозое	258
✓ <i>Худoley А.К., Рейнбирд Р., Стерн Р., Кропачев А.П., Химан Л., Занин А.М., Подковыров В.Н., Сухоруков В.И.</i> Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России	261
<i>Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.</i> Геодинамические условия проявления гипербазит-базитового магматизма Северного Прибайкалья (Восточная Сибирь)	264
<i>Чайкин В.Г.</i> Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы	268
<i>Черкасов Г.Н.</i> Решение геодинамических задач деструктивных стадий эволюции земной коры на основе пространственной рудной зональности осадочных комплексов подвижных областей	270
<i>Черкасов Р.Ф.</i> О гиперболическом характере эволюции Земли в неогее	272
<i>Черкасов Г.Н.</i> Решение динамических задач бокситообразования с использованием методов термобарогеохимии и барометрии	276
<i>Чехович В.Д., Леднева Г.В.</i> Геодинамические аспекты кайнозойского окраинноконтинентального вулканизма Тихоокеанского и Берингоморского секторов Камчатки	278
<i>Чиков Б.М.</i> Коллизионные механизмы структурирования и коллизионный метаморфизм окраинно-континентальных областей Восточной Азии	282
<i>Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В.</i> Внутриконтинентальные коллизионные структуры и коллизионный метаморфизм Алтая	283
<i>Шапиро М.Н., Соловьев А.В.</i> Структура и эволюция зоны Лесновского надвига (Северная Камчатка)	287
<i>Шарков Е.В.</i> Взаимодействие кровли астеносферного диапира и континентальной коры в областях внутриплитного магматизма (на примере Сирии)	290
<i>Шатров В.П.</i> Особенности структурной эволюции Тагильского прогиба в палеозое-мезозое	293
✧ <i>Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Куренков С.А.</i> Новые данные о возрасте и палеогеодинамических условиях формирования эклогитов Полярного Урала	296

<i>Шевчук В.В., Кузь И.С., Кузь О.Н.</i> Давление как фактор метаморфизма и влияние на него тектонических сил	298
<i>Шенгеля Г.Ш.</i> Комплексное решение вопросов геодинамики южного склона Большого Кавказа	302
<i>Шеремет О.Г.</i> Исследование глубинной структуры Байкала на основе моделирования гравимагнитных полей	305
<i>Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н., Березкин В.И.</i> Происхождение и карта докембрийских комплексов Алданского щита в свете данных о глобальном магматическом фракционировании на ранней стадии развития Земли	307
<i>Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е.</i> Структура фрагмента меловой палеоостровной дуги Черного моря	310
<i>Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М., Слабунов А.И., Бибикина Е.В.</i> Супрасубдукционный офиолитовый комплекс Хизоваарского зеленокаменного пояса северной Карелии: первая находка метабоинитов в архее	314
<i>Эз В.В.</i> Структурообразование в условиях метаморфизма	318
<i>Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Салтыков О.Г.</i> Область внутриконтинентального среднепалеозойского магматизма восточной части Сибирской платформы	321
<i>Яковлев Л.Е.</i> Метаморфогенная инфильтрация воды в базальтовый слой и кратонизация океанической коры	324
<i>Яныгин В.В.</i> Геодинамический доминант закономерного тектонического контроля повышенно-алмазоносных трубок в семиранговой структуре поля кимберлитовых внедрений	328

Научное издание

**ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА
И ПРОЦЕССЫ МАГМАТИЗМА
И МЕТАМОРФИЗМА**

**Материалы XXXII Тектонического совещания
Том II**

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Редактор И.М.Ерофеева
Художник О.В.Кураленко

Подписано к печати 05.01.1999 г.
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 65 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 22,0.
Тираж 500 экз.
Тип. зак. № 571С , Москва

Издательство ГЕОС
Изд. лицензия Л.Р. № 050112 от 09.03.95
109017, Москва, Пыжевский пер., 7.
Тел.: (095) 230-80-92
Факс: (095) 951-04-43